

MÉMOIRES

POUR SERVIR

**A UNE DESCRIPTION GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE.**

PARIS. — IMPRIMERIE ET FONDERIE DE FAIN,
rue Racine, n° 4, place de l'Odéon.

6h 1314

MÉMOIRES

POUR SERVIR

A UNE DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE,

RÉDIGÉS

PAR ORDRE DE M. LE DIRECTEUR DE L'ADMINISTRATION
GÉNÉRALE DES PONTS ET CHAUSSÉES ET DES MINES,

SOUS LA DIRECTION

DE M. BROCHANT DE VILLIERS,
Inspecteur-général au corps royal des mines, etc.

PAR MM. DUFRÉNOY ET ÉLIE DE BEAUMONT,

Ingénieurs des mines.

—○○—
TOME TROISIÈME.
—○○—

PARIS,

F.-G. LEVRAULT, Libraire, rue de la Harpe, n° 81 ;
A STRASBOURG, rue des Juifs, n. 33.

1836.

MÉMOIRE

sur les terrains tertiaires du bassin du midi de la France (1).

Par M. DUFRENOY, ingénieur en chef des mines.



Les terrains tertiaires de Paris, si bien connus par la description que MM. Cuvier et Brongniart en ont donnée, description qui a servi de modèle et de guide aux géologues qui se sont occupés de ces terrains, ne sont cependant pour ainsi dire qu'une exception locale. En effet le retour de formations marines et de formations d'eau douce, que l'on observe dans les collines de Montmartre et de Meudon nese représentent pas au delà de Paris (2). En outre

(1) Ce mémoire est le fruit de voyages que j'ai faits dans les années 1827, 1828 et 1830, les observations les plus importantes qu'il renferme ont été communiquées depuis long-temps à la société géologique, et le texte lui-même a été lu à cette société au mois de mai 1834.

(2) M. C. Prévost a démontré que le retour des formations d'eau douce et des formations marines, est beaucoup plus multiplié que MM. Cuvier et Brongniart ne l'avaient d'abord pensé. Cette alternance a conduit M. Prévost à donner une explication ingénieuse de la formation des terrains tertiaires au moyen d'affluens.

Tomé III.

les assises inférieures de ces terrains, qui forment dans le bassin de Paris la partie la plus importante des terrains tertiaires sont presque nulles dans le Midi, tandis que les terrains correspondant au grès de Fontainebleau et à la meulière constituent un vaste manteau qui a recouvert la France presque dans son entier.

Cette assise supérieure des terrains tertiaires possède des caractères fort différents, suivant l'épaisseur que les circonstances locales lui ont permis d'acquérir : cette variation de caractères a été souvent la source de rapprochemens erronés. Lorsqu'elle présente une grande puissance, on trouve, à sa partie inférieure, des couches régulières de combustible qui ont fait croire pendant longtemps que l'argile plastique formait dans le Midi, comme dans le bassin de Paris, la base des formations tertiaires. L'existence du gypse au milieu de marnes d'eau douce, analogues à celles qui accompagnent le plâtre à Montmartre et supérieures aux couches à lignites semblait confirmer ce rapprochement. Les lignites et les gypses furent donc regardés comme des horizons qui servirent à la classification de tous les terrains tertiaires du Midi; mais la position de ces points de repère ayant été mal établie, on conçoit qu'il a dû en résulter de grandes erreurs dans l'étude des terrains qui leur étaient subordonnés.

Dans les localités où les terrains tertiaires ne forment qu'une couverture ou pour ainsi dire une simple pellicule, la différence entre ces terrains est encore plus remarquable ; tantôt ils ne présentent que des amas incohérens de galets quartzeux, d'autres fois ils se composent de dépôts de coquilles brisées, mélangées de polypiers, à la manière des débris que les flots accumulent sans cesse sur nos côtes. Dans quelques circonstances, leur sol est argileux et recèle des minerais de fer, que l'on a supposés pendant long-temps appartenir aux alluvions les plus modernes. Cette grande différence de caractères extérieurs a conduit les personnes qui n'ont étudié que des localités isolées, à admettre dans les terrains tertiaires des rapprochemens et des divisions qui ne s'accordent pas avec les faits étudiés sur une grande échelle.

Différence
entre
les terrains
tertiaires du
midi et ceux
de Paris.

M. Desnoyers, dans un mémoire très-remarquable sur les terrains tertiaires, publié en 1828 (1), a fait justice d'une grande partie de ces erreurs ; mais, obligé de s'en rapporter pour un assez grand nombre de localités à de simples descriptions, il en a laissé subsister quelques-unes. Néanmoins,

(1) Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récents que les terrains tertiaires du bassin de la Seine, et constituant une formation géologique distincte ; précédée d'un aperçu sur la non simultanéité des bassins tertiaires. Février 1828.

son travail a été un grand pas dans l'étude des terrains tertiaires dont il a éclairé plusieurs points.

Quelque temps après, M. Boubée a montré que les galets quartzeux qui recouvrent les sommités de la plupart des collines tertiaires des environs de Toulouse appartiennent à une époque différente des argiles qui forment la base de ces collines. Ce travail intéressant a dissipé une partie de l'obscurité qui régnait sur les terrains tertiaires du Midi; seulement, dans mon opinion, M. Boubée, préoccupé d'une idée dominante, a donné une fausse date à ces amas de galets en les décrivant sous le nom de *post-diluvium toulousain*; ces dépôts, placés le plus ordinairement sur le sommet des coteaux les plus élevés, me paraissent appartenir à une époque antérieure à la dernière commotion que le globe a éprouvée, et dont le diluvium est la conséquence.

Enfin M. Deshayes a été conduit par l'étude des fossiles à diviser les terrains tertiaires en trois groupes, dont le bassin de Paris ne présente que les deux inférieurs, tandis que l'étage supérieur est très développé en Italie, où il forme en partie les collines subapennines. L'examen des dépouilles de grands animaux, si nombreuses dans ces terrains, donne des résultats analogues à ceux qui résultent des importantes recherches de M. Deshayes. Dans ce mémoire, je me propose de prou-

ver, par la géologie pure, c'est-à-dire par l'observation seule de la superposition, que les terrains tertiaires du sud-ouest de la France présentent la triple division indiquée par la paléontologie, et je montrerai l'identité complète de ces divisions par l'énumération des fossiles qu'ils contiennent.

D'après le peu de mots qui précèdent, on a dû remarquer que l'étage inférieur des terrains tertiaires est surtout abondant dans les environs de Paris. D'un autre côté, l'étage supérieur n'y existe pas; ces terrains sont donc inégalement répartis sur la surface de la France, et sous ce rapport on peut distinguer deux bassins très-différens. L'un désigné généralement sous le nom de bassin de Paris, auquel se rattachent les terrains tertiaires des environs de Londres; l'autre, qu'on pourrait distinguer par le nom de bassin du Midi, comprendrait les vastes dépôts tertiaires qui forment une bande continue entre Bordeaux et Bayonne, et se prolongent depuis cette dernière ville jusqu'à Nîmes et à Marseille. Les terrains tertiaires de la Suisse et des Alpes, qui ont une puissance si considérable, appartiennent également à ce second bassin; le calcaire d'eau douce de l'Auvergne et du Cantal, les sables et les minerais de fer de la Dordogne, relient d'une manière continue les terrains tertiaires du bassin de Paris à ceux du Midi.

Les terrains tertiaires forment deux bassins distincts.

Dans ces deux bassins, le terrain tertiaire forme

des horizons géologiques très prononcés; on sait que dans les environs de Paris la formation de craie, sur lequel il repose, a été démodée avant le dépôt des terrains tertiaires, et que l'argile plastique existe à la fois sur les sommités de ce terrain et dans ses anfractuosités. Dans le Midi la limite est encore plus tranchée, les terrains tertiaires reposent en couches horizontales sur les tranches du terrain de craie; cette séparation paraît constante, du moins en Europe. Sans doute, théoriquement, il pourrait y avoir passage entre les terrains de craie et les terrains tertiaires, mais comme une révolution immense, celle qui a donné naissance à la chaîne des Pyrénées et des Apennins a eu lieu entre le dépôt de ces deux terrains, ce passage n'existe pas; quelques géologues ont cru trouver en Sicile une liaison intime entre des terrains qui nous paraissent si nettement séparés; dans cette localité l'impossibilité de cette fusion entre les deux terrains est encore plus grande que partout ailleurs, l'étage inférieur des terrains tertiaires n'y existant même pas.

Les terrains tertiaires de Paris présentent la succession suivante de formations : 1°. L'argile plastique; 2°. Le calcaire grossier; 3°. La pierre à plâtre; 4°. Le grès marin de Fontainebleau; 5°. Les meulières associées à du calcaire d'eau douce.

Ces différentes formations me paraissent devoir être réunies en deux groupes distincts par les fossiles, et par le temps qui s'est écoulé entre leur dépôt; le premier comprendrait l'argile plastique, le calcaire grossier et la pierre à plâtre: le second se composerait du grès de Fontainebleau et des meulrières. L'étage inférieur est aussi très caractérisé par la présence de dépouilles nombreuses de grands animaux de l'ordre des paléothérium, et on pourrait le désigner par groupe des paléothérium.

Division
des terrains
tertiaires en
trois étages

Cette division des terrains tertiaires de Paris, un peu différente de celle adoptée par M. Deshayes, a l'avantage d'être basée à la fois sur la distribution des fossiles, et sur des considérations en rapport avec les révolutions que le globe a éprouvées (1).

Dans le bassin du Midi, l'étage inférieur se montre seulement en quelques points; l'étage moyen y acquiert au contraire une grande puissance, et présente des caractères qui lui sont propres; enfin l'étage supérieur recouvre des surfaces considérables; mais il est presque toujours très mince, et ses caractères lui donnent le plus ordinairement l'aspect d'alluvions avec lesquelles on l'a confondu long-temps; cependant en quelques points ce

(1) Cette division a été indiquée il y a déjà plusieurs années par M. Elie de Beaumont; elle est consignée dans le *Bulletin de la Société géologique* pour 1832.

terrain acquiert une certaine épaisseur. Il contient alors des coquilles nombreuses, et il est complètement identique avec le terrain tertiaire des collines subapennines. La composition de ces terrains conduit naturellement à penser que la profondeur d'eau, sous laquelle ils se sont déposés en France, était généralement très petite; ils ne constituent que des dépôts de rivages tellement agités, que les animaux marins ne pouvaient y subsister, tandis que les mers dans lesquelles se sont formés les fahluns de Perpignan étaient très peuplées.

Sujet de ce
mémoire.

Cette grande différence entre les caractères des terrains tertiaires dans le midi et dans le nord de la France m'a paru intéressante à bien faire connaître; je me propose dans ce mémoire de décrire avec quelques détails les terrains tertiaires de la partie du bassin du Midi comprise entre Bordeaux et le Rhône. Pour compléter l'histoire de ces terrains, et montrer leur liaison intime avec ceux du Nord, je donnerai en outre quelques indications sur plusieurs dépôts du centre de la France.

Forme
du bassin
tertiaire
du Midi.

Le bassin du Midi, considéré dans son ensemble, est extrêmement vaste. Limité au nord par les montagnes anciennes du centre de la France et par celles de la Vendée, il occupe toutes les parties basses de l'Espagne et constitue une grande partie de l'Italie; il s'est moulé sur le sol dont le relief était alors au-dessous des eaux. En ne considérant que

la portion de ce bassin qui fait le sujet de ce mémoire, on peut dire qu'il est allongé de l'est à l'ouest. Déposée postérieurement au soulèvement des Pyrénées, cette chaîne a servi de rivage aux mers dans lesquelles les terrains tertiaires se formaient, et ils se sont déposés de la même manière sur ses deux versans; le bassin du Midi paraît avoir été isolé de celui du Nord, à l'époque où les formations crétacées se sont déposées, à en juger du moins par la différence qui existe entre les corps organisés de ces formations dans la Saintonge et le Poitou, provinces distantes seulement de quelques lieues: mais les deux bassins étaient en communication l'un avec l'autre, à la période géologique qui correspond aux terrains tertiaires, ainsi qu'il résulte de leur continuité depuis Paris jusqu'à Bordeaux. En effet, en consultant la carte géologique de la France, on voit que les formations parisiennes s'étendent jusqu'à la Sologne, dont les plaines presque stériles sont recouvertes de sables tertiaires, lesquels présentent un passage insensible avec les dépôts d'argile ferrugineuse et de minerais de fer qui recouvrent la plupart des plateaux calcaires du Poitou et de l'Angoumois. Ces dépôts, actuellement séparés les uns des autres par les nombreuses vallées qui traversent ces provinces, étaient autrefois continus, et établissaient la liaison entre les terrains

tertiaires du nord de l'Europe et ceux du Midi.

Les terrains tertiaires, qui n'occupent qu'une bande étroite depuis Nîmes jusqu'à Bayonne, s'élargissent beaucoup dans la vallée de la Garonne; et la plaine comprise entre l'Adour et la Garonne est formée de ces terrains. Cet élargissement, remarquable par son étendue, l'est encore davantage par les circonstances de sa composition; il paraît que c'est le seul point du vaste bassin du Midi où le calcaire grossier existe. Cette partie inférieure des terrains tertiaires doit former à une certaine profondeur le sol des Landes (*Pl. I, fig. 1*); puisqu'on le voit, aux deux extrémités de cette vaste plaine, venir butter contre les collines de craie de la Saintonge et des Basses-Pyrénées. Peut-être est-ce à un phénomène de soulèvement que l'on doit de ne rencontrer le calcaire grossier que vers les parois de cette espèce de bassin intérieur, car la Garonne semble avoir creusé son lit dans une vaste faille (*Pl. I, fig. 3*); sa rive droite étant bordée de collines dont la hauteur atteint 120 mètres, tandis que sa rive gauche, constamment plate jusqu'aux environs d'Agen, ne s'élève que de quelques mètres au-dessus des eaux (1); et que la hauteur moyenne des Landes est de 45

Vallée
de la Garonne
ouverte dans
une faille.

(1) Pour rendre sensible la différence que j'ai signalée, j'ai réuni dans cette note quelques hauteurs des collines

mètres; cette différence remarquable dans les caractères physiques de la contrée est encore augmentée par la différence dans la nature du sol; ainsi les côtes de Blaye, de Langon et de la Réole sont de calcaire grossier, tandis que le sol plat du Médoc et des Landes est presque partout recouvert de sables de l'âge des terrains subalpiniens.

I. DES TERRAINS TERTIAIRES INFÉRIEURS.

La partie inférieure du terrain tertiaire, qui présente une diversité assez grande d'assises dans le bassin de Paris et dans les environs de Londres,

de la rive droite de la Garonne, ainsi que celle des points culminans de la rive gauche.

Les hauteurs marquées d'un astérisque sont extraites de l'ouvrage de M. Puissant, sur la triangulation de la France; les autres, d'un mémoire de M. Deschamps, inspecteur général des ponts et chaussées, sur la canalisation des Landes.

Rive droite.	}	* Saint-André-de-Cubzac.	74 ^m ,99
		* La Punaide.	101,59
		* Le Gibault.	124
		* Soubrac.	110,92
Rive gauche.	}	* Bordeaux.	8,76
		* Leogean.	43,67
		* Captieux.	41,94

On doit faire remarquer que Leogean et Captieux sont placés sur des coteaux.

Les Landes sont à la vérité traversées par une petite

est réduite, dans le Midi, à la formation du calcaire grossier. Les caractères de cette formation y sont assez constans. Presque toujours, cette partie du terrain tertiaire est représentée par des couches de calcaire plus ou moins solide, alternant avec des marnes calcaires et quelquefois avec des argiles. Les couches solides renferment beaucoup de fossiles à l'état de moules, ainsi que des milliolites, quelquefois tellement abondantes que le calcaire présente une fausse apparence oolitique. Dans quelques couches les cérites (*cerithium lapidum*) sont aussi nombreuses que dans le calcaire à cérites des environs de Paris; on voit des couches de cette nature entre Pauillac et Lesparre, dans le Médoc.

chaîne de collines, dont la hauteur moyenne est de 70 mètres; mais ces collines sont distantes de plus de dix lieues des rives de la Garonne, et le terrain monte d'une manière tellement insensible, qu'on ne peut s'en apercevoir que par la direction des petits courans qui sillonnent le sol. Du reste, ces collines elles-mêmes sont formées de terrain tertiaire supérieur, circonstance en rapport avec la supposition que la Garonne coule dans une faille.

Etang de Mimizan communiquant di-

rectement avec la mer. 7^m, 20

Etang de Cazau. 20

Les trois Lagunés. 65

Château de Saint-Magne. 70

La Leyre, près de Sore-le-Ville. 61, 20

Moulin Roger, près de Sabres. 68, 80

Rigole de l'Estampon. 76, 50

Dans une ou deux localités, le calcaire est remplacé par du sable calcaire dans lequel la présence des nummulites et des cérites fournit la principale raison qui conduit à les regarder comme formant la représentation du calcaire grossier.

Pour constater d'une manière certaine l'existence du calcaire grossier, je vais donner la description de plusieurs coupes de ce terrain.

Les côtes de la Gironde, à partir de son embouchure jusqu'à Tonneins, nous montrent successivement les terrains de grès vert, de calcaire grossier, de calcaire d'eau douce et de molasse coquillière; c'est à peu de distance au-dessous de Blaye, entre Talmont et Mortagne, que cesse le terrain de craie et que commence le calcaire grossier. La séparation des deux terrains est marquée par un marais, dont le sol argileux appartient peut-être à la partie inférieure du calcaire grossier, ou au terrain d'alluvion moderne; l'impossibilité de voir une ligne de séparation dans un pays plat et marécageux m'empêche d'avoir une opinion positive sur l'âge de ces argiles. Bientôt après, les escarpements de calcaire grossier commencent, et toute la côte de la Dordogne jusqu'au delà de Libourne, et celle de la Garonne jusqu'à Marmande, sont formées des couches du calcaire grossier, qui viennent se montrer successivement au jour.

L'escarpement sur lequel est construit la cita

delle de Blaye me paraît composé des plus anciennes couches de cette formation.

Calcaire
grosier
de Blaye.

1. Les couches les plus inférieures, visibles (*Pl. I, fig. 4*) seulement, lorsque la marée est à son point le plus bas, sont composées d'un calcaire tendre sablonneux, contenant une grande quantité de petits galets quartzeux; ce calcaire formé en partie de milliolites, renferme quelques polypiers plats de forme circulaire (*orbitolites plana*), et reconnaissables seulement à une légère trace blanche, présentant des anneaux concentriques. Ils sont identiques avec les empreintes du même genre que l'on observe si fréquemment dans le calcaire grosier de Vaugirard. Des fragmens d'oursins sont, avec les milliolites et les orbitolites, les seuls fossiles que j'ai trouvés dans cette couche inférieure.

2. Immédiatement au-dessus, repose un calcaire dur et très solide; il contient une grande quantité de calcaire spathique servant de ciment aux parties granuleuses dont se compose ce calcaire; ces parties ne sont autre chose que des milliolites, dont le nombre est si grand qu'elles se touchent de tous côtés, et que le calcaire ressemble à de l'oolite; sans le ciment cristallin qui donne de la solidité à cette roche, ce calcaire se désagrègerait facilement et produirait un sable de milliolites.

Le contact de ces deux systèmes de couches est marqué, dans l'escarpement, par une série de cavités plus ou moins grandes, résultant de la désagrégation du calcaire tendre. Au plafond de ces petites grottes, on voit saillir de nombreux fragmens d'ossemens de squales, remarquables par leur compacité et leur dureté; dans l'escarpement de Blaye, le calcaire dur est peu riche en fossiles : nous y avons recueilli seulement les suivans :

Cerithium lapidum.

_____ mutabile.

Ampullaria acuta.

Lucina lamellosa.??

Calyptraea.

Echinolampas stellifera, (Ch. Desmoulin).

Echinis, inédit (*Clypeaster stelliferus*, Lam.).

Orbitolites planà.

Milliolites, formant la pâte de la roche.

3. Un calcaire tendre et sablonneux, semblable à celui du bas de l'escarpement, mais dans lequel il n'existe pas de galets quartzeux, succède au calcaire dur; il est épais seulement de 3 pieds.

4. Enfin le calcaire dur revient et forme le haut de l'escarpement sur lequel est construit le château; ce calcaire contient une grande quantité d'échinites. J'en ai recueilli un assez grand nombre, dans les fossés de la route

qui conduit de Blaye à La Rochelle, et presque au sortir de la première de ces villes.

On observe des couches supérieures à celles de l'escarpement de Blaye dans la route dont nous venons de parler; si l'on continue à marcher vers Mirambeau jusqu'à la hauteur dite de la Garde à Rollon, on traverse toute l'épaisseur du calcaire grossier, et on arrive même à la formation d'eau douce qui la recouvre; pour faire connaître la coupe générale du calcaire grossier à la hauteur de Blaye, nous allons réunir ces couches supérieures à celles que nous venons d'indiquer.

5. Les premières couches que l'on rencontre au-dessus du calcaire dur avec oursins, sont composées d'un calcaire grossier peu homogène et très caverneux, il contient des parties tendres et d'autres très dures; les milliolites sont répandues avec une grande profusion dans l'une et dans l'autre; mais ces fossiles sont surtout abondans dans les parties solides qui doivent ce caractère à du calcaire ordinairement spathique. Ces couches cavernieuses sont très riches en fossiles.

6. Au dessus, on rencontre un calcaire marneux dans lequel l'argile forme des plaques plus ou moins larges de couleur verdâtre; ce calcaire contient une grande quantité de galets; leur présence nous a fait hésiter long-temps si nous devions le réunir au calcaire grossier ou à la

mollasse qui le recouvre; mais dans cette localité, toute la mollasse est d'eau douce; en outre, les fossiles disséminés dans cette couche sont les mêmes que dans la précédente; seulement elle est remarquable par la présence d'une grande quantité de petites huîtres encore plus abondantes dans la couche suivante.

7. La formation de calcaire grossier est terminée par une couche mince (8 à 10 pouces) de marne verte schisteuse, contenant une grande quantité d'huîtres. Nous verrons dans plusieurs localités cette couche particulière se retrouver à la partie supérieure de la formation de calcaire grossier; partout elle annonce le contact prochain de la formation d'eau douce; cette marne a la plus grande analogie avec les marnes vertes de Montmartre. Une circonstance remarquable, c'est qu'elle contient quelques rognons de gypse et de strontiane sulfatée; du reste, nous devons prévenir que le gypse n'est qu'un accident très rare dans cette formation; la véritable position de la pierre plâtre, dans le bassin du Midi, est au milieu du second étage des terrains tertiaires.

Le calcaire grossier de Blaye et des environs renferme une grande variété de fossiles; j'en ai récolté un assez grand nombre; mais pour rendre mon travail plus complet, j'ai prié M. Ch. Desmoulins, de Bordeaux, qui s'occupe depuis

plusieurs années de la conchyliologie du département de la Gironde, de me communiquer les noms des principales coquilles de ce pays; il a outre-passé mes désirs en m'en adressant une liste presque complète des fossiles bordelais, dont une grande partie sont inédits; j'avais quelque scrupule de me servir d'un travail si intéressant, mais j'ai pensé que sa publication serait utile à la science, et qu'elle assurerait à M. Desmoulins la priorité, pour le travail descriptif qu'il se propose depuis long-temps de publier.

Fossiles du calcaire grossier des escarpemens de la rive droite de la Gironde, entre Blaye et Plassac, et de sa rive gauche depuis Pauillac jusqu'à la mer.]

NOMS DES ESPÈCES.

NOMS DES ESPÈCES.	Etages tertiaires dans lesquels ces fossiles sont connus.
<i>Scutella nummularia</i> , de France.	»
— <i>lenticularis</i> , Lamarck.	»
— <i>polygona</i> , Ch. Desmoulins. (1)	»
— <i>marginalis</i> , Ch. Desm. (2)	»
<i>Fibularia scutata</i> , Ch. Desm. (3)	»
— <i>affinis</i> , Ch. Desm.	»
<i>Echinus elegans</i> , Ch. Desm.	N.
— <i>gacheti</i> , Ch. Desm.	N.

(1) Echiniq. inedit.

(2) Var. a. *angulata*, et var. b. *ovatis*.

(3) (*Echinoneus scutatus*, Goldfuss. *Scutella occitana*, de France. *Scutella ambigua*, Encycl. méth.

Echinolampas affinis , Ch. Desm. (1)	»
— ovalis , Ch. Desm. (2)	»
Spatangus acuminatus , Goldfuss.	Inf.
— grignonensis , Desmarest.	Inf.
Clavagella coronata , Deshayes.	Inf.
Fistulana , 1 espèce non déterminée.	
Pholadomya margaritacea ? Sow.	N.
Crassatella tumida , Lam.	Inf.
Tellina biangularis , Desh.	N.
Corbis pectunculus , Lam.	Inf.
Lucina fortisii ? Desh.	N.
— 2 esp. non déterminées.	»
Cytherea , 2 espèces non déterminées.	»
Venericardia cardita ?	N.
Cardium , 3 espèces non déterminées.	»
Arca biangula , Lam.	Inf.
— scapulina , Lam.	N.
Nucula placentina , Lam.	I. m. ets.
Modiola , 1 espèce non déterminée.	»
Pecten imbricatus , Desh.	N.
— multistriatus , Desh. (3)	N.
Vulsella deperdita ? Lam.	»
Ostrea crenulata ? Lam.	»
Anomia tenuistriata , Desh.	»
— orbicularis ,	»
— profunda ,	»
Ostrea crassissima , Lam.	»
Patella ? (4)	»
Calyptraea trochiformis , Desh.	»
— lamellosa ? Desh.	»
Pileopsis cornucopiæ , Lam.	»

(1) (*Clypeaster affinis*. Goldfuss.)

(2) (*Galerites ovalis*. Valenc.)

(3) (Un peu plus grand qu'à Paris.)

(4) (An *Pileopsis*?)

Bulla, 2 espèces non déterminées.	»
Natica, 1 espèce non déterminée.	»
Ampullaria, <i>id.</i>	»
Delphinula scobina ? Basterot.	»
Trochus agglutinans, Lam. (1)	Inf.
— 2 espèces non déterminées.	»
Cerithium giganteum, Lam. (2)	Inf.
Fusus, 1 espèce.	»
Rostellaria fissurella, Lam.	Inf.
— 1 espèce non déterminée.	»
Voluta musicalis ? Lam.	Inf.
Terrebellum convolutum ? Lam.	Inf.
Milliolites qui paraissent semblables à celles de Paris, entre autres le <i>M. coranguinum</i> , Lam.	Inf.

Environs de
Saint-Emilion.

En remontant la Dordogne on trouve le calcaire grossier jusqu'au delà de Libourne ; seulement il est caché fréquemment par la mollasse qui remplit les dépressions des terrains tertiaires inférieurs. Cette circonstance établit une véritable discordance de stratification entre ces deux terrains (*Pl. I, fig. 2*), et montre, mieux que toute autre disposition, qu'un espace de temps assez long s'est écoulé entre le dépôt de calcaire de Blaye et la mollasse d'eau douce qui le recouvre. Cette superposition est d'accord avec l'étude des fossiles pour établir l'identité du calcaire de Blaye et du calcaire grossier de Paris.

La ville de St.-Emilion, placée sur une hauteur,

(1) (An trochus Benettia? Bast.)

(2) (A l'état de moule.)

et célèbre à Paris par ses bons vins, l'est également depuis long-temps dans le pays par ses carrières souterraines, presque aussi étendues que celles de Montrouge; elles ont fourni la pierre de taille qui a servi à la construction de la plupart des petites villes qui bordent la Dordogne et l'Ill. La ville de Bordeaux elle-même a été, pendant long-temps, chercher ses pierres de construction à St.-Émilion. Les pierres que fournissent ces carrières sont tendres, se laissent facilement scier, de sorte que sur place les pierres équarries d'un pied de côté sur deux pieds de long ne se vendent pas au-delà de 0 fr. 75 c.; cette pierre est, au reste, de qualité inférieure, et se dégrade assez promptement; mais à une demi-lieue au plus de St.-Émilion, on exploite à Montagne un calcaire très-dur, remarquable par la quantité de polypiers qu'il contient; on y trouve aussi beaucoup d'empreintes et de moules d'autres coquilles également caractéristiques du calcaire grossier.

Les carrières de Saint-Émilion sont placées à peu près à la limite inférieure du calcaire grossier: la craie qui forme une vaste ceinture à peu de distance de la Dordogne se montre bientôt; on ne retrouve plus alors que les terrains tertiaires moyens qui la recouvrent en beaucoup de points.

La vallée de la Garonne, dont la direction tire

beaucoup plus vers le sud que celle de la Dordogne, ne coupe pas le terrain de craie dans la partie supérieure de son cours. Sa rive droite est bordée d'escarpemens de calcaire grossier jusqu'aux environs de Marmande, où cette formation vient se cacher sous l'étage moyen des terrains tertiaires. Les premières coupes intéressantes que l'on voit en remontant la Garonne sont celles de Langon et de Saint-Macaire. Les nombreuses exploitations ouvertes dans ces deux localités presque contiguës et dont les produits sont exportés sur une grande longueur du fleuve, offrent la facilité d'étudier le terrain, et surtout les nombreux fossiles qui y sont contenus.

1. Les carrières de Saint-Macaire (1), situées sur la rive droite de la Garonne, sont placées un peu en avant de l'escarpement qui borde cette rive, lequel est environ à 500 toises du fleuve. Elles sont au niveau du sol, et forment par conséquent les couches les plus inférieures que l'on puisse étudier dans cette localité (*Pl. I, fig. 5*). Le calcaire y est très solide, composé d'un grand nombre de

(1) L'exploitation des carrières de Saint-Macaire a fait connaître une grotte, dans laquelle on a trouvé un grand nombre d'ossemens fossiles. M. Billaudel, ingénieur en chef des ponts et chaussées, a fait connaître ces ossemens dans un mémoire inséré dans les *Transactions de la société linnéenne de Bordeaux*.

milliolithes et de moules de coquilles cimentées par du calcaire spathique; son aspect général est assez semblable à celui du calcaire grossier inférieur de Vaugirard. La solidité de ce calcaire en rend la taille difficile et coûteuse; mais il résiste très bien à la gelée et à une grande pression. Les piles du pont de Bordeaux sont construites avec ce calcaire; c'est surtout depuis l'époque où cet utile monument a été entrepris que les carrières de Saint-Macaire ont pris de l'extension; la pierre de Saint-Macaire est maintenant en grand usage à Bordeaux pour la construction des fondations et des soubassements des maisons de quelque importance.

2. Le calcaire de Langon est au contraire tendre et peu solide; il est analogue à celui de Saint-Emilion; on peut facilement le débiter à la scie sèche, ce qui rend son emploi très-économique. Les carrières de Langon sont placées sur la rive gauche de la Garonne, presque en face de Saint-Macaire. Le calcaire exploité dans cette dernière localité ressort sur les bords de la rivière, de sorte qu'on voit la superposition immédiate du calcaire de Langon sur le calcaire de Saint-Macaire. Le calcaire de Langon contient peu de fossiles, les milliolithes y sont encore fort abondantes. On y trouve aussi une grande quantité de scutelles (*scutella subtetragona* ?) Les carrières de Langon même

sont peu importantes; mais cette petite ville étant un des points principaux d'embarquement, on donne le nom de calcaire de Langon à presque toutes les pierres de taille exploitées sur la rive gauche de la Garonne. On retrouve ce calcaire dans les escarpemens de la rive droite, il en forme la partie inférieure. A une très petite distance de Saint-Macaire, en remontant la Garonne, on voit le prolongement des couches du calcaire de Langon recouvert par des couches d'argile que nous n'avons pas encore eu l'occasion de mentionner. Ces argiles sont exploitées à une demi-lieue au-dessus de Saint-Macaire.

3. Au-dessus du calcaire tendre que l'on voit seulement à fleur d'eau, on trouve une couche d'argile blanche très-pure (*Pl. I, fig. 6*), qui peut avoir trois pieds de puissance. Elle est exploitée pour la fabrication de la poterie; cette circonstance et sa pureté lui ont fait donner le nom d'argile plastique, mais elle ne correspond pas exactement à l'argile plastique de Paris, qui forme la couche la plus inférieure des terrains de Paris; du reste, l'argile plastique fait évidemment partie du calcaire grossier, et il est naturel de voir plusieurs assises de cette argile alterner avec le calcaire grossier proprement dit.

Couches
d'argile dans
le calcaire
grossier.

4. Une assise de marnes jaunâtres maculées de rouge succède à la couche d'argile plastique.

Ces marnes sont sèches au toucher, ne font point pâte avec l'eau, et se délitent à l'air en très peu de temps. Elles contiennent quelques moules rares de vénéricardes et des huitres peu nombreuses.

5. Au-dessus, on exploite pour la fabrication des briques une argile très-pure mais assez fortement colorée en rouge.

6. Des argiles jaunâtres, maculées de parties rouges, complètent cette série argileuse, qui forme à peu-près le tiers de l'escarpement, et peut avoir 12 à 15 mètres de puissance. Ces argiles, faisant légèrement effervescence, ne sont pas employées pour la fabrication des briques.

On ne voit les différentes couches argileuses dont nous venons de donner l'énumération que dans les points où des exploitations les mettent à nu; par leur nature, elles donnent rarement lieu à des escarpemens naturels: elles forment presque toujours une avance ondulée au pied des escarpemens du calcaire supérieur, et elles sont presque constamment recouvertes par une accumulation de sables et de galets qui s'élèvent quelquefois à la hauteur de 40 à 50 mètres au-dessus des bords de la Garonne, élévation qui nous fait supposer que ces galets ne peuvent pas être rangés dans les terrains d'alluvion proprement dits, c'est-à-dire dans ceux qui sont postérieurs à la dernière révolution que le globe a éprouvée.

7. Une série de petites couches de marnes et de calcaire analogue au calcaire de Langon succède immédiatement aux argiles. Les couches calcaires sont presque toutes exploitées pour moellons; leur exploitation a lieu par galeries horizontales, dont la hauteur est celle du banc de pierre. Cette circonstance permet de juger, même de loin, de l'alternance des couches solides et des marnes, par la disposition en étage des excavations qui se dessinent sur la déclivité des escarpemens. Ce calcaire est argileux; on n'y distingue plus cette grande multitude de milliolites si remarquable dans les couches les plus inférieures du calcaire grossier; on y trouve beaucoup de polypiers et de petits coraux; il y a en outre quelques moules decoquilles turritellées, principalement des cérites (*C. lapidum, gigant.*), des buccins et des volutes.

8. Enfin la sommité de cet escarpement est recouverte par un calcaire solide, caverneux, mélangé irrégulièrement de parties tendres, circonstance qui, jointe à sa dureté, le rend peu propre à fournir des pierres de taille: il est exploité pour moellons. Ce calcaire renferme une grande quantité de milliolites, ainsi que de moules de fossiles assez variés. Sauf les parties tendres qui existent dans ce calcaire, il présente une analogie complète avec le calcaire de Saint-Macaire et celui de Blaye,

qui appartient aux couches les plus inférieures du calcaire grossier des environs de Bordeaux.

Nous avons annoncé que le calcaire grossier se trouve presque exclusivement sur la rive droite de la Garonne; cependant, entre Langon et Castres, on le voit en beaucoup de points sur la rive gauche, notamment à Bazas, Preignac, Barsac, Cerons, Podensac, Virelade, Arbenatz, Portets et Beau-Tiran; dans la plupart de ces localités, le calcaire est analogue à celui de Langon; mais dans quelques-unes, notamment à Virelade, il est le même qu'à St.-Macaire. La présence du calcaire grossier sur la rive gauche de la Garonne n'infirmes pas la supposition que nous avons faite d'une grande faille qui aurait servi de lit à ce fleuve; on voit bien, il est vrai, le même terrain sur les deux rives; mais il est loin d'atteindre la même hauteur. En effet le calcaire ne forme pas d'escarpemens du côté de Langon (*Pl. I, fig. 5*), à peine s'il y constitue quelques buttes de 8 ou 10 mètres de hauteur. Dans la plupart de ces localités, il ne se montre que dans le lit des ravins, où le terrain tertiaire supérieur a été enlevé par la dénudation, ou lorsqu'il a été mis à découvert par des exploitations.

Rive gauche
de la Garonne.

Les calcaires de Saint-Macaire et de Virelade sont fort riches en fossiles; pour ne pas faire de répétitions, je réunirai, dans la liste suivante, le

nom des principaux fossiles qui existent dans les différentes carrières des environs de Langon et de Saint-Macaire, dont les calcaires sont contemporains. Cette liste m'a été communiquée par M. Ch. Desmoulins.

Fossiles du calcaire grossier de Saint-Macaire, Langon et Viredale.

	Assises tertiaires dans lesquelles les fossiles ont été trouvés
Asterias lævis, C. Desmoulins.	»
Scutella bioculata, Ch. Desm.	»
— subrotunda, Ch. Desm.	»
— faujasii, de Fr.	»
Fibularia scutata, Ch. Desm.	»
— ovata, Ch. Desm. (Echinoneus ovatus, Goldf.)	»
Cassidulus nummulinus, Ch. Desm.	»
— porpita, Ch. Desm.	»
Echinus pusillus, Munster.	Inf.
Echinolampas oviformis, Ch. Desm. (Clypeaster oviformis, Lam.)	»
— ovalis. (Galerites ovalis. Valen. Encycl. méth.)	»
Spatangus acuminatus, Goldfuss.	Inf.
Serpula.	»
Balanus, 2 esp.	»
Gastrochæna, 1 esp.	»
Clavagella.	»
Solecurtus basterotii, Ch. Desm.	»
— strigilatus, Bast.	»
Panopea faujasii, Bast.	N.
Pholadomya, 1 esp.	»
Nactra deltoïdes, Lam. (M. triangula? Bast.)	N.
Crassatella tumida, Lam.	Inf.

<i>Corbula revoluta</i> , Bast.	Inf.
<i>Tellina patellaris</i> , Lam.	»
— <i>biangularis</i> , Desh.	»
— quelques espèces non déterminées.	»
<i>Lucina gigantea</i> , Desh.	»
— <i>columbella</i> , Lam.	Moy.
— <i>diyaricata</i> , Lam.	»
— (quelques espèces non déterminées.)	»
<i>Cytherea</i> , quelques esp. non déterminées.	»
<i>Venus corbis</i> , Lam.	»
— <i>radiata</i> Brocchi.	»
— quelques espèces non déterminées.	»
<i>Corbis pectunculus</i> , Lam.	Inf.
<i>Cardium discrepans</i> , Bast.	Moy.
— <i>Telluris??</i> Lam.	»
— esp. non déterminée.	»
<i>Cardita hippopæa</i> , Bast.	»
— (an <i>penericardia</i> ?)	»
<i>Isocardia</i> . (Esp. inéquivalve d'Orbigny père.)	»
<i>Arca scapulina</i> , Lam.	»
— <i>quadrilatera</i> , Lam.	»
<i>Pectunculus pulvinatus</i> .	Inf.
— Cor.	Inf.
<i>Chama gryphoïdes</i> , Bast.	»
<i>Modiola lithophaga</i> , Lam.	»
— 2 autres esp. non déterminées.	»
<i>Mytilus</i> , 1 esp. non déterminée.	»
<i>Lima glacialis</i> , Lam.	»
<i>Pecten billandellii</i> . Desm.	»
— 4 esp. non déterminées.	»
<i>Ostrea Flabellula</i> .	Inf.
— <i>cymbula</i> , Lam.	»
— <i>undata</i> .	I. et mo-
— <i>virginica</i> .	Sup.
<i>Anomia</i> , très petite esp.	»
<i>Crania abnormis!</i> Al. Brong.	»

Patella? (an pileopsis?)	»
Emarginula, 1 esp. non déterminée.	»
Fussurella clypeata, Grateloup.	»
— 1 esp. non déterminée.	»
Calyptræa, 1 esp. non déterminée.	»
Pileopsis, 1 esp. non déterminée.	»
Hipponix granulatus, Bast.	»
Bulla, plus. petites esp.	»
Natica millepunctata, Lam. (N. stercusmuscorum; Bruq. Encycl. N. patula, Sow. N. canrena, Bast. non Lam.)	I et mo.
Ampullaria maxima? Lam.	»
Tornatella, 1 espèce non déterminée.	»
Delphinula scabina, Bast.	»
— marginata, Lam.	»
— sulcata ou striata? Lam.	»
Solarium, 1 esp. non déterminée.	»
Trochus benettii, Sow.	N.
— sulcatus, Lam.	N.
— 1 esp. qui est peut-être Tr. variabilis; Defr. semicostulatus, Lam.	»
Monodonta?	»
Turbo parkinsoni, Bast.	Inf.
— une grande esp. CCC non déterminée.	»
Phasianella turbinoides, Lam.	N.
Turritella cathedralis, Brong.	I. et mo.
— Turris, Bast.	I. et mo.
Cerithium papaveraceum, Bast.	N.
— granulosum, Bast.	N.
— giganteum.	Inf.
Cerithium Lapidum, Lam.	Inf.
— plusieurs espèces non déterminées.	»
Turbinella? 1 gr. esp.	»
Fusus?	»
Cassis, 1 espèce non déterminée.	»
Buccinum, id.	»

Voluta affinis, Brong. (V. ambigua, Lam.)	Inf.
Marginella ovulata? Lam.	»
— eburnea? Lam.	»
Terebellum convolutum, Lam.	»
Oliva clavula? Lam.	»
— 1 autre esp. ?	»
Conus deperditus, Lam.	Inf.
Milliolites, plusieurs espèces.	Inf.
Nummulites.	Inf.
Orbitokites plana.	
Nautilus pompilius, Lam. Il est probable que cette espèce est un peu dist. de la vivante.	N.

Le calcaire grossier se prolonge peu au-delà de la Réole : on voit les couches supérieures s'abaisser successivement, et disparaître sous le terrain tertiaire moyen à Mongange, à moitié chemin environ de la Réole et de Tonneins. Le coteau qui domine la première de ces villes, et sur lequel sont situés les moulins à vent de Mirail (*Pl. I, fig. 7*) est couronné par du calcaire d'eau douce; cette localité est une des meilleures pour bien constater la superposition du terrain moyen sur le terrain tertiaire inférieur, circonstance que nous avons déjà fait remarquer aux moulins de la Garde à Rollon près de Blaye. La position relative de ces deux terrains tertiaires ne se voit pas seulement à la montée de la Réole, mais en différents points du vaste plateau qui domine cette partie de la vallée de la Garonne. Le calcaire d'eau douce forme un véritable chapeau qui recouvre tout le pays,

Calcaire d'eau douce, sur le calcaire grossier, près de la Réole.

et le calcaire grossier se montre au jour dans les dépressions nombreuses qui le sillonnent. Il n'est pas besoin de trouver des fossiles pour s'apercevoir de la différence des deux terrains : l'aspect seul du pays suffit pour les distinguer ; et la couleur blanche que le calcaire d'eau douce communique à la terre végétale décèle son existence.

Outre l'intérêt qui résulte de la superposition que nous venons d'annoncer, la montée de la Réole est encore un point utile à étudier ; on y voit les couches supérieures de la formation du calcaire grossier, couches qu'il serait quelquefois difficile de distinguer par les caractères extérieurs de la mollasse coquillière, laquelle appartient aux terrains tertiaires moyens et recouvre constamment le calcaire d'eau douce.

1. Les couches inférieures de la montée de la Réole, du côté de Tonneins, sont composées d'un calcaire très sablonneux, contenant une grande quantité de petits galets quartzeux, qui lui donnent de l'analogie avec certaines couches de mollasse coquillière ; seulement ces dernières ont en général moins de solidité et ne contiennent pas de milliolites, fossiles si fréquents dans les couches que nous décrivons.

2. Immédiatement au-dessus, on trouve dans le sentier qui conduit aux moulins de Mirai

des marnes verdâtres plus ou moins mélangées de sable; tantôt elles sont presque entièrement pures, et se délitent alors en plaques schisteuses, tantôt elles sont mélangées d'une assez grande quantité de petits galets quartzeux. Ces marnes contiennent beaucoup de coquilles à l'état de moules peu distincts; elles sont surtout remarquables par le grand nombre de petites huîtres qu'elles renferment. Ces marnes sont analogues à celles que nous avons déjà citées entre Blaye et Mirambeau, dans la partie supérieure du calcaire grossier. Leur épaisseur est au plus de 6 pieds, mais la facilité avec laquelle elles se délitent les fait distinguer des couches calcaires.

3. Ces marnes sont recouvertes par une série de couches, ou plutôt d'amas calcaires très solides, associés avec du sable siliceux. Ces masses calcaires sont aplaties; elles se fondent dans le sable, et comme elles contiennent une grande quantité de grains siliceux: on peut les regarder comme de vastes septaria formés par des filtrations calcaires qui ont eu lieu lorsque les couches supérieures se déposaient. Ces amas calcaires contiennent peu de fossiles; ils sont presque également distribués dans les parties calcaires et les parties sablonneuses.

4. En continuant à s'élever vers la partie supérieure du plateau, on trouve des couches de cal-

caire très solide, formé comme celui de Blaye, par une grande quantité de milliolites cimentés par du calcaire spathique; il contient en outre beaucoup de polypiers, des coraux, des moules de fossiles, souvent trop indistincts pour qu'on puisse en reconnaître même les genres, et une grande quantité des mêmes petites huîtres que je viens de signaler dans les marnes n° 2. Ces huîtres établissent une liaison intime entre toutes les couches que l'on voit dans la montée de la Réole: elles procurent souvent un point de repère précieux pour déterminer si des couches appartiennent au calcaire grossier ou à la mollasse coquillière.

Les couches n° 3 et 4 fournissent d'excellens moellons: leur dureté, empêche de les exploiter pour pierres de taille.

5. Au-dessus existe une couche puissante d'argile sableuse, contenant beaucoup d'huîtres d'espèces variées, en général assez petites, dont plusieurs ne sont pas encore connues. Cette argile contient en outre des nodules analogues aux silix de la craie, composés à la fois de silice et de calcaire.

6. Une nouvelle couche de calcaire dur spathique, contenant des fossiles marins, notamment des vénéricardes, des cythérées, des murex (*M. dubifer*, *fustilosus*), des cérites (*c. papaveraceum*), des buccins, des cônes (*conus deperdi-*

tus), forme la dernière assise du calcaire grossier.

La pente du terrain s'allonge alors beaucoup; elle est terminée par un escarpement brusque de terrain tertiaire moyen, représenté dans cette localité par deux assises différentes.

7. La première de ces assises est une argile sablonneuse, maculée de parties rouges, contenant une assez grande quantité de coquilles d'eau douce, principalement des Lymnées et des paludines.

8. Enfin, le sommet du plateau est composé de calcaire d'eau douce blanc, lequel forme, ainsi que nous l'avons déjà dit, une vaste couverture sur le plateau supérieur; on le voit se prolonger surtout à l'est; du côté de l'ouest, le calcaire d'eau douce n'a que peu d'étendue, les couches inférieures du calcaire grossier sortant successivement au jour.

Le calcaire grossier est représenté, près de Bordeaux, par des sables qu'on peut jusqu'à un certain point comparer aux sables de l'argile plastique: ils sont peu différens des faluns qui correspondent à la mollasse coquillière, et leur âge est dévoilé seulement par la nature des fossiles qu'ils contiennent. Ces sables sont constamment recouverts de quelques pieds de terrain d'allu-

Sable de
Terre-Nègre
correspondant
au calcaire
grossier.

vion ; on ne peut les observer que lorsque des exploitations récentes les mettent à nu.

Nulle part cette occasion ne m'a été offerte. Néanmoins, comme je désire montrer les différens caractères de la formation du calcaire grossier dans le Midi, je transcris ici quelques mots de la description que M. Jouannet a donnée des fouilles qui ont été faites à Terre-Nègre, dans l'enceinte de Bordeaux même.

Le terrain d'alluvion qui recouvre les falunnières de Terre-Nègre, présente à la surface un mélange de roches de diverses natures, surtout de silex de la craie. « On trouve ensuite une argile ferrugineuse contenant à la fois des rognons de fer hydraté géodique, et des blocs isolés de calcaire grossier, souvent très volumineux, toujours d'une grande dureté, arrondis sur leurs angles, et troués comme le seraient des rochers long-temps battus par les flots.

» Cette argile superposée au terrain marin, en suit toutes les sinuosités ; sa couleur foncée tranche fortement avec les couches sablonneuses qu'elle recouvre, et marque la séparation entre l'alluvion et le terrain inférieur.

» Ce dernier terrain est composé de plusieurs lits de sable fin gris ou jaunâtre, très meuble et sans mélange de gros grains. La couche qui a offert la plupart des fossiles dont nous allons

» donner bientôt l'énumération, semble avoir été
 » originaires un banc de madrépores, mainte-
 » nant décomposé, et passé à l'état marneux : ce-
 » pendant les madrépores ont en partie conservé
 » leur forme, leur tissu, un peu de leur première
 » solidité et de leur blancheur.»

*Liste des fossiles reconnus à Terre-Nègre, sous
 l'hôpital Richelieu, et sous le jardin botanique,
 communiquée par M. Ch. Desmoulin :*

Scutella decemfissa, Ch. Desm.	»
— subrotunda, Lam.	»
Cassidulus nummulinus, Ch. Desm.	»
— porpita, Ch. Desm.	»
Spatangus ornatus, de Fr.	»
Crassatella tumida, de Fr.	Inf.
— 1 espèce non déterminée.	»
Arca scapulina.	Inf.
Pectunculus pulvinatus, Lam.	Inf.
Pectunculus dispar? de Fr.	Inf.
Nucula margaritacea, Lam.	I. m. et s.
Crania abnormis, Brong.	N.
Terebratula, 2 espèces très petites inédites.	
Emarginula clathrata, Desh.	N.
Delphinula scobina, Bast.	N.
Trochus bucklandi, Bast.	N.
Turbo parkinsoni, Bast.	N.
— monodonta, Jouannet.	N.
— 4 espèces non décrites.	
Turritella strangulata, Grateloup.	
Renulites opercularis? Lam.	Inf.
Milholites, plusieurs espèces.	Inf.
Nummulites, plusieurs espèces.	Inf.

- Calcaire
grossier dans
les Landes.

Le calcaire grossier se prolonge sous le sol des Landes, on le voit saillir dans quelques points de l'intérieur de cette vaste plaine, où sans doute sa surface a été moins dénudée. Mais il se montre surtout dans les environs de Dax et de Saint-Sever, localités où cette formation repose horizontalement sur le grès vert, dont les couches sont fortement inclinées (*fig. 3, pl. 1*). Il paraîtrait résulter de cette disposition que la vallée de l'Adour, qui forme l'extrémité méridionale des Landes, servirait également de limite au bassin intérieur dans lequel le calcaire grossier s'est déposé.

Cette partie du bassin tertiaire ne présentant pas d'escarpemens, le calcaire grossier n'est mis à nu que dans le lit de quelques ruisseaux, et seulement sur une petite épaisseur. Néanmoins son analogie avec le calcaire qui forme les escarpemens de Blaye, ou avec celui qu'on exploite dans les carrières de Saint-Macaire, est trop grande pour qu'il reste, à cet égard, le moindre doute; de plus, il occupe une position géologique semblable, c'est-à-dire qu'il repose sur les formations crétacées, et qu'il est recouvert immédiatement par le second étage tertiaire.

Le calcaire grossier forme la petite proéminence connue sous le nom de *Tuc du saumon*, près de Pontou. On l'exploite au Mugron sur les bords de l'Adour, entre Saint-Sever et Dax. Mais

parmi toutes les localités où le calcaire grossier est mis au jour, le bourg de Saint-Justin est celle où on peut l'étudier sur la plus grande étendue; la Douze coule sur cette formation; les couches horizontales du calcaire grossier en forment les berges sur une douzaine de pieds de hauteur. En outre, on les voit, sur une longueur de près d'une lieue, former de distance en distance de petites cascades, où l'on peut les étudier avec facilité, grâce au faible volume d'eau qui existe ordinairement dans cette rivière.

Calcaire
grossier à
Saint-Justin.

À Saint-Justin même, le calcaire grossier présente deux couches, dont les caractères sont assez différens; la couche supérieure, dont la puissance est environ de deux pieds, est tendre, friable et terreuse; elle est pauvre en fossiles, et ne contient que quelques huîtres qui me paraissent analogues à celles dont j'ai signalé l'abondance dans les marnes vertes des environs de Blaye, ainsi que dans l'argile sableuse de la montée de la Réole. La position du calcaire de Saint-Justin, presque immédiatement au contact du terrain tertiaire moyen, s'accorde avec la présence de ces fossiles qui existent principalement à la partie supérieure du calcaire grossier.

Le calcaire friable est surmonté d'un calcaire assez dur, peu homogène, composé de parties lisses compactes, qui se fondent dans la masse du

calcaire, et de parties spathiques, un peu granulaires; ce dernier calcaire contient beaucoup de moules de coquilles spirées, (cérîtes, buccins, etc.) dont l'état de conservation est très imparfait; en outre, on trouve disséminé, dans la masse même du calcaire une quantité de petits points blancs qui appartiennent à des milliolites, en général plus petites que les milliolites du calcaire de Saint-Macaire; mais on retrouve cette dernière espèce dans les calcaires de Magron que nous venons de citer plus haut.

Au sortir de Saint-Justin, le calcaire grossier est recouvert par des marnes d'eau douce, qui se rattachent au calcaire, qui forme l'Agenois.

Calcaire
grossier des
environs
de Dax.

Près de Dax, on retrouve le calcaire grossier à la forge d'Abesse dont les fondations sont assises sur un calcaire spathique très dur, contenant une grande quantité de milliolites; il ressort en plusieurs points du cours du Luy, à Hugas, à L'Esperon, au Bedat, à saint Paul, à Quillac, etc. mais la localité la plus intéressante est près de Montfort aux carrières de Garanx: il constitue un calcaire solide contenant comme lui une grande quantité de moules de fossiles très variés. La plupart de ces moules sont pétris intérieurement de milliolites, circonstance qui donne aux fossiles de Garanx une identité complète avec ceux de Saint-Macaire, de Virelade et de Langon; je donne

ici une liste des principaux fossiles de ces carrières, que M. Grateloup a eu la bonté de me communiquer.

Fossiles des carrières de Garanz, près de Dax.

<i>Ostrea sinuata</i> , Lamark.	N.
<i>Spondylus</i> , grande espèce non déterm.	»
<i>Cardita</i> , 2 espèces difficiles à déterm.	»
<i>Pectunculus pulvinatus</i> , Lk. (Var. <i>pyrenaica</i> , Brong.)	Inf.
<i>Venericardia</i> ?	»
<i>Chama</i> , 2 espèces inédites.	»
<i>Isocardia cor</i> , Lk.	I. m. ets.
<i>Mytilus</i> .	»
<i>Modiola lithophaga</i> , Lam.	I. m. ets.
— <i>cordata</i> .	»
<i>Cardium</i> , 2 espèces indéterminables.	»
<i>Tellina biangu'aris</i> ? Desh.	Inf.
<i>Cytherea nitidula</i> ? Desh.	Inf.
<i>Cyprina islandica</i> ?	Inf.
<i>Crassatella tumida</i> .	Inf.
<i>Turbo setosus</i> ?	»
<i>Trochus infudibulum</i> , Bron.	Moy.
— <i>agglutinans</i> , Lam.	I. m. ets.
<i>Solarium millegianosum</i> , Bron.	N.
<i>Turitella terebra</i> , Lk.	M. etsu.
— <i>strangulata</i> , Lk.	Inf.
<i>Ampullaria maxima</i> , Grat.	N.
— <i>crassatina</i> , Lk.	Inf.
<i>Natica patula</i> , Desh.	N.
<i>Conus depertitus</i> , Lk.	Inf.

Assises tertiaires dans lesquelles ces fossiles ont déjà été trouvés.

Conus pelagicus, Broch.	N.
Cyproea physis, Broch.	Moy.
— annulus, Lk.	et mo.
Voluta? Auris leporis? Brocc.	»
Mitra striatula, Broch.	Moy.
Buccinum ???	»
Cassis plicatula, Broch.	Moy.
— astinis, Lk. C. crumence.	Inf.
— lævigata, de Fr.	Inf.
— astinis. C. Saburon.	»
Cerithium indéterminables.	»
Triton anus, Lk.	»
Pyrula?	»
Strombus giganteus, Grat.	N.
— auricularis, Grat.	N.
— torbelianus, Grat.	N.
Sigaretus lævigatus?	I. et mo.
Nautilus sypho, Grat.	»
Milliolites saxorum, Lk.	Inf.
— cor anguiesum, Lk. CC.	»
Polypiers, un grand nombre d'espèces différ.	»
<i>Fossiles du calcaire grossier exploité dans les carrières de Lesperon. Ce calcaire est en couches inclinées.</i>	
Spondylus Gøederopus? Lam.	Inf.
Ostrea, plus. esp.	»
Solen strigillatus, Lam.	»
Pectunculus pulvinatus, Lam.	»
Cardium, plus. esp.	»
Modiola lithophaga, Lam.	»
Chama, 2 esp.	»
Crassatella tumida, Lam.	»
Lucina mutabilis (Venus) Lam. de grande taille.	»
Tellina biangularis? Lam.	»

Donax ?	Inf.
Phasianella ?	»
Trochus Benettiae vel agglutinans.	»
Ampullaria maxima, Grateloup.	»
— crassatina, Lam.	»
Natica patula, Lam.	»
— compressa.	»
Conus deperditus, Lam.	
Cypræa, 2 esp.	
Mitra, 2 esp.	
Buccinum, plus. esp.	
Strombus, id.	
Pyramidella, 2 esp.	
Milliolites saxorum.	
Polypiers.	
Astroites,	} plusieurs espèces.
Madrépores,	
Millepores,	
Cellepores,	
Nullipores,	
Lithodendron,	

Les détails que je viens de donner sur la position géologique du calcaire marin de Blaye, établissent d'une manière certaine que ce calcaire repose sur les formations crétacées, et qu'il est recouvert par des terrains d'eau douce qui appartiennent, ainsi que je le démontrerai bientôt, à l'étage moyen ; en outre, le plus grand nombre des fossiles que j'ai indiqués sont caractéristiques de l'assise inférieure des terrains tertiaires. Quelques-uns se trouvent à la fois dans deux étages de ces terrains, mais aucun n'est propre aux terrains tertiaires supé-

Résumé sur la position du calcaire grossier du Midi.

rieurs. La considération des fossiles s'accorde par conséquent avec les caractères de superposition, pour faire regarder le calcaire que nous avons décrit dans cette première partie, comme étant la représentation exacte du calcaire grossier de Paris; seulement dans le Midi, cette formation est plus simple que dans le Nord: elle est presque uniquement représentée par un calcaire dont les caractères varient peu. Je crois utile aussi de faire remarquer qu'il existe une séparation très tranchée entre le calcaire grossier et les formations crétacées. En effet, dans les Landes, et principalement dans la Chalosse, le calcaire grossier s'étend horizontalement sur les couches relevées de ces formations. Cette disposition est le résultat de la révolution qui a donné naissance à la chaîne des Pyrénées, laquelle a séparé le dépôt de la craie du dépôt des terrains tertiaires; il est donc impossible d'admettre, ainsi que des zoologes distingués sont portés à le faire, que la craie des Corbières, et en général la craie supérieure du Midi de la France dans laquelle on trouve quelques fossiles regardés jusqu'ici exclusivement comme tertiaires, appartiennent à ces derniers terrains. L'explication de cette anomalie importante se rattache peut-être à la position littorale que les couches crayeuses paraissent avoir eue à l'époque de leur dépôt. Il serait possible qu'une appréciation plus exacte de cette circonstance, qui

n'a pas encore été assez étudiée par les conchyliologistes, apportât un jour des modifications importantes dans la distribution trop absolue qu'ils admettent maintenant des fossiles au milieu des formations.

II. DES TERRAINS TERTIAIRES MOYENS.

La nature minéralogique de cette partie des terrains tertiaires et leurs caractères extérieurs varient d'une localité à l'autre, suivant les circonstances qui ont présidé à leur dépôt. Cette différence de composition apporte quelque difficulté à l'étude de ces formations, et pour en saisir l'ensemble, il est nécessaire de les observer à la fois sur une grande étendue : lorsqu'on ne les étudie que dans quelques points isolés, on est conduit à généraliser des caractères qui souvent ne sont qu'accidentels. C'est à cette difficulté d'observation que sont dus quelques rapprochemens erronés, tels que l'association du gypse d'Aix et des lignites de la Provence avec la pierre à plâtre de Montmartre et l'argile plastique du bassin de Paris. Une autre erreur, moins importante que les précédentes, parce qu'elle n'exerce aucune influence sur la classification des terrains tertiaires, est d'avoir supposé la mollasse coquillière antérieure au calcaire d'eau douce, tandis que sa superposition sur ce dernier calcaire, est au contraire, un des phé-

nomènes géologiques les plus certains. On peut observer la position relative de ces deux formations dans la plupart des coteaux qui bordent la Garonne depuis Aiguillon jusqu'à Marmande, dans presque tout l'Agenois, ainsi que dans les environs de Montpellier et de Nîmes. C'est sans doute à quelques circonstances particulières qu'on doit attribuer l'opinion contraire qui a été émise.

Composition
de l'étage
moyen
des terrains
tertiaires.

L'étage moyen des terrains tertiaires est extrêmement développé dans le Midi; il comprend à la fois les calcaires d'eau douce de l'Agenois et de la Provence, la mollasse d'eau douce du Languedoc, les gypses et les lignites de la Provence, le calcaire moellon de Montpellier, la mollasse coquillière de Béziers et des environs de Bordeaux, les faluns des Landes et de la Touraine, quelques grès, comme ceux de Bergerac employés pour le pavage, enfin les argiles sablonneuses que l'on observe sur beaucoup de plateaux et qui fournissent la plus grande partie des minerais de fer qui alimentent nos forges.

Cette grande variété de manière d'être des terrains tertiaires nous apprend que leur dépôt n'a pas eu lieu sous les mêmes conditions que celui des terrains secondaires, lesquels sont homogènes dans un même bassin; les rapprochemens que je viens d'énoncer sont fondés sur l'observation de la position relative des différentes formations des

terrains tertiaires; cette position est en rapport avec la nature des fossiles. Il résulte de cette concordance, qu'une fois l'âge géologique bien constaté en quelques points, par les caractères de superposition, l'identité des fossiles fournit le moyen d'assimiler des localités pour lesquelles ces considérations ne peuvent plus être invoquées.

Les différentes assises des terrains tertiaires moyens ne sont pas confondues ensemble : on pourrait, jusqu'à un certain point, en tracer les limites générales sur une carte géologique détaillée; ainsi le calcaire d'eau douce forme la partie montueuse du pays, dont le sol est composé de ces terrains moyens, comme l'Agenois, les environs de Castres et d'Alby.

Distribution
des
différentes
assises.

La mollasse proprement dite, dans laquelle on trouve des restes assez nombreux de paléotherium, constitue un second étage de collines d'un ordre inférieur. Les environs de Toulouse, de Montauban, etc., appartiennent à cette sous-division, laquelle n'est pas très tranchée, et se fond souvent avec le calcaire d'eau douce.

Les faluns sont déposés presque uniquement dans les parties basses de la contrée tertiaire; on les trouve principalement dans les Landes, où ils sont recouverts par une couche très mince de sables, que nous rangeons dans le troisième étage tertiaire.

La mollasse coquillière est en général assez mince et peu développée, du moins dans la partie du bassin du Midi que je décris dans ce mémoire. Dans l'Agenois, elle recouvre immédiatement le calcaire d'eau douce et forme la sommité d'un grand nombre de collines; elle constitue en outre quelques dépôts plus ou moins considérables au centre même du bassin, tels sont ceux de Narbonne, de Béziers, des environs de Montpellier et de Sommières.

Enfin les argiles sablonneuses et les minerais de fer qui appartiennent à cet étage tertiaire, recouvrent en dépôts minces les coteaux de craie et de calcaire jurassique du Périgord, de la Saintonge et du Quercy.

Position
relative
des
différentes
assises.

Toutes les fois que le terrain d'eau douce existe, il forme l'assise inférieure et constitue pour ainsi dire les parois du bassin dans lequel se sont déposées les formations tertiaires qui nous occupent. Le calcaire recouvre des espaces considérables, et présente dans certaines parties une très grande puissance; cependant la mollasse est plus abondante et constitue en réalité dans le Midi cette assise inférieure: il est rare de voir des escarpemens de calcaire sans aucune couche d'argile ou de sable qui rappelle la mollasse, tandis que le plus fréquemment celle-ci ne contient de calcaire que sous forme de ciment ou de rognons. Le calcaire d'eau douce

pourrait donc être regardé comme formant des amas allongés ou des couches qui s'amincissent graduellement au milieu de la vaste formation arenacée d'eau douce. La mollasse coquillière repose fréquemment sur le calcaire d'eau douce; quant aux faluns coquilliers, comme ceux de Saucats, de Mérignac et de Dax, on les voit bien reposer dans quelque cas sur le calcaire grossier, mais souvent ils sont associés avec la mollasse coquillière, et comme la plupart des fossiles qu'ils renferment se retrouvent dans cette roche, on doit conclure que ces sables en sont exactement la représentation; seulement dans les parties où les faluns se sont accumulés, il ne se déposait pas le carbonate de chaux nécessaire pour leur donner la consistance de la mollasse.

J'ai déjà fait voir, que le calcaire d'eau douce repose à une petite distance de Blaye sur le calcaire grossier, et qu'il en est de même à la montée de La Réole. Dans cette dernière localité, le calcaire d'eau douce se rattache d'une manière continue au calcaire d'Agen, qui vient mourir sur les formations tertiaires inférieures du bas de la vallée de la Garonne. On observe également à Nérac la superposition du calcaire d'eau douce sur le calcaire grossier. Je pourrais multiplier ces exemples; il en résulte que la position du calcaire d'eau douce au-dessous du calcaire grossier est un fait établi

d'une manière certaine et dont je ne m'occuperai plus. Je vais maintenant indiquer les principaux caractères du terrain d'eau douce, puis je ferai voir que cette assise est constamment inférieure à la mollasse coquillière.

Environs
d'Agen.

Le département de Lot-et-Garonne, dont Agen est le chef-lieu, est formé en grande partie de calcaire d'eau douce; la Garonne coule près de cette ville aux pieds d'un escarpement de ce calcaire, et le lit du Lot, à Villeneuve-d'Agen, est également creusé dans cette formation. Seulement, dans cette dernière localité, on trouve au bas de l'escarpement des couches d'argiles jaunâtres, maculées de parties un peu micacées, blanches et très sablonneuses, qui appartiennent à la mollasse proprement dite.

- Le calcaire d'eau douce à Agen et à Villeneuve-d'Agen présente une grande uniformité de caractères; cependant on peut en distinguer deux variétés. Les couches qui occupent la partie inférieure et qui s'élèvent à peu près jusqu'aux deux tiers de l'escarpement sont d'une blancheur remarquable; elles sont terreuses et peu dures, quelques unes plus solides présentent une cassure compacte, mais peu homogène, c'est-à-dire qu'on y distingue des parties lisses plus ou moins larges, et de nombreuses petites cavités irrégulières: les couches solides contiennent des fossi-

les, ce sont en général des moules d'hélices (*H. candidissima*), des lymnées (*L. acuminata*, *longiscata*) et quelques planorbes; ces derniers fossiles, très rares à Agen, sont au contraire abondans dans quelques localités, à Aiguillon, à Castres, aux environs d'Alby, etc., ils sont presque toujours à l'état de calcaire spathique.

La partie supérieure des collines d'Agen est formée par un calcaire d'un gris bleuâtre, coloré par du bitume qui lui communiqué une odeur fétide. Ce calcaire est caverneux et à cassure terreuse; il contient beaucoup plus de fossiles que le calcaire complètement blanc. Ce sont également des hélices, des lymnées et quelques planorbes; je n'y ai pas rencontré de gyrogonites, si abondantes dans le calcaire d'eau douce supérieur de Paris.

Dans l'escarpement de Villeneuve-d'Agen, les deux variétés de calcaire sont séparées par des couches d'argile blanche maculée; ces argiles sont semblables à celles que j'ai indiquées sur le bord de la Garonne; elles sont en outre analogues à celles de la mollasse de Montauban. L'intercalation de ces argiles au milieu des couches de calcaire d'eau douce dans les points où elles sont le plus développées, montre, ainsi que je l'ai déjà annoncé, que la mollasse et le calcaire d'eau douce forment une seule et même assise.

La Garonne et le Lot, à Agen et à Villeneuve-d'Agen, coulent l'une et l'autre aux pieds d'escarpemens d'une hauteur à peu près égale. Mais si on étudie avec soin la position des couches sur les deux escarpemens opposés, on remarque que les couches de même nature sont plus élevées sur la rive gauche que sur la rive droite (*Pl. II, fig. 2*). Cette circonstance est facile à constater, par la présence de la mollasse qui se montre au bord du Lot, ainsi que par l'existence du calcaire dans l'escarpement qui surmonte Agen, tandis qu'on ne le voit pas dans la descente vers Villeneuve-d'Agen. Cette disposition remarquable nous fait penser que le mouvement qui a produit la grande différence de niveau entre les deux rives de la Garonne depuis Tonneins jusqu'à la mer, s'est encore fait sentir dans le haut de la vallée à Agen, mais avec une énergie beaucoup moindre, et qu'il en est résulté seulement une discordance entre les mêmes couches sur les deux rives.

Calcaire
siliceux
de Beaumont.

Le calcaire d'eau douce complètement pur, près d'Agen, est fréquemment mélangé d'une grande quantité de silice, disséminée dans sa masse même, et donnant naissance à un calcaire dur et siliceux, réunie sous forme de rognons. Dans ce dernier cas, les silex sont en général à l'état de quartz résinite; il existe alors une analogie complète entre ce calcaire

d'eau douce et les meulières des environs de Paris. Cette manière d'être du terrain d'eau douce se représente dans beaucoup de localités; mais elle est surtout très-prononcée dans les collines des terrains tertiaires du département de la Dordogne, entre Montpassier et Beaumont. La silice y est tellement abondante, que dans plusieurs points on exploite des pierres meulières semblables à celles de Paris, notamment aux environs de Bergerac et de Beaumont. Je vais donner quelques détails sur cette dernière localité, où le calcaire d'eau douce contient en outre de la pierre à plâtre. La ville de Beaumont est située exactement à la séparation du terrain de grès vert et du calcaire d'eau douce. On voit, dans plusieurs jardins de la ville, le contact de ces deux terrains, qui sont l'un et l'autre en couches horizontales. Le sentier qui monte du fond de la vallée à la ville donne la facilité d'étudier le calcaire d'eau douce sur une grande épaisseur; cette coupe est en outre intéressante, parce qu'il résulte nécessairement du développement du calcaire d'eau douce au pied de la colline, que ses différentes couches viennent buter successivement contre le grès vert.

Le calcaire d'eau douce est très uniforme; cependant on distingue la succession suivante de couches :

Rognons
de silex.

1. Des marnes blanches légèrement schisteuses se délitant à l'air. Ces marnes contiennent quelques rognons de silex gris, peu adhérens à la pâte, et entourés de tous côtés par des parties siliceuses, blanches et peu dures.

2. Calcaire d'eau douce terreux contenant une infinité de nodules marneux, traversé dans tous les sens par du calcaire spathique qui forme des petits filets ramifiés; souvent ces nodules deviennent assez grands, et le calcaire paraît composé de deux parties distinctes. Cette couche renferme une assez grande quantité de lymnées, exclusivement répandues dans la partie calcaire.

Vers le haut, cette seconde assise de couches présente des bandes assez régulières de silex noirs. Les marnes qui les séparent forment des petites couches feuilletées, au milieu desquelles on trouve une grande quantité de coquilles turritelées, que je suppose être des potamides. Ces marnes sont aussi fréquemment recouvertes d'aspérités dues à des impressions végétales très imparfaites.

L'assise de calcaire terreux peut avoir 40 mètres de puissance, et les couches de silex et de marnes au plus 3 mètres.

3. Le calcaire devient très compacte, sa blancheur; et surtout les petites cavités nombreuses

qu'il contient, sont les seules circonstances qui empêchent de le confondre avec le calcaire secondaire. Cette variété de calcaire ne forme pour ainsi dire qu'une exception, elle est pénétrée comme le calcaire terreux de petits filets spathiques disposés en réseau; cette couche ne m'a pas offert de fossiles.

4. La partie supérieure du coteau, sur une épaisseur considérable, au moins 30 mètres, est composée de calcaire d'eau douce siliceux; il y existe en outre des silex calcédonieux, qui y constituent des masses plus ou moins considérables. Souvent ces silex sont opalins, fortement translucides, et se cassent avec facilité en éclats aigus. Ils sont alors disséminés assez régulièrement dans les couches. D'autres fois, ces silex forment des masses ptissantes, cavernueuses, mais non cariées à la manière de la pierre meulière de Meudon, dont ils diffèrent par leur état calcédonieux et opalin. Ces masses siliceuses ne font pas alors partie d'une couche. Elles sont plutôt intercalées d'une manière irrégulière dans le terrain, et paraissent le produit de filtrations qui l'auraient traversé à une époque peu postérieure à son dépôt. Ces masses siliceuses sont quelquefois assez considérables pour être employées pour meules. On en exploite près de Beaumont, à Cunial, au Rocail de Cunial, à Saint-

Pierres
meulières.

Aubin et au Faux; mais les meules les plus célèbres du Midi sont tirées des environs de Bergerac.

Le calcaire d'eau douce de Beaumont contient de la pierre à plâtre; les carrières où l'on exploite cette substance sont situées au Roc de Pers, à dix minutes au sud de Saint-Sabine. La pierre à plâtre n'y forme pas de masses puissantes; elle se compose de petits cristaux de gypse, disséminés dans une marne schisteuse, analogue à celle que nous avons indiquée au pied de la colline de Beaumont, du côté de Montpassier. Il existe plusieurs couches de marnes avec cristaux de gypse; deux seulement fournissent une bonne pierre à plâtre. Quelquefois le gypse est sous la forme de gros cristaux en fer de lance; ces derniers sont rarement assez nombreux pour être exploités. Au milieu des marnes on trouve des rognons compactés, très lourds, imprégnés de strontiane sulfatée. Dans les carrières mêmes, on ne voit pas, d'une manière positive l'intercallation des marnes gypseuses dans le terrain d'eau douce, elles y forment la surface du sol, mais dans les monticules qui bordent au nord et au nord-est la petite plaine de Sainte-Sabine, et qui sont peu distans des exploitations; ces marnes alternent avec le calcaire d'eau douce, qui forme tout le plateau supérieur, de sorte que la con-

Gypse
dans
le calcaire
d'eau douce.

temporanéité de ces couches n'est pas douteuse.

Le calcaire de Beaumont est exactement dans le prolongement des calcaires d'Agen et de La Réole, dont nous avons établi la position d'une manière positive; il en résulte que le gypse de Ste.-Sabine est enclavé dans le second étage des terrains tertiaires. Nous verrons plus tard que cette position lui est commune avec tous les gypses tertiaires du Midi.

Le calcaire d'eau douce de Castres contient de nombreuses concrétions calcaires qui lui donnent, lorsqu'elles sont de petites dimensions, l'apparence d'une oolite à gros grains. La structure de ces concrétions, dont tous les cabinets de minéralogie possèdent depuis long-temps des échantillons, fait supposer qu'elles ont été produites sur place, et non par le roulement dans une eau chargée de chaux carbonatée, à la manière des pisolithes; en effet, ces dernières présentent presque toujours au centre un grain de sable, autour duquel la chaux carbonatée a cristallisé en formant des couches concentriques; dans les concrétions des environs de Castres, le centre est presque toujours à l'état de calcaire spathique; il faut donc qu'il ait pu cristalliser tranquillement, tandis que les couches concentriques qui le recouvrent ont cristallisé d'une manière confuse. Ces concrétions sont plutôt cylindriques que

Calcaire
de Castres
avec nodules
concrétionnés.

sphériques; quelquefois elles ont jusqu'à 6 ou 8. pouces de long sur 3 ou 4 de diamètre; le plus ordinairement leur grosseur est celle d'un pois, souvent même elles sont encore plus petites. Ces nodules sont alors agglutinés par une pâte calcaire et forment par leur réunion une pseudo-oolite. Cette texture, fréquente dans les calcaires d'eau douce du Midi, fournit souvent un caractère excellent pour les distinguer; les calcaires des environs de Narbonne, de Nîmes, d'Aix et de Marseille la présentent souvent.

Ce calcaire pseudo-oolitique alterne avec des marnes calcaires blanches et des calcaires d'eau douce semblables à ceux d'Agen et de Beaumont; souvent on observe dans le calcaire et dans les marnes une tendance à la structure concrétionnée, dévoilée seulement par des taches arrondies, ou par des différences dans la compacité du calcaire. Les couches formées en partie de concrétions ne contiennent pas de fossiles; mais le calcaire terreux de la côte d'Aumontel, ainsi que de Castres en renferme beaucoup; les plus abondans sont des planorbes transformés à l'état de calcaire cristallin; les lymnées y sont en comparaison très rares. J'ai recueilli en outre à Aumontel un cyclostôme et deux moules d'hélice.

Une autre circonstance que présente le terrain d'eau douce de Castres, et qui lui est com-

muné avec la plupart des calcaires du Midi, c'est que les couches inférieures sont fréquemment colorées en rose par une certaine quantité de fer oxydé; souvent aussi ces couches rosées contiennent quelques nodules à structure concentrique, ou du moins concrétionnée. On ne les distingue pas toujours dans les cassures fraîches; mais par leur exposition à l'air, ces calcaires se délittent, et les noyaux arrondis se séparent de la masse.

Le calcaire d'eau douce repose sur des couches d'argile et de mollasse; aux Pesquiers, l'argile est exploitée pour la fabrication des briques. Les calcaires blancs et les marnes sont compactes et assez solides. Ces différentes roches sont fréquemment traversées par des petits filets de calcaire spathique, qui se ramifient dans tous les sens; le calcaire contient en outre de nombreuses géodes de chaux carbonatée lamelleuse.

On observe souvent au milieu du calcaire, surtout dans les couches supérieures, des parties siliceuses, très compactes, de couleur jaunâtre et verdâtre, qui rappellent le calcaire d'Orléans.

J'ai déjà indiqué, près d'Agen et de Castres, de la mollasse à la partie inférieure du calcaire d'eau douce, ainsi que de petites couches de cette roche au milieu de ce même calcaire; la mollasse paraissait alors accidentelle au milieu du calcaire d'eau douce. Dans un grand nombre de localités,

au contraire, le calcaire ne forme que des couches minces, ou seulement même des rognons, au milieu d'une épaisseur considérable de grès ou d'argile; il résulte nécessairement de cette disposition que la mollasse et le calcaire d'eau douce se fondent l'un dans l'autre, et que le développement de l'une ou l'autre de ces roches est dû à des circonstances locales.

Calcaire
d'eau douce
intercale
dans
la mollasse.

Le coteau sur lequel sont construits les moulins de la Ramière et qui force le Lot à faire une pointe, au sud vers Aiguillon, nous offre un exemple très marqué de couches calcaires incercalées au milieu de la mollasse.

1. Le bas de l'escarpement sur une hauteur d'environ 30 mètres (*Pl. II, fig. 4*), est composé de couches d'argile et de grès micacé, presque sans consistance; les argiles sont jaunâtres, maculées de parties beaucoup plus claires, qui forment des taches et des veinules ramifiées dans différens sens. Cette disposition, difficile à bien décrire, est constante dans les argiles de la mollasse, et peut servir dans une même contrée à reconnaître cette formation. Le grès mélangé avec ces argiles est composé à la fois de grains de quartz hyalin et de feldspath blanc terreux; cette dernière substance, par son éclat mat, donne au grès une apparence toute particulière. Le ciment qui relie ces différens grains est composé de la

même argile que nous venons de décrire; il en résulte que, suivant que le mélange d'argile et de sable est plus ou moins considérable, il existe un passage insensible entre les couches argileuses et les couches de grès ou mollasse; malgré ce passage, les couches argileuses et les grès sont généralement bien séparés. Dans la montée des moulins de la Ramière les grès sont à grains fins et micacés.

2. Au-dessus de ces couches, peu consistantes, et qui tombent en poussière par la simple dessiccation, on rencontre une couche, ou mieux une série de couches, pouvant avoir 8 mètres de puissance environ, d'une mollasse solide, résistant assez bien aux actions atmosphériques et que l'on exploite pour pierres de construction; ce grès à grains plus gros que les couches sur lesquelles il repose, ne peut cependant pas encore être qualifié de grès à gros grains. Il est composé, comme le premier, de petits galets arrondis de quartz hyalin et de fragmens de feldspath terreux; le ciment est à la fois argileux et calcaire; c'est à la présence de cette dernière substance qu'est due la solidité de cette seconde assise de mollasse.

3. Un système de couches de calcaire d'eau douce, ayant environ 20 mètres de puissance, recouvre la mollasse; ce calcaire, d'un beau

blanc, est généralement tendre; cependant il ne se désagrège pas comme la mollasse, et forme des escarpemens beaucoup plus brusques; de loin on distingue parfaitement, au profil de la montagne, la partie de la montée ouverte sur le calcaire d'eau douce, et celle qui traverse les argiles et la mollasse: le calcaire d'eau douce contient des fossiles peu nombreux, ce sont des hélices (*H. candidissima*) et des lymnées (*L. longiscata*, *cornea*).

Vers la partie supérieure, le calcaire est argileux, et passe à des masses schistenses. Celles-ci admettent bientôt un mélange de grains quartzeux et de feldspath, et qui donnent naissance à de la mollasse très calcaire.

Rognons
de calcaire
dans
la mollasse.

4. La mollasse forme de nouveau une seconde assise qui peut avoir de 12 à 15 mètres de puissance, elle est à grains très variés, non schisteuse, et sans paillettes de mica. Elle contient une grande quantité de feldspath terreux. On y trouve en outre assez fréquemment des rognons de la grosseur d'une noix d'une matière blanche magnésienne: le ciment est argileux et peu abondant, ce qui rend cette partie de la côte sablonneuse, en même temps que glissante et difficile à gravir à cause de la présence de l'argile.

5. Le sommet du coteau est couvert par une espèce de chapeau, de 8 à 10 mètres au plus de puissance, d'un calcaire gris foncé, très dur,

quoique sans silice ; il est fétide, criblé de cavités et contient une grande quantité de fossiles ; ce sont des lymnées et principalement des planorbes avec leur têt.

Dans le bassin de Toulouse et dans celui de Pau ; en général, dans la partie méridionale de la bande de terrain tertiaire, qui court parallèlement aux Pyrénées, le calcaire est très peu développé, et souvent il est représenté par de simples rognons, disséminés au milieu de la mollasse.

A Toulouse, le lit de la Garonne est rempli d'un terrain d'alluvion (1) qui s'étend sur presque toute la longueur du cours de ce fleuve ; mais la vallée est creusée dans la mollasse, qui forme les collines voisines et il existe une grande homogénéité dans la composition de ces collines, exactement

(1) La vallée de la Garonne, et en général la plupart des vallées qui descendent des Pyrénées, sont couvertes d'alluvions considérables. Ces alluvions présentent plusieurs terrassés successifs, phénomène qui nous indique que ces dépôts de transport remontent à une époque ancienne ; mais il y a une grande différence d'âge entre les galets qui occupent le fond des vallées et ceux qui recouvrent les hauteurs. La nature des galets offre, en outre, des caractères qui distinguent très-bien les deux dépôts. Ainsi les premiers sont presque toujours le résultat de la destruction des terrains anciens, tandis que les autres sont de roches très variées, et souvent appartiennent à des terrains modernes, tels que le calcaire du Jura et même le grès vert.

de même nature que celles qui bordent le Tarn devant Montauban; la seule différence consiste dans la plus ou moins grande quantité de calcaire, lequel est toujours exceptionnel dans cette partie du bassin tertiaire du Midi.

Les collines de Montaudran au sud-est de Toulouse, sur la route de Sorreze, présentent la succession suivante :

1. On voit à la partie inférieure de ces collines, et seulement lorsque quelque fossé profond le met tout au jour, un grès argileux, composé de galets, de quartz hyalin, d'un peu de feldspath et de mica. Ce grès est peu solide et se désagrège par l'action de l'air; de sorte qu'on n'en voit ordinairement que les débris; il donne naissance par sa destruction à un sable siliceux très grossier.

2. Une suite de couches, pouvant avoir 10 à 12 mètres de puissance, d'argiles jaunâtres, compactes, sablonneuses et un peu micacées; ces argiles, plus ou moins colorées, sont quelquefois rendues schisteuses par une certaine quantité de mica, lequel, au reste, est toujours peu abondant. Outre leur couleur ferrugineuse, ces argiles présentent des parties blanchâtres qui courent irrégulièrement dans la masse; on dirait qu'un liquide décolorant a traversé ces argiles, et que partout où ils'est répandu il a enlevé le fer; cette dispo-

sition; que j'ai déjà signalée, est caractéristique pour ce terrain (1).

3. Des argiles analogues aux précédentes, mais effervescentes par le mélange d'une petite quantité de calcaire, forment une assise de 3 à 4 mètres; au milieu de cette assise, le suc calcaire s'est réuni quelquefois en plus grande quantité, et a donné naissance à des rognons de la grosseur du poing; ils sont placés à peu près à la même hauteur, et affectent par leur ensemble l'apparence d'une couche, de même que les silex de la craie; ces parties calcaires, ordinairement très solides, sont en saillie au milieu de la mollasse qui se désagrège: la cassure de ces rognons est un peu cristalline; mais on voit qu'ils contiennent une certaine quantité de sable et d'argile.

A. Gaillac, sur le Tarn, la même disposition se représente; seulement le calcaire est beaucoup

(1) Les argiles qui accompagnent les arènes et les arkoses présentent aussi cette différence dans la coloration; mais outre la position géologique de ces terrains placés constamment à la séparation des terrains anciens et des terrains secondaires, il existe encore une différence totale, dans la nature même des argiles; ces dernières contiennent jusqu'à 24 pour 100 d'eau, et sont solubles dans les acides, tandis que les argiles tertiaires, constamment produites par des dépôts sédimentaires, sont insolubles dans les acides, et ne contiennent presque jamais plus de 12 ° d'eau.

plus abondant. Au lieu de constituer simplement des rognons, il forme une couche très irrégulière, qui donne de la chaux hydraulique de bonne qualité.

Le sommet des coteaux est recouvert de galets incohérens, qui nous paraissent appartenir à une époque plus moderne, et que nous rangeons dans le terrain tertiaire supérieur.

Environs
de Pau.

La route de Pau à Monnein nous fournit un second exemple de rognons de calcaire au milieu de la mollasse; nous le choisissons parmi un grand nombre d'autres, parce que le calcaire, malgré son peu d'épaisseur, présente des traces certaines de son origine lacustre. Cette route, après avoir suivi le pied des coteaux de Jurançon; pendant à peu près deux lieues, les traverse à deux reprises pour passer dans la vallée de Monnein. Elle fournit ainsi la facilité d'étudier plusieurs coupes de ces terrains tertiaires sur une épaisseur très considérable.

1. Le bas de la montée est ouvert dans une argile jaunâtre très-sablonneuse, contenant des parties endurcies par la concentration d'une assez grande quantité de fer oxide hydraté. Sur la route même ces parties ne sont pas assez riches, et surtout pas assez abondantes, pour être exploitées; mais dans plusieurs localités, notamment aux environs de Vic en Carladez, on a exploité

des minerais de fer dans une position identique; les minerais des Landes, qui alimentent un assez grand nombre de hauts-fourneaux, appartiennent également à cet étage des terrains tertiaires, et sont, ainsi que nous l'indiquerons plus tard, au milieu des sables de la mollasse.

Le terrain de transport ancien, qui recouvre le fond de la vallée du Gave de Pau, cache souvent la couche inférieure que nous venons d'indiquer, et empêche d'en connaître l'épaisseur.

2. Immédiatement au-dessus, on trouve des argiles très-calcaires, mélangées de rognons entièrement analogues à ceux que nous avons indiqués dans les collines qui environnent Toulouse.

3. Le calcaire augmentant successivement dans cette couche, l'argile calcarifère passe à des marnes blanches, analogues à celles qui existent dans les terrains d'eau douce les mieux prononcés. Ces marnes sont tendres; se délitent à l'air et contiennent des moules rares d'hélices et de paludines, dont la forme est très reconnaissable, mais dont il est impossible de déterminer l'espèce avec quelque certitude. On trouve en outre dans ces marnes des rognons plus durs que la masse, et des nodules tantôt sphériques, tantôt allongés, composés de couches concentriques, présentant au centre un petit noyau de calcaire spathique. Ces concrétions, semblables à celles du calcaire

d'eau douce de Castres, se retrouvent également dans les calcaires des environs de Narbonne, de Montpellier, d'Aix et de Marseille; elles fournissent un caractère constant, qui permet de regarder tous ces calcaires comme appartenant à une même assise. Quelques galets sont disséminés dans ces marnes.

Cette couche, dont l'épaisseur est d'environ deux mètres, dans la montée qui conduit au col de Poulanc, le premier que l'on doit passer avant d'arriver à Monnein, ne se retrouve pas dans la descente après le col. Il en résulte nécessairement que les marnes ne forment pas une couche continue, mais plutôt un vaste noyau au milieu de la mollasse; cependant les eaux dans lesquelles la mollasse se déposait, quoique plus chargées en calcaire à la partie qui correspond à la coupe que je décris en ce moment, en contenaient encore une certaine quantité à la hauteur de Monnein; car les couches correspondantes aux marnes sont calcaires.

4. De la mollasse très peu solide succède immédiatement aux marnes; elle est composée de petits grains siliceux, de la grosseur d'un grain de millet, agglutinés par de l'argile analogue à celle qui forme la base du coteau. Outre ces grains siliceux, cette mollasse contient quel-

ques galets de calcaire siliceux qui proviennent du terrain de grès vert.

5. Elle est recouverte par une masse puissante de poudingue composé d'une quantité énorme de galets de la grosseur d'un œuf, souvent même de la grosseur du poing, de quartz blanc, de calcaire jaune compacte ou de grès quartzeux réunis par de l'argile jaunâtre : les galets appartiennent pour la plupart au terrain crétacé sur lequel le terrain tertiaire s'appuie ; plusieurs contiennent encore des milliolites. L'abondance de ces cailloux roulés est souvent telle, qu'ils se touchent, et qu'à peine s'ils sont cimentés entre eux ; il n'existe aucune séparation tranchée entre les couches d'argile qui contiennent des galets, et la mollasse sur laquelle elles reposent ; il est donc naturel de supposer qu'elles appartiennent aux mêmes terrains tertiaires. Cependant un ensemble de faits conduisent à les supposer d'une époque plus moderne, et je les rapporte à l'étage supérieur des terrains tertiaires. Cette accumulation immense de galets annonce en effet qu'une cause générale a apporté une certaine perturbation au dépôt tranquille des terrains tertiaires, et il est naturel de supposer qu'elle correspond à la séparation des assises moyennes et supérieures de ces terrains.

6. Enfin tous les plateaux sont complètement

recouverts par des galets incohérens, qui donnent une grande aridité à ces sommités, sur lesquelles il ne croît que des bruyères; leur stérilité forme un contraste remarquable avec la végétation vigoureuse des vallées, que la nature semble par compensation s'être pluë à orner de toutes les richesses du Midi.

Ces galets sont le résultat de la désagrégation de la partie supérieure de la couche de poudingue, dont le ciment, d'abord altéré par les agens atmosphériques, a été enlevé par les eaux pluviales. Quelques personnes ont comparé ces galets aux blocs erratiques des Alpes; mais le phénomène qui les a produits est d'un ordre différent. On peut, du reste, s'en assurer facilement par la nature des galets qui recouvrent les plateaux des environs de Pau, et de ceux qui sont dispersés dans les vallées qui aboutissent aux Pyrénées. Ces derniers, presque exclusivement granitiques, appartiennent aux alluvions anciennes, que j'ai signalées, tandis qu'on reconnaît avec évidence que les cailloux roulés qui recouvrent presque exclusivement les hauteurs sont composés de quartz hyalin et de grès des terrains crétacés.

Cette différence est très remarquable sur la route de Bagnères de Bigorre à Tournay, la vallée de l'Adour étant semée de galets et de blocs énormes de granite, tandis qu'on n'en observe plus

un seul sur les coteaux d'Orignac et de Cieuta.

Les galets disséminés au milieu des argiles et des poudingues tertiaires des environs de Pau sont en grande partie calcaires. Cette circonstance se représente dans toute la bande des terrains tertiaires déposés aux pieds des Pyrénées, tandis que les galets de la mollasse, qui s'appuient sur les montagnes de la Vendée et du Limousin, sont formés entièrement aux dépens des terrains anciens; cette différence remarquable entre les élémens d'un même terrain et dans un même bassin, montre que les formations tertiaires, quoique résultant d'une cause générale qui a agi à la même époque, ont cependant été formées presque sur place et aux dépens des roches qui se trouvaient à la proximité de chaque dépôt. L'abondance des galets de calcaire est peut-être la meilleure preuve que l'on puisse donner de ce fait intéressant, le peu de dureté de cette substance ne lui permettant pas de subir une trituration prolongée; en effet l'on ne trouve que rarement des galets calcaires dans les terrains de transport qui occupent le fond des vallées des Pyrénées, et s'élèvent jusqu'à une certaine hauteur sur leurs pentes; cependant ces terrains d'alluvion sont comme les terrains tertiaires formés aux dépens des roches qui existent dans les Pyrénées, et en outre des terrains tertiaires où les galets de calcaire sont si abondans.

Différence
entre
les terrains
d'alluvion
et les terrains
tertiaires.

Les terrains tertiaires doivent donc avoir été formés presque sur place, et sans que leurs élémens aient éprouvé un grand frottement; on comprend alors que leur composition soit soumise à une foule de causes locales, et qu'à une petite distance une même assise puisse se présenter sous des formes très différentes. La continuité des couches, le passage des unes aux autres, et surtout leur position relative, sont donc des caractères importants à constater, pour établir la contemporanéité des différentes parties de ces terrains; l'identité de composition, très bonne aussi, ne se présente que rarement.

La différence de nature entre les galets des terrains tertiaires et des terrains d'alluvion est souvent un caractère utile pour distinguer ces deux terrains, qui se présentent quelquefois avec le même aspect; par exemple, aux environs de Mirrepoix, de Pamiers et de Varilhes, la régularité du terrain d'alluvion, et la hauteur assez considérable qu'il atteint au-dessus de la vallée, m'ont fait douter pendant quelques instans de l'époque géologique de ces dépôts modernes; mais l'examen des galets m'a bientôt convaincu qu'ils appartenaient tous au terrain d'alluvion ancien. La différence d'époque entre ces deux dépôts de sédiment est du reste marquée d'une manière positive par l'apparition des ophites qui a eu lieu

postérieurement au dépôt des terrains tertiaires les plus modernes, et antérieurement au terrain de transport.

La mollasse d'eau douce qui forme une épaisseur considérable, au nord de la Garonne, et qui constitue tout le pays compris sous le nom de Landes de la Saintonge, est presque complètement à l'état de sables et de galets siliceux : d'après les caractères extérieurs de cette contrée, on est conduit d'abord à la supposer couverte d'une alluvion; mais bientôt on reconnaît que ces sables admettent dans quelques points un mélange de calcaire et de silex opalin qui indique une liaison avec ce calcaire d'eau douce; en outre, dans quelques localités, et notamment à la Grave, résidence de M. le duc Decazes, on a trouvé des ossemens de paléothérium et de tortues d'eau douce, caractéristiques du second étage des terrains tertiaires.

Mollasse
sablonneuse
de
la Saintonge.

La mollasse se présente à l'état sablonneux, comme dans la Saintonge; de plus les couches ne sont pas continues sur une grande longueur, passent de l'une à l'autre ou se superposent de différentes manières. Enfin, les sables siliceux, l'argile et les galets, qui en forment les élémens essentiels, varient d'abondance à chaque instant, de manière qu'une même couche change de caractère sur une très petite longueur. Je vais

néanmoins indiquer la disposition que l'on observe dans les collines qui bordent l'île, et le Larry, un de ses affluens.

Près de Montguyon on voit immédiatement, au contact du grès vert, des couches puissantes de sables argileux mélangés de galets; les grains de sable, presque toujours anguleux, rarement plus fins que les grains de millet, sont composés principalement de quartz hyalin blanc. Les galets, ordinairement de même nature, sont fréquemment encore de granite et de granite graphique analogues aux roches anciennes du Périgord. L'argile mélangée à ces couches sablonneuses est fortement colorée par du fer; souvent même ces sables contiennent des petits nodules de minerai de fer disséminés très irrégulièrement. La variété de grosseur du sable, le mélange plus ou moins considérable de galets, et l'intensité de la coloration sont des caractères qui rendent très sensible la différence qui existe entre les strates et les couches; les premières, qui ne sont que des éléments des couches, présentent des lignes de séparation souvent fortement inclinées, tandis que les couches sont parfaitement horizontales.

Argiles
et lignites.

Ces sables deviennent très argileux à Chepniers, à une demi-lieue au sud-ouest de Montlieu, et au Gibaut; ils passent même à des argiles verdâtres assez pures pour être employées à la fabrication

de poteries, et surtout de grès d'assez bonne qualité. On trouve quelquefois dans ces argiles des lignites sur lesquels on a fait, à plusieurs reprises, des recherches infructueuses : la réunion des argiles propres à la poterie fine et de lignites a fait supposer par quelques personnes que ces sables appartenaient à l'argile plastique; mais leur superposition sur le calcaire grossier est incontestable. Les argiles ne forment pas de couches régulières, elles constituent seulement des amas ou des veines qui se terminent en coins. On trouve assez fréquemment au milieu de ces sables des parties consistantes, qui sont de véritables mollasses. Dans les environs de Montlieu, cette roche n'est qu'accidentelle, tandis que dans la colline de la Grave et de Bonzac, dont je parlerai bientôt, elle forme des couches puissantes.

Au-dessus de ces argiles on trouve, près de Lagorce, des couches plus ou moins puissantes de sable et de galets, soit disséminés au milieu du sable, soit réunis par bandes, et y formant de véritables strates.

Le sommet des plateaux de ce terrain sablonneux est fréquemment couvert de blocs de mollasse à ciment calcaire, de silex cariés, quelquefois même de véritable calcaire siliceux, enfin de grès analogues à celui de Fontainebleau, produits par l'agglomération du sable, soit par un

Grès
et calcaire
siliceux
dans
les sables
de la mollasse.

ciment siliceux, soit par un ciment calcaire. Ce grès est presque toujours en blocs arrondis et tuberculeux, à la manière des concrétions d'agate. Dans quelques circonstances le calcaire a été assez abondant pour imprimer la forme au grès qu'il a empâté, et l'on trouve des cristaux en rhombèdres inverses qui rappellent ceux des environs de Fontainebleau et de Nemours. Si on cherche l'origine de ces espèces de blocs erratiques, on recon- nait bientôt qu'ils sont en place, et qu'ils pro- viennent de la destruction du terrain par les agens atmosphériques lesquels ont entraîné le sable et les argiles qui les entouraient, et les ont ainsi laissés à nu. Nous avons vu en place, entre Montheu et Mont-Guyon, dans une tranchée récemment ou- verte pour la grande route de Paris à Libourne, un assez grand nombre de ces blocs de grès cal- caire et de calcaire siliceux; cette dernière roche diffère de celle qui accompagne les meulières de Paris, seulement en ce qu'elle contient des petits galets de quartz hyalin, empâtés dans sa masse; quant au grès, il est à grains plus gros que celui de Fontainebleau; on y distingue aussi très bien les petits galets quartzeux qui ont été agglutinés par le ciment.

Empreintes
végétales
dans le grès
de Bergerac.

A Bergerac, où le même terrain se prolonge, les blocs de grès sont très nombreux; on les ex- ploite pour le pavage de la ville de Bordeaux.

La position de Bergerac sur les bords de la Dordogne permet d'exporter ce grès assez loin. Le pavage de Bayonne est en partie exécuté avec cette roche. Outre son abondance, le grès de Bergerac est encore intéressant, parce qu'il contient une assez grande quantité d'empreintes de feuilles de dicotylédones et de conifères. Ces plantes fossiles, dont on trouve les analogues dans le calcaire d'eau douce de Sijean, nous fournissent une raison de plus pour identifier la mollasse sablonneuse de la Saintonge à l'assise inférieure de l'étage moyen.

J'ai annoncé que dans le coteau de Bonzac la mollasse solide forme des couches puissantes, et qu'elle renferme des ossemens fossiles de paléothérium et de tortues. Ce coteau, qui borde la rivière de l'Île, est formé, jusqu'aux deux tiers de sa hauteur environ, par une succession de couches de mollasse, composée de grains de quartz hyalin, de fragmens de feldspath et de quelques paillettes de mica. La pâte de ce grès est argileuse et feldspathique; le mélange d'argile rend cette pierre impropre aux constructions, malgré son assez grande solidité.

Au milieu de cette série de couches de mollasse, environ à 45 mètres au-dessus du niveau de la rivière, existe une couche d'argile grise bitumineuse, de 8 à 10 pouces de puissance, dans laquelle on a trouvé, en faisant la recherche d'une

Ossements
de
paléothérium,
etc.,
dans
la mollasse.

source d'eau vive, des squelettes de trois paléothériums, de tryonix et d'émydes. Ces espèces de paléothériums sont différentes de celles dont on trouve les dépouilles dans les couches de pierre à plâtre de Montmartre.

La différence entre les espèces de paléothériums est d'accord avec l'âge relatif des terrains tertiaires de ces deux localités.

La série de couches solides précédentes est recouverte par une épaisseur de 20 mètres environ d'un grès argileux-effervescent; à grains fins et très micacé, à la fois jaunâtre et blanchâtre; ses caractères extérieurs ont une analogie complète avec la mollasse de Montauban et de Toulouse.

Le coteau de Bonzac, dont la pente est assez douce, s'élève alors brusquement, et présente une espèce de chapeau dont la couleur blanchâtre contraste de loin avec l'aspect général du pays. Il est formé de mollasse à grains très fins, dont la pâte calcaire devient très dominante vers le haut du coteau: celui-ci est recouvert de marnes d'eau douce et de quelques fragmens de calcaire siliceux. La hauteur de Bonzac est la même que celle du plateau qui forme le pays au nord de l'Île; les marnes qui la recouvrent représentent les blocs de calcaire siliceux et de mollasse à pâte calcaire, dont j'ai indiqué la présence près de Montguyon et de Montlien.

J'ai déjà mentionné près de Beaumont l'existence du gypse, au milieu des couches de calcaire d'eau douce. Cette substance, rare dans la partie Ouest du bassin tertiaire du Midi, est au contraire assez fréquente vers son extrémité Est (1); on en trouve avec quelque abondance à Sijean, à moitié chemin de Perpignan à Narbonne; près de cette dernière ville, à une petite distance de Castelnaudari, et surtout aux environs d'Aix en Provence; dans ces différentes localités, le gypse existe dans la même position géologique et se présente avec les mêmes caractères.

dans
le calcaire
d'eau douce

Les carrières des environs de Narbonne et d'Aix sont les plus importantes; nous allons donner quelques détails sur les premières; les carrières d'Aix ayant déjà été le sujet de plusieurs descriptions. Le terrain d'eau douce de Narbonne contient en outre des amas assez considérables de soufre, circonstance qui donne encore plus d'intérêt à cette localité.

Les couches de ce terrain sont inclinées vers le Nord 20° Ouest; cette direction est due à l'apparition des ophites, dont on voit plusieurs monticules à une petite distance; par suite de cette in-

(1) Il ne faut pas confondre le gypse tertiaire avec le gypse qui est en relation avec les ophites: ce dernier est beaucoup plus abondant et ses dépôts plus nombreux.

clinaison, les couches affleurent successivement au jour, et l'on observe au-dessous et au-dessus du gypse des couches plus ou moins nombreuses de calcaire d'eau douce. Plusieurs carrières de pierre à plâtre peu distantes l'une de l'autre, et qui relie les celles de Narbonne et de Sijean, nous fournissent un moyen certain pour bien juger de l'intercalation de cette substance au milieu des marnes d'eau douce.

1. La partie inférieure du terrain d'eau douce, que l'on voit de tous côtés reposer sur les calcaires secondaires des Corbières et de la montagne de la Clapè, se compose d'un conglomérat à galets de calcaire compacte jaune, et de calcaire compacte gris, réunis par un ciment argilo-calcaire; ce conglomérat, dont la puissance est assez considérable, est formé aux dépens de la craie et du lias.

2. Il est recouvert par des marnes schisteuses, jaunâtres, dans lesquels j'ai observé quelque empreintes de feuilles entièrement analogues à celles que j'ai déjà indiquées dans les grès de Bergerac; ces empreintes établissent un rapprochement important entre ces deux localités, et confirment la contemporanéité que j'ai déduite de la superposition entre les différentes roches du terrain tertiaire moyen.

3. L'assise gypseuse est placée au-dessus de ces marnes; elle se compose d'une série de couches de

marnes et de gypse qui alternent ensemble un grand nombre de fois, et sur une épaisseur de 12 mètres environ; les veines gypseuses ont environ 2 à 3 pouces de puissance, et sont séparées par des couches d'argile de 4 à 5. Le gypse est à l'état de petits cristaux disséminés dans la pâte argileuse. Les couches argileuses sont plus puissantes à la partie inférieure de cette assise; elles sont généralement schisteuses, et contiennent quelques veinules, et filets de gypse à l'état fibreux. Celles de la partie supérieure contiennent, dans quelques carrières, des cristaux de gypse groupés d'une manière tout-à-fait analogue à la couche connue dans le bassin de Paris sous le nom de pieds d'alouette. On trouve dans les carrières de Sijeau des couches de marnes schisteuses sur lesquelles il existe une multitude d'empreintes de petits poissons, qui appartiennent, d'après l'examen de M. Agassiz, à une espèce fluviatile.

4. Les couches gypseuses sont surmontées d'une série de couches de calcaire d'eau douce assez solide, quoique sa cassure soit plus ou moins terreuse. On ne voit pas cette superposition dans les carrières de Sijeau même, mais elle existe d'une manière très prononcée entre Sijeau et Narbonne, du côté de l'étang de Bayes. Ces calcaires contiennent une assez grande quantité de lymnées. Une petite couche schisteuse est remarquable par la pré-

sence des potamides; j'ai retrouvé ces couches à plusieurs endroits, notamment à un quart d'heure de Sijeau, sur le chemin qui conduit à Durban (1). Il existe fréquemment du silex pyromaque dans les couches supérieures, il forme des rognons qui sont disposés dans le sens de la stratification.

Soufre
dans
le calcaire
d'eau douce.

L'assise gypseuse contient du soufre à Malvesi, situé à 6 kilom. environ au nord-est de Narbonne; il a été reconnu par le percement d'un puits fait pour les besoins du domaine; les eaux qui furent découvertes par ce puits étant noires et très bitumineuses, on prolongea le puits jusqu'à 25 ou 30 pieds pour en chercher de meilleures. Ce percement apprit alors que les eaux devaient leur odeur à des rognons ou amas de soufre disséminés au milieu de l'argile schisteuse; je vais donner la succession des couches traversées par ce puits; elle fournira un nouvel exemple de la disposition du gypse dans le terrain. Les couches sont inclinées dans le puits d'environ 20°; elles se dirigent du sud-ouest au nord-est, et plongent vers le nord.

1. La couche inférieure est une argile schis-

(1) M. Marcel de Serres a indiqué la présence d'insectes dans les marnes qui accompagnent la pierre à plâtre de Narbonne.

teuse dure, dans laquelle on a trouvé quelques rognons de soufre et un peu de lignite.

2. Calcaire marneux, avec petits filets de gypse fibreux qui courent dans différens sens.

3. Argile schisteuse analogue au n°. 1^{er}., à rognons peu abondans de soufre.

4. Couche de gypse de 3 pouces de puissance; elle est presque pure; donne une excellente pierre à plâtre semblable à celle de Montmartre.

5. Argile tendre, très épaisse, contenant des rognons ou amas aplatis de soufre, dont l'épaisseur moyenne est d'un pouce; ces rognons forment deux couches non suivies; c'est le point le plus riche en soufre.

6. Marne dure, schisteuse et rubannée; elle a une odeur bitumineuse très forte; c'est à la plus ou moins grande richesse en bitume de ses feuillets qu'elle doit son aspect rubanné.

7. Marne schisteuse contenant des cristaux de gypse, formant des petites couches de deux pouces; les cristaux sont disséminés en trop petite quantité pour donner une bonne pierre à plâtre: ils sont plus gros que dans la couche n°. 4.

8. Marne rubannée présentant des petites veines de soufre, disposées selon le sens des feuillets.

9. Analogue à la couche n°. 7.

10. Argile à tissu compacte, contenant quelques cristaux de gypse en fer de lance.

11. Marne argileuse à schistes contournés.

12. Argile compacte, dans laquelle on trouve un assez grand nombre de cristaux de gypse; ayant 5 à 6 pouces de longueur, et complètement limpides.

13. Argile gypsifère ayant un pied de puissance; le milieu est occupé par une petite couche de gypse fort riche de trois pouces de puissance; le soufre y forme aussi une veine d'un demi-pouce d'épaisseur, mais dans laquelle cette substance est disséminée.

14. Petite couche de silex pyromaque de 4 pouces de puissance, contenant du soufre, tant à l'état terreux qu'en cristaux.

15. Argile schisteuse jaunâtre, contenant de petits cristaux de chaux sulfatée: elle a 20-pouces de puissance, et contient trois petites couches chacune de deux pouces de puissance de chaux sulfatée cristalline.

Cette couche est la première couche solide que le puits ait traversée; au-dessus existe une épaisseur assez considérable de terrains d'alluvion.

Le soufre forme des rognons disséminés d'une manière assez régulière; il s'y trouve à deux états différens: quelques échantillons possèdent l'éclat vitreux habituel aux cristaux de soufre; mais dans la plupart des rognons, cette substance est d'un blanc jaunâtre terreux, complètement mate, ne

rappelant en rien les caractères extérieurs du soufre; néanmoins ces rognons sont composés de soufre presque pur, l'analyse en ayant donné jusqu'à 95 pour 100. Cette variété a une pesanteur spécifique moindre que le soufre cristallisé, 1,98 au lieu de 2,07. Elle prend de l'éclat par la râclure.

Le gisement de la pierre à plâtre à Aix et dans les environs de Narbonne est le même; en effet, si on compare les différentes circonstances qui accompagnent le gypse, dans ces deux localités, on reconnaît qu'il existe une identité complète, non-seulement dans la position géologique, mais même dans les plus simples détails. Dans l'une et l'autre, le gypse est déposé au milieu du calcaire d'eau douce; il forme de petites couches alternatives, assez pures, alternant avec des marnes schisteuses, et il se trouve en cristaux disséminés au milieu de ces marnes. La pierre à plâtre et les marnes contiennent des squelettes de poissons d'eau douce, des insectes, et même des empreintes de plantes. Un peu au-dessus du plâtre on trouve à Aix; comme à Sijean, des couches de calcaire avec potamides, et des rognons de silex; enfin un poudingue calcaire formé aussi, dans ces deux localités, la base du terrain.

Comparaison
du gisement
de la pierre
à plâtre
à Aix
et à Sijean.

Position des lignites dans le terrain d'eau douce.

Le Midi, très pauvre en mines de houille, possède, comme par compensation, un grand nombre d'exploitations d'un combustible compact, dans lequel le tissu végétal est complètement effacé, du moins dans les morceaux fraîchement extraits du sein de la terre; mais au bout de peu de temps d'exposition à l'air, il s'exfolie et le tissu ligneux est mis à nu; les usages de ce combustible dans les arts, ainsi que ses caractères chimiques, se réunissent à ceux tirés de sa structure pour le faire ranger parmi les lignites.

Ce combustible existe dans presque toutes les parties du bassin tertiaire, occupé par le calcaire d'eau douce; mais souvent il n'est pas assez abondant pour être exploité.

Ses principales mines sont à la Caunette et à Minerve, près de Carcassonne, à Saint-Paul-du-Mont-Carmel, près Montpellier, au Pont-Saint-Esprit, dans le Gard à Gardanne, et dans le département des Bouches-du-Rhône; si on examine la position de ces différentes mines sur une carte géologique, on reconnaît bientôt qu'elles sont toutes à la limite inférieure des terrains tertiaires, et au contact des terrains secondaires; cette disposition conduit naturellement à

les regarder comme appartenant à la partie la plus ancienne des terrains tertiaires : alors on les assimile aux lignites qu'on trouve dans l'argile plastique des environs de Paris. Mais si on étudie de proche en proche les différens dépôts tertiaires du Midi, on reconnaît bientôt qu'ils se lient avec les lignites qui existent dans les Landes, à Béhet, ainsi que ceux que nous avons déjà indiqués près du Gibeau, dans la Saintonge; or, ces derniers dépôts de combustible appartiennent d'une manière certaine au second étage des terrains tertiaires, lequel repose, ainsi que je l'ai indiqué, en stratification interrompue sur le calcaire grossier; c'est donc également à cet étage que l'on doit rapporter les couches puissantes de Gardanne. La conclusion qui résulte de la position semblable des dépôts de lignite peut se déduire également, et peut-être même avec plus de certitude, de la continuité du calcaire d'eau douce, lequel est, ainsi que je l'ai montré constamment, le même depuis Marseille jusqu'à La Réole, où il repose sur le calcaire grossier.)

Le lignite forme des couches assez continues, dont le nombre varie d'une localité à l'autre; dans plusieurs mines, il n'existe qu'une couche exploitable; dans quelques autres, ce nombre est assez grand; ainsi, à la Caunette, on connaît trois couches de lignite, et à Gardanne il s'élève à

neuf. Ces différentes couches ne sont pas continues, et ne se retrouvent pas dans toutes les mines : une seule présente les neuf couches réunies. L'épaisseur de ces diverses couches varie de 0^m,40 à 1^m; une seule couche, désignée sous le nom de grande couche, a 1^m,50 de puissance; elle est connue par plusieurs exploitations.

Le gisement du lignite étant presque identique dans toutes les localités où on l'exploite, il suffit pour constater la position que ce combustible occupe dans le terrain; de donner un ou deux exemples. Je choisirai de préférence les environs de Saint-Chinian et de Saint-Paul-du-Mont-Carmel, parce que le calcaire d'eau douce y présente, une compacité qui ne lui est pas habituelle.

On exploite dans le voisinage de Saint-Chinian le lignite, à Minerve, à la Caunette, à Saint-Chinian et à Cessenon. Ces quatre points, dont les deux extrêmes sont éloignés d'environ 24,000 mètres, sont placés exactement sur une même ligne droite, qui fait, avec la ligne Est et Ouest, un angle de 22° à 24°, direction qui est celle de toutes les couches de ce pays. Il résulte de cette identité de direction que les différens dépôts de lignite appartiennent à la même assise. Effectivement, lorsqu'on suit pas à pas cette direction, on reconnaît que le terrain est constamment bitu-

Lignite
de
St.-Chinian.

mineux, et si la cause qui a déposé les lignites n'a pas produit partout des masses d'une égale puissance, cependant elle paraît avoir agi constamment.

1°. La partie inférieure du terrain d'eau douce est composée à Saint-Chinian de couches argileuses tendres contenant quelques galets de quartz; outre ces couches argileuses, on voit aussi des couches de grès à gros grains, dont la pâte est argileuse; elles sont analogues, par l'ensemble de leurs caractères, à certaines couches de mollasse, quoique les galets soient plus gros qu'il n'est habituel de les voir dans ce grès; ces couches inférieures sont fréquemment rougeâtres, quelquefois même elles sont rouges, et comme elles se délitent facilement, elles ont, dans quelques circonstances, notamment près de la mine de Cessenon, l'apparence des marnes irisées. Mais ces marnes ne sont pas micacées: elles contiennent en outre des modules calcaires qui correspondent aux concrétions de Castres; le grès est lui-même fortement effervescent, propriété que ne possèdent pas les marnes irisées; le lignite exploité à la métairie de la Motte, et que l'on désigne sous le nom de mine de Cessenon, est placé au milieu de ces couches de mollasse. L'argile schisteuse qui accompagne le lignite contient des lymnées et des planorbes, dont la présence ne laisse aucun doute

sur l'âge du terrain. Cette circonstance, est d'autant plus heureuse, que le calcaire supérieur au lignite est d'une compacité peu ordinaire dans les terrains modernes.

Mine
de
la Caunette.

A la Caunette, le lignite est placé au milieu de couches de calcaire marneux; plusieurs mines sont ouvertes sur des couches qui varient un peu d'épaisseur; dans la mine située à un quart d'heure de la ville, sur la route de Bize, il existe trois couches; deux seulement sont assez puissantes pour être exploitées avec profit; dans l'une d'elles, l'inférieure, le lignite est d'un noir brunâtre, il est compacte, et sa cassure luisante et un peu résineuse ne rappelle en aucune manière le tissu ligneux; sa couleur a souvent fait désigner ce combustible sous le nom de houille brune.

La seconde couche est composée d'un combustible schisteux, noir, terne, qui se fendille dans différens sens par l'exposition à l'air; le tissu végétal, peu sensible quand le lignite est récemment tiré de la mine, se développe par l'effleurissement qu'il éprouve. Cette couche est de moins bonne qualité; d'abord le lignite est mélangé d'une certaine quantité d'argile, en outre il contient quelques pyrites qui hâtent sa décomposition, et rendent nécessaire son emploi presque immédiat; cette circonstance ne permet pas de faire

d'approvisionnement et restreint beaucoup les exploitations.

La puissance réunie de ces deux couches de combustible varie de 1^m,20 à 1^m,60, l'inférieure est la plus épaisse; ces deux couches sont séparées par un calcaire schisteux et bitumineux; ayant quelque analogie avec les argiles schisteuses du terrain houiller; mais deux circonstances le distinguent complètement de ces argiles; la première, de faire effervescence, la seconde, de contenir, au lieu d'impressions végétales, des coquilles d'eau douce; ces fossiles sont surtout abondans dans la partie immédiatement en contact avec le lignite; ils sont en général très comprimés, et se distinguent par la couleur blanche de leur têt; les planorbes dominent beaucoup; on trouve en outre des mytilus dont le têt violacé présente encore l'éclat nacré et la couleur qui lui est propre; les lymnées sont rares, cependant on en voit quelques-unes, ainsi que des paludines et des mélanies.

Fossiles
d'eau douce
très abondans.

La couche inférieure de lignite repose sur du calcaire argileux rosé, contenant des nodules calcaires plus solides que la masse; on ne trouve pas de fossiles dans l'intérieur de ce calcaire, sa surface de contact avec le lignite en est au contraire chargée.

Le lignite est recouvert par des couches puis-

santes de calcaire d'eau douce assez compacte, dans lequel on aperçoit, de distance en distance, des planorbes passés à l'état spathique.

Une seconde série de calcaire argileux, gris sale, contenant une quantité considérable de planorbes et de lymnées ayant leur têt, succède au calcaire compacte. On trouve ensuite un grès gris foncé, composé de grains quartzeux et d'un ciment calcaire grisâtre, qui donne à la roche une cassure esquilleuse. Ce grès, pénétré d'une grande quantité de petits filets spathiques, est intercalé au milieu du calcaire d'eau douce, et offre un nouvel exemple du passage de la molasse et du calcaire.

Dans la vallée de Saint-Chinian, les couches associées aux lignites sont plus développées qu'à la Caunette; elles occupent le fond de la vallée où elles forment un talus allongé; leur mélange de calcaire et d'argile communique au sol une fertilité qui présente un contraste frappant avec l'aridité des escarpemens abruptes de calcaire compacte qui les recouvre, et sur lesquels on aperçoit seulement de loin en loin quelques chênes verts; ou des vignes sauvages dont les rameaux grimpan s'entrelacent dans les rochers, et donnent un aspect pittoresque à ce site ingrat et sauvage.

Le calcaire qui forme les escarpemens est de

deux espèces; les couches inférieures, encore très mélangées de bitume, sont d'un gris bleuâtre, à cassure compacte, et légèrement esquilleuse. Au village de Pierrevue, situé à une demi-lieue au sud-est de Saint Chinian, ce dernier caractère est très prononcé. Le calcaire des escarpemens aux pieds desquels est placé ce village, et qui se prolongent jusqu'au bord de la rivière dont ils resserrent fortement le lit, a tous les caractères du lias; j'ai commis cette erreur la première fois que j'ai visité le Languedoc, et je crois que l'on suppose encore généralement que ce calcaire appartient aux formations jurassiques; mais j'y ai trouvé des fossiles d'eau douce, et de plus j'ai constaté qu'il repose sur la craie. Cette nouvelle classification des terrains de St.-Chinian et des escarpemens qui se prolongent jusqu'à la montagne du Mont-Carmel, donne une grande simplicité à la carte géologique de cette contrée, et est plus en rapport avec les accidens du sol.

Calcaire
d'eau douce
très compacté.

La seconde espèce de calcaire est blanc jaunâtre, à cassure esquilleuse; à bien dire, c'est le calcaire précédent dans lequel il n'existe pas de mélange de bitume. Sa position éloignée des lignites explique sa pureté; ces deux variétés de calcaires sont très pauvres en fossiles; je n'ai pu en trouver aux environs de St-Chinian même, mais j'en ai

recueilli dans le prolongement de ces escarpements, ainsi que je le dirai bientôt.

Poudingue calcaire dans le terrain d'eau douce.

Cette localité présente une roche que nous n'avons pas encore indiquée dans le terrain d'eau douce, et qui est très fréquente dans la partie Est du bassin tertiaire du midi. Elle consiste en un poudingue calcaire, composé de galets de calcaire compacte appartenant la plupart aux terrains de craie. Ces galets, rarement plus petits qu'un œuf, tantôt jaunâtres, tantôt d'un gris assez foncé, sont toujours esquilleux; ils sont reliés par un ciment de calcaire d'eau douce, fréquemment rosé, et quelquefois même assez fortement coloré en rouge. Ce poudingue, fort abondant dans le calcaire d'eau douce des environs d'Aix en Provence, est connu dans les arts sous le nom de *brèche du Toulonnet*, qu'il a emprunté au village où il est exploité, près d'Aix. Ce poudingue fournit un marbre d'un aspect assez agréable, par la diversité de couleurs des galets et de la pâte; son emploi est maintenant peu considérable, mais sous Louis XIV il était très répandu: et dans beaucoup de maisons élégantes, construites à cette époque, on employait la brèche du Toulonnet comme objet d'ornement; ces couches de poudingue s'observent aux moulins Réals, où l'on traverse l'Orb pour aller de Saint-Chinian à Murviel; elles forment un défilé étroit et élevé, au milieu

Brèche du Toulonnet.

duquel l'Orb est très resserré. Ce poudingue est supérieur aux couches argileuses qui contiennent les lignites de Cessenon.

Les escarpemens de Saint-Chinian se prolongent beaucoup à l'Est; et forment la montagne du Mont-Carmel, remarquable par la hauteur que le calcaire d'eau douce y atteint, ainsi que par ses caractères; la route qui conduit de Clermont-de-Lodève à Montpellier est ouverte transversalement aux couches; et fournit une des coupes les plus intéressantes à étudier; je la citerai parce qu'il existe aussi au Mont-Carmel plusieurs exploitations de lignite; elle complétera ce que nous nous proposons de dire sur le terrain d'eau douce du second étage des terrains tertiaires.

Calcaire
compacte
du défilé
du
Mont Carmel,

La hauteur à laquelle le terrain tertiaire s'élève au Mont-Carmel paraît due au croisement de deux soulèvemens différens, plus modernes l'un et l'autre que les terrains tertiaires; en effet, dans la première partie du défilé, du côté de Gignac, les couches se dirigent Est 20 à 25° Sud, tandis que près du sommet de la montée, les couches reprennent la direction Est 20 à 25° Nord, qui lui est commune avec les escarpemens de Saint-Chinian, et de toute cette bande de calcaire d'eau douce; cette dernière direction est due au soulèvement de la chaîne principale des Alpes, et des

ophites; la plupart des accidens de la Provence s'y rapportent.

D'après l'inclinaison du terrain, les couches qui plongent vers le sud et qui forment le haut de la montagne sont les plus anciennes, je commencerai par les indiquer :

1. Près du bourg du Mont-Carmel, on trouve des marnes rougeâtres analogues à celles de Saint-Chinian et de Cassenon; ces couches, souvent en partie sableuses, passent à un grès grossier; elles sont associées à un calcaire argileux gris, qui alterne avec elles; c'est au milieu de ces dernières couches qu'existe le lignite sur lequel on a fait depuis quelque temps des recherches jusqu'ici peu fructueuses. Elles sont ouvertes environ à un quart d'heure au nord-est du bourg: la couche de lignite que l'on explore peut avoir de 0^m,45 à 0^m,60 de puissance; elle est enclavée dans une marne noire schisteuse qui en forme le toit et le mur (*Pl. II, fig. 5*). Un petit lit de ces marnes contient une prodigieuse quantité de lymnées et de planorbes avec leur têt.

Ce lignite est compacte, n'offre aucune trace d'organisation végétale; son mélange de terre et de pyrites le rend de mauvaise qualité et le fait déliter promptement: les couches du terrain plongent, à l'exploitation même, de 30° vers le Sud 25° Est, direction très rapprochée de celle

du lignite de Cessenon. Dans la galerie et dans le puits, ouverts pour la recherche de ce combustible, on voit le lignite intercalé entre des couches argileuses rougeâtres qui en forment le mur, et de calcaire compacte argileux, placé au toit.

2. Un calcaire compacte, gris clair, à cassure presque toujours esquilleuse, repose sur le calcaire argileux qui accompagne le lignite; le premier calcaire forme une série de couches, dont l'ensemble présente une puissance considérable; c'est même probablement à cette épaisseur que sont dus en partie les caractères de ce calcaire d'eau douce, qui se rapportent plutôt aux formations jurassiques qu'à des formations tertiaires. C'est à la même cause que l'on doit attribuer la rareté des fossiles disséminés dans le calcaire, les lymnées et les planorbes vivant ordinairement sur les bords des rivages. Les caractères du calcaire d'eau douce ne changent point dans le long défilé que la route parcourt entre le bourg du Mont-Carmel et Saint-Jean-de-Laval; les couches sont presque verticales (70° à 80°), et fortement contournées en grand; elles sont en outre fendues dans tous les sens, ce qui tient à la pression qu'elles ont subie, et surtout au double relèvement qu'elles ont éprouvé.

J'ai recueilli quelques échantillons contenant des lymnées et des planorbes et des mélanies; la

plupart de ces fossiles sont disséminés dans une petite couche argileuse : mais j'ai également recueilli plusieurs fossiles dans des couches compactes et esquilleuses. La présence de ces fossiles, malgré leur rareté, confirme la réunion de ce calcaire au terrain tertiaire, laquelle résulte également de sa position au-dessus des lignites.

3. Le commencement de la montée est sur un calcaire terreux, de teinte rosée, remarquable par une grande quantité de nodules plus durs, qui se séparent de la masse lorsqu'elle est exposée un certain temps à l'action de l'air. Le calcaire rosé contient une grande quantité de lymnées et de planorbes; il repose immédiatement sur des calcaires esquilleux; lesquels sont par conséquent intercalés au milieu du terrain d'eau douce.

4. Des couches de marnes maculées, de différentes couleurs, semblables à la mollasse de Montauban, recouvrent le calcaire rosé; elles sont associées au même poudingue calcaire que j'ai signalé aux moulins de Réals, près Saint-Chinian.

5. Ce terrain d'eau douce est surmonté par des couches, contenant de nombreuses coquilles marines, appartenant à la mollasse coquillière. On observe cette superposition aux deux extrémités du défilé du Mont-Carmel : sur la pente vers Gignac, la mollasse coquillière est représentée par

des sables argileux, contenant des nodules solides cimentés par du calcaire. Les fossiles y sont répandus avec une grande profusion, et les nodules en sont en grande partie formés. Dans la descente, vers Montpellier, la mollasse coquillière repose également, un quart d'heure avant Juviniac, sur le poudingue d'eau douce; dans cette seconde localité, cette roche est presque entièrement composée d'un calcaire très-caverneux et cristallin.

De la mollasse coquillière.

J'ai fait connaître précédemment les principaux caractères de la formation d'eau douce qui occupe la partie inférieure du second étage des terrains tertiaires dans le Midi; pour compléter l'étude de cette assise, je vais donner maintenant quelques détails sur la formation marine qui la recouvre, laquelle est désignée généralement sous le nom de *mollasse coquillière*; cette dénomination pourrait peut-être faire supposer qu'elle présente une certaine identité avec la mollasse d'eau douce qui contient des dépouilles de grands animaux; mais ces deux formations, distinctes par les circonstances qui ont accompagné leur dépôt, le sont également par leur ordre de superposition, quoiqu'elles appartiennent toutes deux au second étage tertiaire.

Le calcaire marin de l'Agennais, celui de Béziers, le calcaire moëllon de M. de Serres, sont, ainsi que je l'indiquerai, tous supérieurs au calcaire d'eau douce qui forme la base de l'assise qui nous occupe; ces calcaires appartiennent donc par leur position géologique à la mollasse coquillière; les fossiles qu'ils renferment confirment cette réunion; il est vrai que, dans les environs de Montpellier, et dans quelques autres localités, on trouve de petits dépôts de calcaire d'eau douce, supérieurs à cette formation; mais ce dernier calcaire est moderne et appartient à l'assise la plus moderne des terrains tertiaires.

Caractères
de la mollasse
coquillière.

La formation marine du second étage des terrains tertiaires se compose de calcaire, de marnes et de sables argileux : les argiles rougeâtres maculées, si caractéristiques de la mollasse d'eau douce, n'y existent pas. Le calcaire a des caractères assez variables, cependant il n'est jamais compacte à la manière du calcaire d'eau douce, et ne contient pas de silex qui se fondent dans la pâte.

La variété la plus ordinaire possède un tissu lâche; elle est très caverneuse, et se compose en grande partie de débris de coquilles ayant leur têt, de polypiers, et de moules assez variés. Ces différentes parties, naturellement incohérentes, sont liées par un suc de calcaire cristallin, qui

lui donne beaucoup de solidité. Suivant l'abondance de ce ciment, le calcaire devient plus ou moins homogène, et présente des différences apparentes assez sensibles; il contient presque toujours des petits galets quartzeux; leur présence, jointe aux petits polypiers et aux nombreux fragmens de coquilles dont il se compose, montre que cette roche a été déposée sur les parois du bassin. Dans quelques circonstances, comme à Béziers, le calcaire contient beaucoup de grains verts de silicate de fer semblable à celui qui caractérise la craie chloritée. Certaines couches du calcaire grossier des environs de Paris contiennent également, avec quelque abondance, de ces grains de silicate; c'est peut-être à cette circonstance qu'on doit l'assimilation qui a été faite du calcaire marin de Béziers et du calcaire grossier de Paris; mais la première de ces formations appartient bien certainement au second étage tertiaire, et n'en forme pas même l'assise inférieure.

Ces caractères généraux s'appliquent à la plupart des dépôts de calcaire marin de cet étage; cependant, dans quelques localités, comme dans les environs du Pont-Saint-Esprit et de Montpellier, le calcaire présente plus d'homogénéité. Il possède alors une cassure unie et terreuse; c'est une véritable marne endurcie, contenant à la fois des moules et des em-

preintes de fossiles, ainsi que quelques coquilles avec leur têt. Lorsque le ciment calcaire manque, cette formation marine est composée uniquement de débris de coquilles; elle est alors entièrement analogue aux dépôts qui se forment journellement sur nos côtes. Ces amas de coquilles, exploitées pour engrais, ont reçu le nom de faluns; il est rare que les coquilles soient sans aucun mélange de sable, d'argile, et même d'un peu de calcaire; l'on conçoit alors que la limite, entre la mollasse coquillière et les faluns, est assez difficile à établir. Effectivement, dans les landes de Dax, ces deux genres de dépôts sont réunis dans les mêmes carrières, et sont fort peu distincts.

Poudingue
de mollasse
dans
la mollesse
même.

La mollasse coquillière des environs de Gondrain et de Condqm en Chalosse contient souvent des fragmens de la roche même, de sorte qu'on voit à la fois des couches régulières de mollasse alternant avec des poudingues à fragmens de mollasse, et à pâte de même nature. Ce fait intéressant, d'accord avec les preuves fournies par l'état des coquilles, et les nombreux galets que la mollasse contient, nous indique que cette roche est littorale, et que les flots la détruisaient au fur et mesure de son dépôt.

Quelquefois le calcaire est représenté par des marnes blanches qu'on pourrait confondre avec

les marnes d'eau douce, sans la présence des nombreux corps marins qu'elles contiennent.

Enfin, dans les Landes, la mollasse est à l'état de sable argilo-siliceux, contenant de nombreux fossiles ayant leur têt.

La position relative du calcaire d'eau douce et de la mollasse coquillière résulte de l'observation directe; on la déduit en outre dans quelques localités de la disposition générale de ces formations. Le bassin de l'Hérault nous en offre un exemple; le calcaire d'eau douce qui en forme les parois s'appuie immédiatement sur les montagnes de calcaire du Jura, tandis que la mollasse coquillière, dont on voit des monticules au centre du bassin, repose sur le calcaire d'eau douce.

Les collines qui bordent la Garonne nous ont déjà fourni des preuves de la superposition du calcaire d'eau douce sur le calcaire grossier; elles montrent également la mollasse coquillière supérieure au calcaire d'eau douce, de sorte que, dans une course de quelques heures, on peut étudier la succession des différentes couches des terrains tertiaires du midi; la montagne de Beaufrais (*Pl. III, fig. 2*), située à peu près à une lieue N. O. de Marmande, nous offre un exemple très prononcé de cette dernière superposition.

Superposition
de la mollasse
sur le calcaire
d'eau douce.

1. La mollasse sablonneuse, qui dépend du calcaire d'eau douce, la même que j'ai indiquée au bas de l'escarpement des moulins de la Ramière, forme les couches les plus inférieures de la montagne de Beupuis. Cette mollasse argilo-sablonneuse, micacée, ordinairement peu solide, est remarquable par une assez grande quantité de parties feldspathiques blanches.

2. Elle est recouverte immédiatement par du calcaire d'eau douce blanc, peu solide, dont la puissance est d'environ 30 pieds; il contient des lymnées et des planorbes ayant leur têt.

Cette formation d'eau douce est très puissante, elle s'élève environ jusqu'au tiers de la montée dont la hauteur totale est de 140 à 150 mètr. Une formation marine (la mollasse coquillière) lui succède.

3. La couche immédiatement en contact avec le calcaire d'eau douce est un sable argileux, composé de grains de quartz hyalin et de feldspath blanc terreux; ce grès est peu cohérent, mais cependant il n'est pas entièrement libre comme celui des Landes. Les grains, d'une grosseur très inégale, ont quelquefois les dimensions d'un pois, ce sont alors de véritables galets. Cette couche contient une grande quantité de petites huîtres et des moules de coquilles spirées, presque tous indéterminables.

4. On trouve ensuite une petite couche d'argile

d'un gris verdâtre, contenant également beaucoup d'huîtres.

5. Une série de couches puissantes d'un calcaire imparfait, très caverneux, mélangé de beaucoup de petits galets quartzeux et de sable succède à la couche d'argile; ce calcaire est assez solide pour être exploité: il contient en abondance les mêmes petites huîtres que j'ai déjà signalées dans les couches n^o 3 et 4: on y trouve en outre une grande quantité de moules de coquilles, la plupart spirées. Une surtout qui se rapporte à un ampullaire ou une natices est très abondante; j'ai recueilli dans cette couche les fossiles suivans:

Tellina bipartita, Lam.

Lucina columbella, et *L. divaricata*, Lam.

Corbula striata, Lam.

Ostrea virginica, Lam.

— plusieurs espèces assez petites.

Ampullaria? ou *natica?*

Cerithium plicatum, *C. margaritaceum*, *C. resectum*;

Trochus benettii, *T. turgidulus*.

Phasianella turbinoides, Lam.

Pleurotoma plicata, Lam.

Fusus subcarinatus, Lam.

Pyrula?

Murex indéterminable.

Conus coronatus? Lam.

Ce calcaire est beaucoup moins homogène que le calcaire grossier, il est en outre très caverneux; mais une différence essentielle, et qui se fait re-

connaître sans qu'on soit obligé d'avoir recours à la superposition, consiste dans l'absence presque complète des milliolites au contraire si abondantes dans le calcaire de l'étage inférieur.

6. Le sommet du coteau est recouvert d'un sable jaunâtre micacé, que je suppose appartenir au troisième étage tertiaire.

Dans toute l'épaisseur de cette formation marine, je n'ai pas vu de couches d'argile maculée de jaune et de blanc, si constantes et si caractéristiques de la mollasse d'eau douce.

Depuis Tonneins jusqu'à Marmande, ainsi que dans l'intérieur des Landes, entre Gondrain, Condom et Agen, on retrouve à chaque pas la superposition que je viens d'indiquer, et constamment avec les mêmes caractères; on l'observe aussi aux environs de Nîmes, de Montpellier et de Béziers. On a cependant annoncé que, dans cette partie du bassin tertiaire, le calcaire marin était inférieur au calcaire d'eau douce. J'ai déjà montré plus haut, en décrivant la coupe du défilé du Mont-Carmel, que la position relative de ces deux formations y est la même. Je donnerai encore un ou deux exemples où cette superposition est bien prononcée.

Entre Montpellier et Nîmes, les deux formations du calcaire d'eau douce et de la mollasse coquillière sont très développées; quelques cir-

constances particulières ont fait penser que le calcaire d'eau douce recouvrait à Sommières la formation marine; mais l'on voit au contraire, très près de cette ville, et en plusieurs points des collines qui bordent la Vidourle; des coupes dans lesquelles la position relative des différentes assises est conforme à ce que je viens d'indiquer.

Superposition
de la mollasse
sur le calcaire
d'eau douce
à Sommières.

Cette position est surtout très visible (*Pl. III, fig. 4*) dans une coupe qui, traversant la Vidourle à angle droit, passerait à la fois par le Mont-Carmel et la colline sur laquelle est bâtie le bourg de Ville-Vieille. Le calcaire d'eau douce forme le fond de la vallée. Le sol de la ville de Sommières, qui est sur la rive gauche, est composé de calcaire, ainsi que le chemin de Quissac placé sur la rive droite. Les couches d'abord légèrement inclinées au S. 20° E. se relèvent brusquement vers la colline de Mont-Redon, située à l'ouest de la vallée, de sorte que l'on marche sur les mêmes couches depuis le fond de la vallée jusqu'au sommet de cette colline. Sur le versant opposé à la Vidourle, les couches se terminent au contraire brusquement, et les ravins qui descendent vers l'ouest coupent le calcaire d'eau douce sur toute son épaisseur. Ses couches inférieures reposent immédiatement sur le calcaire à hyppurites et à dicérates qui forment continuité avec les montagnes de Quissac;

le contact est marqué par un poudingue composé de galets appartenant au terrain cretacé, lesquels sont reliés par des marnes rougeâtres maculées, entièrement analogues à celles que nous avons indiquées entre Gignac et Saint-Paul-du-Mont-Carmel.

Sur la pente douce du Mont-Redon, c'est-à-dire celle qui regarde Sommières, on voit, çà et là, ainsi que l'indique la *fig. 4*, de petits dépôts de mollasse coquillière placés en stratification concordante sur le calcaire d'eau douce; ces espèces d'écaillés ont peu d'épaisseur; elles fournissent seulement des témoins qui permettent au géologue d'affirmer la véritable place qu'occupe chacune des formations, place qu'il serait quelquefois difficile d'assigner dans un pays où les dernières révolutions du globe se sont vivement fait sentir, et ont apporté de grands bouleversements dans les terrains tertiaires, ordinairement si réguliers.

Mollasse
coquillière
de Sommières.

La mollasse coquillière, pour ainsi dire accidentelle sur la rive droite de la Vidourle, forme au contraire des escarpemens élevés sur sa rive gauche; on ne voit plus la superposition immédiate sur le calcaire d'eau douce; mais les couches qui existent au fond de la vallée se prolongent évidemment sous ces escarpemens, ainsi que je l'ai indiqué dans la *fig. 4*. La formation ma-

rine présente des couches nombreuses, mais en général d'une grande uniformité. Elle se compose principalement d'une mollasse à grains assez fins, dont la pâte, presque toujours spathique, réunit des grains de quartz à des fragmens nombreux de corps marins et de coquilles. Cette mollasse contient aussi un grand nombre de poly-piers de très petites dimensions; la grosseur uniforme des grains de quartz et des débris de fossiles donne à la roche une apparence d'homogénéité; quelques couches moins cimentées se délitent par l'exposition à l'air, et rendent le sol sablonneux.

Les couches sont assez régulières en grand; mais si on les examine en détail, on voit qu'elles se composent de strates qui souvent sont obliques aux plans de couches, comme la plupart des roches arénacées. Les nombreux fragmens de coquilles qui entrent dans leur composition sont donc de véritables galets; de même que les grains quartzeux dont elles sont mélangées.

Cette mollasse contient une grande quantité de fossiles, la plupart sont à l'état de fragmens, et par suite il est souvent impossible de les déterminer. Parmi les bivalves, les peignes et les huîtres sont les plus abondans; on ne recueille presqu'aucun échantillon sans avoir quelques fragmens de ces deux fossiles; les espèces en paraissent variées, mais ils sont presque toujours

tellement brisés, qu'il est impossible de les déterminer. Parmi les univalves, les natices, les trochus, les cérites et les turritelles sont aussi très abondans; mais ces fossiles, presque toujours à l'état de moules, ne sont pas assez complets pour qu'on puisse en assigner les espèces. Je vais néanmoins, donner les noms des fossiles que j'ai recueillis à Ville-Vieille.

Pecten laticostatus, Lm.

— *dubius*, Marc. de Serres.

— *striatulus*, Lm.

— plusieurs espèces indéterminables.

Ostrea undata, Lm.

— *colubrina*, Lm.

Arca antiqua.

— *lactea*, Lm.

Pectunculus nummarius, Lm.

— *pulvinatus*, Lm.

Nucula.

Cardium punctatum, Br.

— *serratum*.

— *distans*?? Lm.

Tellina tenuistriata, Desh.

— *rudis*, Lm.

Lucina.

Cytherea.

Natica, plusieurs espèces, toutes de grandes dimensions.

Trochus.

Cerithium.

Turritella.

Buccinum.

Conus.

Murex angularis?

Cypræa elongata, Br.

Je donnerai un dernier exemple de la superposition de la seconde formation marine, sur le calcaire d'eau douce, aux mines de lignite de Saint-Paulet sur les bords du Rhône. Je choisis de préférence ce dernier point, parce qu'il est situé à l'extrémité de la partie du bassin du Midi que j'ai l'intention de faire connaître.

Le calcaire d'eau douce qui contient des indications de lignite dans presque toute son étendue, fournit des exploitations productives dans le département de l'Hérault et du Gard; celle de Saint-Paulet, située à une petite distance du Pont-Saint-Esprit, est une des plus intéressantes par la puissance des couches de combustible, en même temps que par la présence de quelques coquilles marines au milieu des marnes d'eau douce; on y exploite trois couches de lignite; l'inférieure a 6 pans de puissance (54 pouces), tandis que les autres ont 3 pans et 2 pans et demi. Le lignite est compacte, et ne présente que rarement les traces de l'organisation végétale. Il se délite facilement à l'air; il contient une assez grande quantité de rognons d'un succin jaune opaque. Les différentes couches de lignite sont séparées par des marnes bitumineuses, contenant à la fois des coquilles marines et fluviatiles; ces dernières sont de beaucoup les plus abondantes, et les caractères extérieurs de ces marnes s'accordent par-

Coquilles
marines
mêlées
dans
le calcaire
d'eau douce
de St.-Paulet.

faitement avec la nature des fossiles pour faire regarder cette formation comme représentant le calcaire d'eau douce placé à la partie inférieure de la seconde assise des terrains tertiaires.

Les coquilles d'eau douce que l'on trouve dans ces marnes, sont des *lymnées*, des *planorbes* (*Pl. minutus*), des *paludines*, (plus. espèces), des *mélanies* (*M. pyramidata*, *ventricosa*), des *ampullaires*, des *cyrènes* et des *unios*; ce dernier fossile est très abondant; il a conservé son état nacré; une petite couche de 6 à 8 pouces en est presque exclusivement composée.

Les coquilles marines mélangées avec ces marnes, sont des *cérites*, des *cythérées*, des *lucines*, des *tellines* et quelques *huîtres*.

Au-dessus de la dernière couche de lignite, existe une série assez épaisse de marnes et de calcaires jaunâtres, à l'exception des marnes qui contiennent encore des indices de combustible. Une couche placée vers le milieu de la série est remarquable par la grande quantité de *lymnées* et de *cyrènes* qu'elle renferme. Les couches qui terminent cette succession de marnes d'eau douce sont compactes et colorées en gris par une certaine quantité de bitume; elles sont en outre caractérisées par la présence d'une très grande quantité de *gyrogonites* transformées à l'état de calcaire cristallin.

Ici se terminent les marnes d'eau douce, bien distinctes de la formation marine qui les recouvre, quoique ces marnes renferment, ainsi que je l'ai indiqué, un certain nombre de coquilles marines. La forme du terrain et la nature du sol indiquent facilement les limites de ces deux formations. La couche qui repose immédiatement sur le calcaire à gyrogonites est un sable jaunâtre siliceux, faisant effervescence et contenant une très grande quantité de coquilles marines, mais presque toutes à l'état de débris. C'est une couche de véritable falun. Nous y avons recueilli des peignes (*P. dubius*, *P. arcuatus*, *P. inæquicostatus*); des huîtres nombreuses, dont quelques-unes assez grandes me paraissent se rapporter à la *virginiana*; des *cardium* (*C. lævigatum*, plusieurs moules difficiles à déterminer); des tellines (*T. zonaria*, des moules imparfaits); des cythérées, des cérites, des turritelles, et des turbos.

Ces sables sont recouverts par du calcaire jaunâtre sale, dont le tissu est peu serré et la cassure terreuse; il possède, à peu près, la consistance de la craie, mais il n'en a pas l'homogénéité. Les couches de ce calcaire ont de 2 à 3 pieds de puissance; elles plongent comme tout le terrain au sud 20. E., sous un angle de 10° à 12°. Le calcaire contient des empreintes et des moules assez nombreux de fossiles: les cythérées, les vénus

et les cérites, y sont surtout abondantes. Quelques couches sont très riches en huîtres, dont le têt presque toujours bleuâtre est fort épais; une petite couche de 5 à 6 pouces de puissance, placée à la partie inférieure de cette série de calcaires, ressemble à une véritable lumachelle par la profusion avec laquelle ces fossiles y sont répandus.

M. Marcel de Serres indique qu'il a trouvé dans ce calcaire supérieur (1) les fossiles suivans, tous à l'état de moule, mais trop imparfaits pour pouvoir déterminer les espèces auxquelles ils se rapportent :

Cerithium.
Eburna.
Turritella.
Cytherea.

Venus.
Cypricardia.
Arca.

Si maintenant on compare la nature de ce calcaire et les fossiles qu'il contient avec la formation marine de Sommières, de Nîmes et de Montpellier, on conclura qu'il est identique avec la mollasse coquillière.

Les différens points, où j'ai indiqué la superposition de la mollasse sur le calcaire d'eau douce,

(1) Description des terrains tertiaires des environs de Montpellier.

sont tous placés près de la limite des terrains secondaires et des terrains tertiaires; ces exemples font, par conséquent, connaître l'ensemble de ces dernières formations, et montrent d'une manière incontestable que la mollasse coquillière est constamment supérieure au calcaire grossier.

La formation marine est représentée dans les Landes par des sables siliceux associés quelquefois, comme à Abesse, avec des couches de sables calcaires, paraissant produits par la réunion de débris de corps organisés; ces sables, presque toujours argileux, contiennent des minerais de fer et des coquilles marines avec leur têt; dans quelques localités, ces coquilles sont répandues avec une telle abondance, qu'elles peuvent remplacer les marnes pour l'amendement des terres. Ces amas coquilliers sont identiques avec les faluns de la Touraine par la nature de leur dépôt, et les espèces de fossiles qu'ils contiennent. A Saucats près Bordeaux, à Salles dans les Landes, et aux environs de Dax, ces faluns sont tellement liés à la mollasse, qu'il est impossible de séparer ces deux manières d'être du dépôt marin, lesquels présentent des passages insensibles. C'est toujours à des circonstances locales que l'on doit la prédominance de l'une sur l'autre; la position constante des faluns aux pieds des collines, et la quantité innumérable de coquilles qu'ils

Passage
des faluns
des Landes
à la mollasse
coquillière.

renferment, semblent prouver qu'ils appartiennent à des dépôts littoraux.

Les principaux faluns des Landes sont exploités à Mérignac, Saucats, Léognan, Martillac, la Brède, Saint-Médard-en-Salles, Gradignan, et dans les environs de Dax. La disposition de ces dépôts, et les fossiles qui les composent sont complètement identiques; un seul exemple suffira pour faire connaître leur nature; je choisirai de préférence celui de Saucats, parce que l'on y trouve réunis les faluns et la mollasse coquillière.

Falun
de Saucats.

Le bourg de Saucats est situé à cinq lieues de Bordeaux, le dépôt de coquilles est exploité à quelques minutes des maisons. La couche la plus inférieure, mise à nu seulement dans le petit ruisseau, est une mollasse très-solide, composée d'un ciment de calcaire cristallin empâtant une grande quantité de débris de coquilles marines et des galets de quartz hyalin.

Au-dessus, existe une marne friable, mélangée de beaucoup de sable; cette couche, assez puissante, renferme une grande quantité de coquilles marines ayant leur têt, et la plupart assez bien conservées.

Cette couche se montre également le long des berges du petit ruisseau d'où elle passe au falun exploité près du village; il consiste dans

un sable composé de grains quartzeux et de débris de coquilles réduits en particules très-fines, de manière à être également à l'état sablonneux; ce sable contient une quantité immense de coquilles fossiles marines, toutes très-bien conservées, et dont quelques-unes présentent encore leur éclat nacré. Ce falun possède une certaine solidité; il faut pour l'exploiter se servir de la pioche. Les fossiles qu'il contient sont contigus, et comme soudés les uns contre les autres, sans qu'on puisse distinguer le ciment qui les réunit: après quelque temps d'exposition à l'air, cette roche se désagrège; on l'emploie alors pour l'amendement des terres: les fossiles éprouvent souvent la même action; néanmoins on peut en recueillir un grand nombre d'entiers; les cérites et les turritelles sont seuls difficiles à obtenir bien complets. Le falun de Saucats est une mine féconde pour le conchyliologiste, il a fourni autant d'espèces que le célèbre dépôt de Grignon. Quelque incertitude régnant sur la position des fossiles des Landes, on lira sans doute avec intérêt une liste assez complète des fossiles de ces faluns qui m'a été communiquée par M. Ch. Desmoullins de Bordeaux. La comparaison des fossiles des faluns et de la mollasse coquillière annonce une complète identité entre ces deux dépôts qui ne diffèrent que par l'abondance du ciment calcaire qui relie les fossiles. Une comparaison ana-

logue avec les fossiles du calcaire grossier des bords de la Garonne montre, au contraire, qu'il existe une différence d'âge prononcée entre ces deux formations marines.

FOSILES DES FALUNS (qu'on pourrait nommer *landais*)
de *Mérignac, Saucats, Léognan, Martillac, la Brède, Saint-Médard en Jalles, Gradignan, et Salles.*

- | | |
|--|--|
| <i>Asterias adriatica</i> , Ch. Desm. | <i>Solen ensis</i> , Lam. (très-petit). |
| <i>Clypeaster marginatus</i> , Lam. | → <i>legumen</i> , Lam. |
| <i>Scutella biculata</i> var. <i>parva</i> , Ch. Desm.
(<i>bifora</i> , Lam.) | → <i>ventrosus</i> , Ch. Desm. |
| → <i>Faujasii</i> , de Fr. | → <i>vagina</i> , Lam. |
| <i>Echinolampas</i> Richardi, Ch. Des.
(<i>Clypeaster hemisphericus</i> ,
Lam.) | <i>Panopæa Faujasii</i> , Bast. |
| <i>Spinorbis</i> , } esp. non dét. | <i>Mya ornata</i> , Bast. |
| <i>Vermilia</i> , } esp. non dét. | <i>Pholadomya</i> ? (non déterminée) |
| <i>Serpula arenaria</i> , Broc. | <i>Lutraria elliptica</i> , Lam. |
| → <i>intorta</i> ? Lam. | → <i>sanna</i> , Bast. |
| → (d'autres esp. non dét.) | (3-6 autres espèces non
déterminées.) |
| <i>Acastus</i> , 1 esp. non décrite, dans
les madrépores. | <i>Mactra deltoidea</i> , Lam. |
| <i>Balanus</i> , 3 esp. | → <i>triangula</i> , Bast. (var. de
la précédente.) |
| <i>Jouannetiæ semicaudata</i> , Ch. Des. | → <i>striatella</i> , Lam. |
| <i>Gastrochaena</i> , 1 esp. | → (2-3 autres esp. non dét.) |
| <i>Fistulana</i> , 1 esp. | <i>Crassatella sinuata</i> ? Lam. |
| <i>Pholas Branderi</i> , Bast. (<i>Ph. aper-</i>
<i>ta</i> ? Desh.) | <i>Erycina elliptica</i> , Lam. |
| → <i>pusilla</i> , Broc. | → ?... (1-2 esp. non dét.) |
| <i>Soletellina Labordei</i> , Ch. Desm.
(<i>Psammobia Labordei</i> , Bast.) | <i>Corbula revoluta</i> , Bast. |
| <i>Solecurtus Basterotii</i> , Ch. Desm. | → <i>striata</i> , Lam. |
| (<i>Solen atrigilatus</i> , var.
Bast.) | → <i>exarata</i> , Desh. (<i>Sau-</i>
<i>cats</i> ? Coll. <i>Jouannet</i>). |
| → <i>antiquatus</i> , var. Ch.
Desm. (<i>Solen coar-</i>
<i>tatus</i> , Lam.) | → (1-3 aut. esp. non dét.) |
| | <i>Petricola peregrina</i> , Bast. |
| | → (3 autres esp. non dét.) |
| | <i>Saxicava anatina</i> , Bast. |
| | → (1-2 autres espèces non
déterminées.) |
| | <i>Veneropitius</i> Lam. |

- Venerupis* Faujasii, Bast.
 — (1 esp. non déterm.)
Ungulina! (Clotho unguiformis, Bast.)
Byssomya! (Belle esp. non décrite.)
Tellina zonaria, Lam.
 — elliptica, Broc.
 — sabcarinata, Broc.
 — compressa, Broc.
 — bipartita, Bast.
 — elegans, Bast.
 — (pl. esp. non déterm.)
Lucina leonina, Nob. Coll. (*Cytherea* leonina, Bast.)
 — columbella, Lam.
 — divaricata, Lam.
 — scopulorum, Bast.
 — pomum, Ch. Desm.
 — dentata, Bast.
 — hiatelloides, Bast.
 — gibbosa, Lam.
 — neglecta, Baster.
 — (quelques espèces non encore déterminées.)
Donax anatum, var. b., Bast.)
 — elongata, Lam.
 — triangularis, Bast.
Gratelupia donaciformis, Ch. D.
 (*Donax* irregularis, Bast.)
Cyrena Brongniartii, Bast.
 — Soverbyi, Bast.
Cyprina islandicoides, Lam.
 — id. ? var. complanata, Ch. Desm.
Cytherea erycinoides, Lam.
 — donacialis, Ch. Desm.
 (*Donax* ? difficilis, Bast.)
 — undata, Bast. (*C. tellinaria*, Lam.)
 — pitidula, Lam.
 — Deshayesianna, Bast.
 — multilamella, Lam.
 — elegans? Lam. (an *C. erycinoides* junior?)
 — lincta, Lam.
 — (1-2 aut. esp. non dét.)

- Venus* corbis? Lam.
 — vetula, Bast.
 — radiata, Bast.
 — casinoides, Lam.
 — dysera, Bast.
 — (pl. esp. non encore dét.)
Venericardia Jouanneti, Bast.
 — pinula, Bast.
 — unidentata, Bast.
 — (2 petites esp. non déterminées.)
Cardium hians! Broc. (à Salles seulement.)
 — Burdigalinum, Lamark.
 (var. spinosa, et var. mutica.)
 — discrepans, Bast.
 — multicoatum, var. a., Bast.
 — echinatum, var. b., Bast.
 — serrigerum, Bast.
 — (2-3 esp. non déterm.)
Cardita hippopæa, Bast.
 — aspera, Lam.
Isocardia cor, Lam.
Arca mytiloides, Broc.
 — antiquata, Broc.
 Ces deux esp. se trouvent à Salles seulement.
 — diluvii, Lam.
 — cardiiformis, Bast.
 — biangula, Lam.
 — clathrata, de Fr.
 — scapulina, Lam.
 — (peut-être quelques petites esp. non dét.)
Pectunculus pulvinatus, Lam.
 — cor, Lam.
Nusula margaritacea, Lam.
 — emarginata, Lam.
 — rostralis, Lam.
Chama gryphoides, Bast. (peut-être 1-2 esp. différ.)
Modiola cordata, Lam.
 — (2-3 esp. non dét.)
Mytilus antiquorum, var. b. Bast.
 — Brardü, Brong.
 — edyllis, Lam.

Pinna.. (très voisine du *P. pectinata*, var. b. Lam.
Perna maxillata, Lam.
 — ephippium, Lam.
Avicula phalænææ, Lam.
Lima bulloides, de Fr.
 — (1 esp. non déterm.)
Pecten Burdigalensis, Lam.
 — scabrellus, Lam.
 — multiradiatus, Lam. (*P. fallax*, de Fr.)
 — Beudanti, Baster. (*Pecten* gratissimus, de Fr.)
 — plebeius, Lam.
 — (quelques petites esp. ? non déterm.)
Hinnites... (un seul et très bel individu existe dans la collection de M. Jouannet).
Plicatula (1-2 esp. non déterm.)
Spondylus † *Gæderopus* ?? Lam.
Ostrea sabellula, Lam.
 — cymbula, Lam.
 — undata, Lam.
 — linguatula, Lam. (ou bien voisine).
 — virginica, Lam.
 — (autres esp. non dét.)
Anomia costata, Broc. (*Anomia* Burdigalensis, de Fr.)
 — (1-2 aut. esp. non dét.)
Vaginella depressa, Daudin.
Dentalium coarctatum, Lamark, Deshay. (*Cleodora* (*creseis*) gadus, Rang.)
 — entalis, Lam.
 — pseudo-entalis, Lam.
Patella... (M. Jouannet seul en possède.)
Spiricella unguiculus, Rang.
Parmophorus.. (1 belle esp. non dét. très-diffé. de celle de Paris).
Emarginula.. (1 esp. non dét.)
Fissurella costaria, Bast.
 — clypeata, Grat.

Calyptraea deformis, Lam.
 — depressa, Lam.
 — muricata, Bast.
 — ornata, Bast.
 — (1 espèce distincte ? à Salles.)
Pileopsis coraucoptæ, Lam.
 — sulcosa. (*Capulus* sulcosus, Bast.)
Hipponyx granulatus, Bast.
 — (1 aut. esp. non dét.)
Crepidula unguiformis, Bast.
 — cochleare, Bast.
 — sandaliformis, Marc. de Serres.
Bulla lignaria, Lam.
 — cylindrica, Lam.
 — utriculus, var. f. Bast.
 — (pet. esp. non encore dét.)
Bullina Lajonkaireana, Bast.
Helix.. (esp. voisine de l'*H. pulchella*, drap. RRR. an verè fossilis ??)
Bulinus Burdigalensis, de Fr.
 — lævigatus, Desh.
 — (1 autre pet. esp. ; il est à peu près certain que ces 3 espèces n'appartiennent pas au genre *Bullme*. Elles sont des *saluns marins*.)
Auricula hordeola, Lam.
 — ringens, Lam.
 — acicula, Lam.
 — cytharella, Desh. RRR.
 — (4 aut. esp. non dét.)
 Sur ces 8 esp. plus de la moitié ne sont pas de vraies auricules.
Cyclostoma... (voisin de l'*elegans*, Drap. RRR. An verè fossilis ?)
Pedipes, 1 esp. RRR. (Je la crois nouvelle.)
Melania subulata, Bast.
 — distorta, Desh.
 — hordacea, Lam.

- Melania* (plusieurs autres petites esp. non détermin.)
Melanopsis Dufourii, Férussac.
Paludinæ pusilla, Bast. (analogue fossile du *P. acuta*, Drap., esp. des eaux saumâtres).
 — (3 pet. esp. non détermin.)
Rissoa cochlearella, Bast.
 — cimex, Bast.
 — varicosa, Bast.
 — Grateloupi, Bast.
 — clavula, Ch. Desm. (*Melania clavula*, Desh.)
 — polita, var. b. Ch. Desm. (*R. nitida*, Grateloup; non *Melan.* nitida, Lam. — *Mel. polita*, Desh.)
 — elegans, Ch. Desm.
 — turbinata, de Fr. (*R. bulimoides*, Grat. — *Turbo Lachesis*, Bast.)
 — decussata, Ch. Desmoul. (*Bulimus decussatus*, Lam.)
 — perpusilla, Grat.
 — affinis, Ch. Desmoul. Coll. (nov. sp.)
 — lamellosa, Ch. Desm. (*R. cochlearella*, var. biatriata, Grat.)
 — Boscii, Payraudeau, catal. des moll. de Corse. (An. fossile ? RRR.)
 — macrostoma, Ch. Desm. (nov. sp.)
 — planaxoides, Ch. Desmoul. (*R. buccinalis*, Gratel. non *Melania buccinalis*, Lam.)
Nerita Plutonis, Bast.
Neritopsis moniliformis, Grat.
Neritina picta, Férussac. (*N. fluviatilis*, Baster. pro parte; non Lam.)
Natica millepunctata, Lam. (*N. stercus muscarum*, Brug. — *N. tigrina*, de Fr. — *N. patula*; Sow. — *N. canrena*, Baster. non Lam.)
Natica glaucina, Bast. (*Natica labellata*? Lam.)
 — (1-2 esp. non dét.)
Ampullaria compressa, Bast.
 — (1 pet. esp. voisine de l'*A. canalifera*, Lam. R.)
 — (1 gr. esp. de Salles, probablement du genre *Naticæ*.)
Sigaretus canaliculatus, Bast.
 — (1 esp. RRR. presque microscopiq. nouvelle.)
Tornatella Dargelasi, Bast.
 — sulcata, Bast.
 — semistriata, de Fr.
 — punctulata, Fér.
 — (1-2 esp. non dét.)
Pyramidella mitrula, Fér.
 — terebellata, Bast.
 — (1 autre esp. fort dist. de la préc., à Martillac.)
Vermetus (1 belle esp. non dét.)
Scalaria multilamella, Bast.
 — acuta? Sow.
Delphinula sulcata, var. b. Bast.
 — spirorbis, Lam.
Solarium corocollatum, Lam.
 — disjunctum, Lam. RRR.
 — (2 autres pet. esp.)
Rotella Defrancii, Bast.
Trochus Benettii, Sow.
 — patulus, Sow.
 — Audebardi, Bast.
 — turgidulus, Bast.
 — Bücklandi, Bast.
 — (1 esp. très dist., non dét., qui a son anal. vivant, lequel provient, je crois, d'Haïti.)
 — (2 aut. esp. non dét.)
Monodonta elegans, Bast.

- Monodonta* *modulus*, Bast. (me paraît diff. de l'esp. vivante.)
 — *Araonis*, Bast. (2 autres esp.)
Phasianella *turbinoïdes*, Lam.
 — *Prevostina*, Bast.
Turritella *terebialis*, Lam.
 — *cathedralis*, Brong.
 — *Desmarestina*, Bast. R.
 — *asperula*? var. Bast. (an species distincta ?)
 — *quadruplicata*, Bast.
 — *turris*, Bast.
 — *Archimedis*, var. b. Bast.
 — *proto*. (D'après Bast.; je ne suis pas fixé sur cette esp.)
Cerithium *plicatum*, Brag.
 — *inconstans*, Bast.
 — *papaveraceum*, Bast.
 — *margaritaceum*, Bast.
 — *granulosum*, Bast. (*inversum*? Lam.)
 — *calculosum*, Bast.
 — *corrugatum*, Al. Brong.
 — *resectum*, Def.
 — *cinctum*, Brug.
 — *salmo*, Bast.
 — *pupaforme*, Bast.
 — *scaber*, var. b. Bast.
 — *subgranosum*, Lam.
 — *pictum*, Bast.
 — *impullosum*, Al. Bron.
 — *lamellosum*, Brug.
 — *Charpentieri*, Bast.
 — *angulosum*, Bast. (pl. esp. non débrouil.)
Pleurotoma *Borsoni*, Bast. (*Pl. semi-marginata*, Lk.)
 — *tuberculosa*, Bast. (*P. asperulata*! Lam.)
 — *ramosa*, Bast. (*Pleur. reticulata*? et *decussata*, Lam.)
 — *cataphracta*, Bast.
 — *costellata*, Lam.
Pleurotoma *pannus*, Bast.
 — *denticula*, Bast.
 — *terebra*, Bast.
 — *cheilotoma*, Bast.
 — *plicata*, Lam.
 — *undata*, Lam.
 — *turris*, Lam.
 — *multinoda*, Bast.
 — *crenulata*, Bast.
 — *purpurea*, Bast. (2-4 esp. non dét.)
Turbinella *Lynchi*, Bast. (2 espec. non encore nommées.)
 — ? (an *Fasciolaria*?)
 — Belle esp.
Cancellaria *acutangula*, Faujas.
 — *id.* var. b. Bast.
 — *id.* var. *mutica*, Nob.
 — *trochilearis*, Fauj.
 — *dollaris*, Bast.
 — *gestini*, Bast.
 — *buccinula*, Lam.
 — *contorta*, Bast.
 — *cancellata*, Lam. (a *Sallcs*.)
 — *varicosa*, Ch. Desm. (*Voluta varicosa*, Broc.)
 — (2 autres esp. non nommées.)
Fusus *Burdigalensis*, Lam. (*Fasciolaria* *Burdig.*, Bast.)
 — *Audebardi*, Ch. Desm. (an *Purpura*? sup. esp.)
 — *clavatus*, var. b. Basterot. (*Murex clavatus*, Broc.)
 — *lavatus*, Bast.
 — *longevus*, Lam. (On m'a donné un individu qu'on assure trouvé à Saucats.)
 — *buccinoïdes*, Bast.
 — *subcarinatus*, Lam.
 — *costulatus*, Lam.
 — *marginatus*? Lam.
 — *minutus*? Lam.
 — *minax*? Lam.
 — (4 esp. non encore nomm.)

- Fusus* (pl. pet. esp. non dét.)
Pyruca malongena, Bastér., non Lam.
 — *Lainci*, Bast.
 — *rusticula*, var. a et b, Bast.
 — *condita*, Bast.
 — *clava*, Bast.
Ranella marginata, Al. Brong.
 — *leucostoma*, Bast.
Murex pomum, Bast.
 — *lingua-bovis*, Bast.
 — *sublavatus*, Bast.
 — *suberinaceus*, Bast.
 — (2-3 espèces non encore nommées.)
Typhis tubifer, Bast.
Tritonium doliere, Bast.
 — (2 aut. belles esp.)
Rostellaria pes-pellicani, Bast.
 — *dentata*, Grat. (R. curvirostris, Bast.)
Strombus Bonelli, Brong.
 — (1-2 esp. non dét.)
Cassidaria cythara, Bast.
Cassis Saburon. (Je le crois fort différ. de celui de Lam.)
 — *Rondeleti*, Bast.
Purpura costata, Bast.
 — *Lassaignei*, Bast.
 — (1 espèce non encore nommée.)
Buccinum Veneris, Fauj.
 — *baccatum*, Bast.
 — *politum*, Bast.
 — *obliquatum*, Broc. (à Sables).
 — *semistriatum*, Broc.
 — *spiratum*. (*Eburna spirata*, Bast., qui n'est point l'anal. foss. de celle de Lam.)
 — (pl. esp. non encore débrouillées.)
Nassa reticulata, Bast. an Lam.??
 — *asperula*, Bast.
 — *angulata*, Bast.
 — *columbelloides*, Bast.
 — *Doutoyesi*, Bast.
Nassa Andrei, Bast.
Terebra plicaria, Bast.
 — *striata*, Bast.
 — *duplicata*, Bast.
 — *peritua*, var. b, Bast.
 — *cimerea*, Bast.
 — *plicatula*, Lam.
Mitra crebricosta, Lam.
 — *incognita*, Bast.
 — *Dufresnei*, Bast.
 — *acrobiculata*, Bast.
 — (4 esp. non dét.)
Volva Lamberti, Gow.
 — *parispina*, Lam. (var. pl.)
 — *harpula*, Lam.
 — *affinis*, Broc. (*V. ambigua*, Lam.)
Marginella cyprocola, Bast. (*Cyprocola ovuliformis*, Lam.)
 — *clandestina*, Ch. Des. & *Volva elatidonta*, Broc. an var. *M. ovulata*? Lam.)
Cypraea zanzulus, Broc.
 — *mus*, Lam.
 — *Duclosiana*, Bast. (an *C. nuclea*? Lam.)
 — *lynceoides*, Lam.
 — *leporina*, Lam.
 — *annularia*, Lam.
 — *coccinella*, Bast. (an *Linn.*)
 — (1-2 autres esp.)
Olivæ plicaria, Bast.
 — *clavula*, Lam.
 — *Dufresnei*, Bast.
 — *mitreola*? Lam.
 — (1 autre pet. esp.?)
Ancillaria canalifera, Lam.
 — *buccinoides*, Lamark. (Saucata; B.)
 — *inflata*, Bast. (*Ancill. glandiformis*, Lam.)
Cornus desperditus? Lam.
 — *mercati*, Bast.
 — *cornutus*? de Fr.
 — *scabriusculus*? de Fr.
 — *albicans*, Brong.

<i>Conus</i> (quelques autr. esp. non dét. dont uné fort. gr.)	<i>Lenticulites</i> (1 esp. non dét.)
<i>Renulites opercularis</i> ? Lam. (an operculum verum?)	<i>Nummulites</i> lenticularis, d'Orb. (<i>Lycophris</i> lenticu- laris, Montferr. — Bast.)
<i>Operculina complanata</i> , d'Orbi- guy. (<i>Lenticulites</i> complanata, Deffr. — Bast.	— (2 esp. non dét. BR.) <i>Nautilus Aturi</i> , Bast. (<i>Nautilus</i> sypho, Grat.)

Sables
et argiles
avec minerais
de fer.

Pour donner une histoire complète de l'étage moyen des terrains tertiaires du bassin du Midi, il me reste encore à dire quelques mots sur les dépôts d'argiles et de sables qui recouvrent la plupart des plateaux que l'on observe dans la partie de la France centrale, composée de terrains secondaires. Ces dépôts se reliait d'une manière continue aux couches supérieures du terrain de Paris qui sont également formées (à Meudon, dans le bois de Montmorency) d'argiles ocreuses, dans lesquelles on trouve à la fois des fragmens de silex de la craie, et des blocs de meulières qui paraissent au premier abord être également étrangers à l'argile qui les enveloppe.

Lorsque ce dépôt n'est que superficiel, il a toute l'apparence d'être alluvial; il contient des galets de toute nature, et ne présente aucune couche réglée : les minerais de fer qu'on y rencontre sont disséminés d'une manière irrégulière : la plupart des minerais qui alimentent les nombreuses usines à fer du Nivernais, du Berry, de la Dordogne, etc., sont classées sous les noms de *minerais d'alluvion*. La position de ces dépôts ar-

gilo-ferrugineux, placés constamment sur les hauteurs les plus élevées des pays où ils existent, suffit *a priori* pour détruire cette opinion si généralement adoptée. Comment concevoir, en effet, qu'une action aussi générale que celle qui aurait laissé, comme témoins de son passage, les nombreux chapeaux sablonneux qui recouvrent la plupart des collines de calcaire jurassique et de craie qui séparent le bassin de Bordeaux de celui de Paris, n'aient pas comblé en partie les vallées dont ce pays si étendu est sillonné ? Cependant on ne retrouve nulle part cette association de sables et de minerais de fer, et les terrains d'alluvion que l'on y observe sont entièrement différens. D'un autre côté, lorsque les dépôts qui nous occupent ont quelque épaisseur, on y observe assez fréquemment des calcaires siliceux identiques avec le calcaire d'eau douce supérieur, dont la présence devient une preuve positive de l'âge de ces terrains. M. Mahinvaud, dans le tome IV de la 3^e. série des *Annales des mines*, page 252, a déjà indiqué une de ces associations dans la vallée de l'Aubois (Cher). On l'observe également dans plusieurs points du département de la Nièvre, notamment entre Nevers et Imphy, et aux minières de fer de Saint-Ouen. Je vais en indiquer un autre exemple à une petite distance d'Angoulême, dans les environs d'Aire. Le calcaire jurassique est re-

Minerai de fer
aux environs
d'Angoulême.

couvert par une épaisseur de 10 mètres environ de ce terrain superficiel; une petite couche de sable siliceux jaune très-argileux, contenant quelques galets de quartz blanc laiteux, repose immédiatement dans les anfractuosités d'un calcaire marneux blanchâtre, correspondant à l'argile d'Oxford. On ne voit cette couche que sur la pente du petit coteau tertiaire, le long du bois qui la reconvre; elle peut avoir 4 ou 5 pieds de puissance.

La surface du bois est sablonneuse; mais quand on creuse quelques pieds pour la recherche du minerai de fer, on voit que ce sable n'est que superficiel; il est le produit de l'altération et du lavage du sol, qui est composé d'une argile ferrugineuse plus ou moins mélangée de sable: le minerai de fer, *dit en roche*, composé de blocs plus ou moins gros, caverneux et irréguliers, de fer oxidé hydraté, passant dans quelques points au fer hématite, se trouve disséminé au milieu de cette argile; il forme des espèces de veinules et des rognons irréguliers qui se ramifient dans l'argile. Ils se terminent comme ils ont commencé, sans qu'on puisse suivre aucune règle pour leur recherche et pour leur exploitation. Ces gîtes métallifères ne sont pas très-étendus, on voit que la concentration du fer est due à une cause locale. Ces minerais contiennent une certaine quantité de carbonate de chaux qui rend

leur emploi précieux : mais on trouve en outre, au milieu de ces argiles ocreuses, des blocs tuberculeux assez considérables d'un calcaire siliceux, empâtant des petits galets de quartz hyalin. Ce calcaire y est disséminé irrégulièrement à la manière des meulières de Meudon; il est caverneux, et ses cavités sont remplies de la même argile qui l'enveloppe. Dans la partie ouest du bois, le calcaire est un peu plus développé; il forme deux bancs très-irréguliers, ou plutôt un rognon stratifié allongé dans le sens des couches, dont la position horizontale indique d'une manière positive qu'il est en place, et que les autres blocs ont été déposés en même temps que le minerai et l'argile qui lui sert de matrice. Plus à l'est, du côté de Ruffec, des dépôts argilo-sablonneux, en tout semblables à celui des environs d'Aire, contiennent des bancs irréguliers de grès analogue à celui de Fontainebleau. Dans cette dernière localité, le minerai de fer existe également, mais pas avec assez d'abondance pour alimenter une exploitation.

Le même minerai de fer qui se trouve en couches superficielles sur les plateaux calcaires du centre de la France, existe également dans les fentes nombreuses qui traversent ces calcaires; souvent même le fer s'y est concentré plus facilement que dans les argiles : de sorte que ces fentes sont remplies fréquemment de minerai de fer

riche, et que les maîtres de forges y font principalement des recherches. Sauf quelques exceptions, on peut dire que généralement, les minerais de fer exploités, dans les argiles ferrugineuses qui recouvrent les calcaires jurassiques et la craie, ainsi que dans les fentes qui sillonnent ces deux formations, appartiennent à l'étage moyen des terrains tertiaires.

Ces argiles superficielles sont généralement d'eau douce; on a trouvé des lymnées, des hélices et des planorbes aux environs de Saint-Amand, dans le département du Cher, et près de Nevers, dans quelques bancs de calcaires intercalés au milieu de ces argiles : elles appartiennent donc principalement à la partie inférieure de ce second étage; en réalité, elle le remplace et le représente complètement.

§ III. DES TERRAINS TERTIAIRES SUPÉRIEURS.

La séparation de l'assise supérieure des terrains tertiaires des autres assises de ces mêmes terrains, est un des phénomènes géologiques les plus prononcés. M. Elie de Beaumont, dans ses Recherches sur les révolutions du globe, a depuis longtemps fait ressortir ce fait important, pour appuyer la différence qui existe entre les deux soulèvements qu'il a désignés sous le nom de système des Alpes.

occidentales et système de la chaîne principale des Alpes. Parmi les différens exemples qu'il indique, je rappellerai que, près de Voreppe, le terrain qu'il désignait alors sous le nom de transport ancien recouvre en stratification discordante la mollasse coquillière que l'on exploite par de nombreuses carrières. On retrouve cette superposition transgressive dans beaucoup d'autres localités. Le calcaire à hélices des environs d'Aix, dont M. Rozet a donné une description (1), est déposé en couches horizontales sur les tranches du terrain d'eau douce exploité au pied de la montagne de Sainte-Victoire, dans les escarpemens du Tolonet. Cette superposition est d'autant plus remarquable, que les couches du calcaire du Jura et de la brèche du Tolonet sont coupées toutes à la même hauteur, et que le calcaire à hélices s'est déposé sur l'un et sur l'autre en stratification discordante, et y forme une espèce de nappe. (*Pl. III, fig. 5.*) Dans la rivière de Gênes, les terrains tertiaires supérieurs sont placés horizontalement sur les formations crétacées, dont les couches sont fortement inclinées; et comme il résulte de leur direction que les terrains de craie ont été relevés par le soulèvement des Alpes occidentales arrivé postérieurement au dépôt de la mol-

Preuves
de
la séparation
du 3^e. étage
tertiaire.

(1) Mémoires de la Société d'histoire naturelle.

lasse coquillière, on en conclut nécessairement que les terrains tertiaires moyens et supérieurs ont été déposés à des époques séparées l'une de l'autre, par une révolution du globe.

En Espagne, où beaucoup de terrains tertiaires appartiennent au même bassin que ceux du midi de la France, M. Le Play a observé en plusieurs points la séparation des deux assises supérieures. Depuis Barcelonne jusqu'au détroit de Gibraltar, cette séparation est souvent plus nette encore que dans le bassin que je décris, la révolution qui a marqué la séparation des deux périodes ayant laissé beaucoup plus de traces de son action dans cette partie de la Péninsule que dans le Languedoc et dans la Provence. Près de Tarifa, en beaucoup de points de la côte orientale de l'Espagne, et surtout dans les plaines qui s'étendent en Murcie, entre le cap Palos et les Apujarras, on voit distinctement les couches du troisième étage reposer en stratification discordante sur celles de l'étage moyen, dont quelques parties ont été portées souvent à un niveau très élevé.

Les Landes et les collines de l'Agençais viennent encore nous donner des preuves de la séparation des deux dernières assises des terrains tertiaires.

Ces preuves, sans être aussi prononcées que dans les pays de montagnes, où la différence de stratification est marquée par le contournement

des couches, n'en sont pas moins positives. Ainsi, dans le trajet, entre Agen et Gondrain, on voit les sables et les galets qui représentent l'étage supérieur reposer à La Plume sur le calcaire d'eau douce, tandis que, dans le bois de Gondrain, ils recouvrent la mollasse coquillière. S'il y avait eu continuité entre ces différentes formations tertiaires, l'assise supérieure devrait constamment reposer sur la mollasse coquillière qui forme la couche la plus moderne de la seconde assise, tandis qu'ils recouvrent indifféremment les différentes couches de cette assise. La considération des fossiles confirme la conclusion qui résulte de la discordance de la stratification. M. Deshayes a indiqué depuis long-temps que la période tertiaire qui nous occupe est distincte de la seconde par l'ensemble des espèces des corps organisés qu'elle renferme, et, de plus, que la plupart des coquilles, des terrains tertiaires supérieurs, se retrouvent dans nos mers actuelles : c'est également dans ces sables supérieurs que l'on observe ces nombreuses dépouilles de mammifères antidipluviens, qui diffèrent principalement par la taille des espèces qui peuplent actuellement nos continents. Ces formations tertiaires sont donc très-rapprochées de l'époque actuelle, mais elles en sont séparées par la dernière révolution que le globe a éprouvée, celle qui correspond au soule-

vement de la chaîne principale des Alpes, et dont le diluvium est le résultat.

Composition
des terrains
tertiaires
supérieurs.

Les terrains tertiaires supérieurs portent presque toujours la trace de leur origine moderne. Ils sont composés principalement de couches de transport, tels que des dépôts de galets, des couches de sables, et des argiles grossières et sablonneuses. Dans les Apennins, ces terrains renferment en outre des marnes calcaires; mais les couches arénacées sont de beaucoup celles qui dominent, et donnent le *facies* général à ce terrain. Enfin, dans quelques points, où sans doute des circonstances locales l'ont permis, on voit des dépôts superficiels d'un calcaire d'eau douce terreux, grossier, recouvrir les sables marins supérieurs, et former les couches les plus modernes de cette troisième assise. On en connaît à Sautcats, près Bordeaux, aux environs de Montpellier, de Marseille, etc. : la présence de ces dépôts lacustres superficiels a peut-être été pour beaucoup dans l'opinion émise par plusieurs géologues du Midi, que la molasse coquillière est inférieure à la formation du calcaire d'eau douce. Mais il existe une grande différence d'âge entre ces deux formations d'eau douce, dont la plus ancienne joue un rôle très-important dans la constitution des terrains tertiaires du Midi, tandis que la dernière est locale et seulement superficielle.

Dans le bassin du Nord, les terrains tertiaires supérieurs sont à peine indiqués par quelques dépôts de galets qui recouvrent les sommités de plusieurs collines jurassiques de la Normandie, tels que ceux que l'on exploite dans les départemens du Calvados et de la Manche pour l'entretien des routes. Dans le centre de la France, les amas de galets de Charlieu dans la vallée de la Loire, exactement les mêmes que ceux qui forment la Bresse, appartiennent à ce terrain. Le tuf à ossemens de Boulade et de Perriers, près Issoire, et peut-être aussi le remplissage des cavernes à ossemens, remontent à cette époque : c'est du moins ce qu'on doit naturellement supposer, d'après l'analogie que l'on observe entre les espèces d'animaux dont on trouve les dépouilles dans ces cavernes, et celles qui existent en si grande abondance dans les terrains subapennins.

Position géographique des terrains tertiaires supérieurs.

Dans la portion du bassin du Midi qui se termine au Rhône, ces formations modernes ne forment presque une simple pellicule. Le seul point où elles atteignent une certaine épaisseur est aux environs de Perpignan.

A l'est de la vallée du Rhône dans la Bresse, les dépôts d'argiles et de galets de cette assise sont très-puissans ; mais c'est surtout dans les collines subapennines qu'elles sont développées sur une grande échelle. Le terrain qui compose ces

collines ayant été décrit dans plusieurs mémoires, je donnerai seulement quelques détails sur ces formations tertiaires dans la partie du bassin du Midi qui fait le sujet principal de ce travail.

Sables
supérieurs
des Landes.

Le sable qui recouvre la partie supérieure des Landes est un peu différent de celui qui contient les fossiles des faluns; il est entièrement siliceux, blanchâtre, sans mélange d'argile ni de calcaire; il renferme souvent, au contraire, des galets de quartz hyalin. D'après ces caractères, il est naturel de le regarder comme le produit d'alluvions, ou seulement comme le résultat du lavage du sable appartenant au second étage tertiaire, et que l'on trouve presque à la surface du sol. Le peu d'élévation des Landes au-dessus du niveau de la mer, moyennement 20 mètres, appuie cette opinion; mais si on compare ces sables supérieurs avec les alluvions déposées dans toutes les vallées environnantes, on reconnaît qu'ils en diffèrent essentiellement par leur composition, tandis qu'ils sont au contraire identiques avec les amas de galets qui recouvrent la plupart des coteaux de la Chalosse, des environs de Pau, et enfin les sommités les plus élevées de l'Agennois, telles que *La Plume*, dont la hauteur est de 218^m, 25 au-dessus de la mer. On est alors obligé d'admettre, que ces sables sont antérieurs à la dernière révolution qui a précédé l'époque actuelle de tranquillité; on pourrait alors les regarder comme

faisant partie de l'étage moyen ; mais leur identité complète avec les galets de la Bresse, qui reposent, comme je viens de le dire quelques lignes ci-dessus, en stratification discordante sur la mollasse coquillière, ainsi qu'avec ceux de l'Agennais, force à admettre cette division. Ce dernier exemple étant le seul que m'aient présenté les terrains tertiaires lorsqu'ils sont horizontaux, je vais l'indiquer en quelques mots.

Le pays compris entre la route d'Auch à Mont-de-Marsan et la vallée de la Garonne est composé exclusivement de terrain tertiaire moyen ; seulement on trouve sur quelques plateaux des galets appartenant au terrain tertiaire supérieur. Superposition discordante des terrains tertiaires moyens et supérieurs près Gondrain. Quoique les couches de ces différens terrains soient sensiblement horizontales, néanmoins elles viennent successivement affleurer au jour, de sorte que dans une coupe du nord au sud on voit le calcaire d'eau douce à Agen, tandis qu'il vient se cacher près de Gondrain, sous la mollasse coquillière, en outre dans l'intervalle qui sépare ces deux villes, les couches intermédiaires forment successivement le sol. Dans ce long espace, les galets recouvrent les sommités saillantes de ce vaste plateau, tandis qu'ils ont été emportés dans les parties moins élevées, ou sur les pentes des vallées. A La Plume, à 3 lieues sud d'Agen, ce dépôt supérieur recouvre le calcaire d'eau douce. A Gon-

drain, tout le pays est encore exclusivement composé de calcaire d'eau douce et de la mollasse qui lui est ordinairement associée; mais au bourg d'Eause le calcaire d'eau douce est caché sous la mollasse coquillière caractérisée par une grande quantité de coquilles marines, notamment l'*ostrea virginiana*. Le terrain tertiaire supérieur se retrouve sur les différentes sommités qui avoisinent les deux bourgs que je viens de citer; il en résulte d'une manière certaine que ce dépôt arénacé est indépendant des formations inférieures, et qu'il forme une nappe qui s'est étendue sur tout le pays. Le terrain tertiaire supérieur, réduit à La Plume à un simple dépôt de galets, est plus développé près de Gondrain; il présente, dans le bois de Mouchan une puissance d'au moins 10 mètres; il est alors composé de couches d'argile jaunâtre, mélangée de nodules, ou de grenailles de minerai de fer terreux composé de couches concentriques. Le centre de ces grenailles, au plus de la grosseur d'une bille, est presque toujours terreux. Les terrains tertiaires supérieurs de Gondrain se lient d'une manière continue à ceux de la Chalosse et des collines du Béarn. L'identité de position de ces différents dépôts est donc complète; leur composition est également la même, seulement les galets calcaires, très-fréquent dans les collines placées au pied même des

Pyrénées, deviennent moins abondans à mesure que l'on s'éloigne des montagnes qui les ont fournis. Les grenailles de minerais de fer sont constantes dans toute cette vaste nappe; leur présence suffit pour indiquer la séparation des dépôts supérieurs d'avec l'étage moyen des terrains tertiaires, quand ces deux formations sont l'une et l'autre à l'état argileux.

Dans la partie du bassin tertiaire du Midi qui avoisine les Pyrénées, ces dépôts de galets sont très-étendus, mais en général ils n'atteignent pas une grande puissance. Dans la vallée du Rhône, et surtout dans la vallée de l'Isère, ce terrain forme des collines, dont la hauteur surpasse 600 mètres. Malgré ce grand développement, les caractères de cette formation sont presque constamment les mêmes; elle se compose de galets incohérens reliés avec un ciment marneux peu solide. Près de la Tour-du-Pin elle affecte plus de régularité, surtout dans la descente vers la Bourbre en venant de Mortelet: les galets sont reliés par un ciment solide assez semblable à de la mollasse; il se compose d'un sable argileux fin, agglutiné par un suc calcaire ou par de la marne. Ces parties à grains fins forment tantôt des masses intercalées dans les lits de galets, tantôt de véritables couches, comme le représente la *fig. 3*, (*Pl. III*); leur dureté est quelquefois considérable; elles

Environs
de la
Tour-du-Pin.

constituent alors un grès très-solide, que l'on exploite comme pierre de construction.

Les galets sont aussi réunis en couches, dont les lignes de séparation sont marquées par des lits de sables ou de galets plus fins. Ce terrain présente alors une certaine ressemblance avec la mollasse, surtout avec le nagelflue de la Suisse; circonstance du reste très-naturelle, puisqu'il est en grande partie formé aux dépens de cette roche. A une petite distance de la Tour-du-Pin, sur la route de Grenoble, ce terrain renferme des dépôts considérables de bois bitumineux qui fournissent le principal combustible que l'on emploie dans le pays. Le lignite est en partie noir, souvent seulement de couleur brun girofle, toujours beaucoup plus lourd que le bois, dont il a conservé entièrement la texture. Il se déchire en fragmens parallèles aux fibres, quelquefois il se délite, mais le plus ordinairement il reste dans l'état qu'il présente au sortir de la minière. Le bois bitumineux forme des couches peu continues de 60 à 80 centimètres de puissance. Elles sont intercalées au milieu du terrain, de la même manière que les parties dures. Souvent les morceaux de bois fossile sont enveloppés de tous côtés par du sable. Quelquefois le bois est passé entièrement à l'état de jayet; les gîtes les plus abondans sont à Sainte-Blandine et à Saint-Jean-de-Bournay : on

retrouve ces bois bitumineux dans plusieurs autres points. On en a exploité, près du hameau de Pomiers, à une petite distance de Voreppe. Dans cette localité, le combustible forme trois petites couches séparées par des bancs de grès : la plus basse a un pied de puissance, la seconde six pouces, et la supérieure huit : les assises de grès qui les séparent ont peu d'épaisseur ; de sorte qu'on peut exploiter, par une même galerie, les trois couches de bois bitumineux de Pomiers.

Les sables siliceux jaunâtre, qui constituent le monticule sur lequel est bâtie Montpellier, appartiennent au terrain tertiaire supérieur : les coquilles marines qu'ils contiennent sont analogues à celles des collines sub-apennines : les ossemens nombreux de grands animaux que l'on trouve dans ces sables confirment également ce rapprochement, qui est admis depuis long-temps par les géologues. Les sables reposent sur le calcaire moellon, dont ils sont séparés par des argiles bleues. Les différens puits creusés dans la ville montrent cette superposition ; on l'observe également dans le faubourg de Montpellier du côté de Costebelle, en allant à la citadelle. Les terrains de Montpellier ayant déjà été décrits avec beaucoup d'exactitude dans plusieurs mémoires de MM. Marcel de Serres, Jules de Christol et Reboul, je me bornerai à rappeler la véritable place qu'occupent

Sables
supérieurs
de
Montpellier.

ces sables supérieurs dans les terrains tertiaires.

Calcaire
d'eau douce
supérieur.

Les sables de Montpellier sont recouverts en plusieurs points par de petits dépôts de calcaire d'eau douce terreux, tendre et caverneux, qui appartiennent également à l'étage supérieur des terrains tertiaires.

Ce terrain d'eau douce supérieur se retrouve en plusieurs points du Midi; nous le citerons encore à Concuron, près Marseille, et à Saucats.

Dans la première de ces localités, le terrain d'eau douce ne forme que des masses peu étendues et tout-à-fait locales. Il se compose d'argiles schisteuses, d'un gris bleuâtre, associées avec un tuf calcaire caverneux, presque friable, contenant des *lymnées*, des *planorbes* et des *ménalopsides*. Ces coquilles paraissent tout-à-fait analogues à celles qui vivent actuellement; elles ont toutes leur tête, sont pour la plupart bien conservées, et présentent encore leur éclat nacré. Les marnes schisteuses contiennent également quelques-uns de ces fossiles, mais elles sont surtout remarquables par les empreintes de fougères et de feuilles d'arbres qu'elles renferment. Ces empreintes se rapportent à des espèces actuelles; on trouve en outre également dans ces marnes des tiges et des branches d'arbres ayant encore le tissu et même la nature ligneuse, seulement elles sont plus lourdes que dans leur état primitif.

A Cóncuron, ce terrain d'eau douce recouvre immédiatement la mollasse coquillière; les couches de l'une et l'autre formation sont également relevées, de sorte qu'il est impossible de regarder ces marnes comme superficielles et modernes. Du reste, on les retrouve en plusieurs points des environs de Marseille. C'est dans un dépôt, semblable que M. Jules de Christol a découvert, au Pertuis, l'Hipparion, nouveau genre intermédiaire entre les ruminans et les pachydermes.

A Saucats près Bordeaux, les sables coquilliers à faluns sont recouverts par une formation lacustre assez épaisse, dans laquelle il existe un mélange de coquilles marines et de coquilles d'eau douce; cette formation est néanmoins bien séparée des faluns qui ne contiennent pas un seul fossile d'eau douce.

Calcaire
d'eau douce
supérieur
de Saucats.

1. Au-dessus des dernières couches de faluns, on observe un calcaire assez dur, contenant des nodules irréguliers de couleur foncée: l'abondance de ces nodules donne au calcaire un aspect analogue à certaines brèches. Dans sa partie inférieure, le calcaire contient un assez grand nombre de moules de coquilles marines. Dans sa partie supérieure, au contraire, on trouve un grand nombre de petits planorbis, dont le têt blanchâtre n'est pas altéré. Cette dernière partie de l'assise calcaire contient des nodules arrondis

jaunâtres, qui lui donnent l'air d'être formée par la réunion de pisolites.

2. On trouve ensuite un calcaire compacte homogène, avec des taches jaunâtres arrondies, paraissant dues à des noyaux bien soudés avec la pâte : il contient des planorbes assez grands, des lymnées et quelques hélices. Ce calcaire présente, à sa partie supérieure, une série de petites couches parallèles colorées différemment comme dans les agates. Ce calcaire rubané est très dur, mais il est fendillé dans beaucoup de directions.

3. et 4. Une argile grossière noirâtre bitumineuse sépare le calcaire compacte et les marnes argileuses supérieures. Ces marnes contiennent des parties plus argileuses que la masse dans lesquelles on trouve beaucoup de paludines, des planorbes et des hélices, ces derniers fossiles portent encore les lignes colorées qui en distinguent les espèces. Les autres coquilles ont un têt blanchâtre.

D'après les notes que M. Ch. Desmoulins a eu la bonté de me donner, on a trouvé dans le terrain lacustre de Saucats les fossiles suivants :

Cyrena Brongniartii, Bast.
Helix nemoralis, Bast.
 — *variabilis*, Bast.
Cyclostoma Lientani, Bast.

- Planorbis corneus*, Lam.
 — *rotundatus*, Al. Brong.
 — *lens*, Al. Brong.
 — *planulatus*? Desh.
Lymnea peregra, Brong.
 — *longiscata*, Lyell et Murchison.
Paludina pusilla, Bast.
Neritina picta, Férussac.

Dans les environs de Perpignan, on connaît depuis long-temps des dépôts de coquilles marines, dont les espèces sont entièrement analogues à celles qui existent dans les collines sub-apennines, ainsi que dans les sables supérieurs de Montpellier; la nature de ces fossiles conduit donc à assimiler les terrains tertiaires de Perpignan aux assises supérieures; ces dépôts sont très circonscrits; on ne peut les voir que dans les coupures formées par quelques cours d'eau. Les principaux sont à Bagnols-des-Aspres, sur le Tech; à Millas, et à Trouillas. Il en existe encore deux ou trois très près de Perpignan; ces dépôts sont recouverts seulement par des terrains d'alluvion, et ils sont séparés du calcaire d'eau douce de Sijean, par une plaine de plusieurs lieues; de sorte que nulle part on ne peut déterminer leur âge géologique, sans le secours de la paléontologie. Les coquilles qui sont toutes marines, sont disséminées irrégulièrement au milieu d'une argile sablonneuse, endurcie dans quelques points

Sables marins
des environs
de Perpignan.

par des filtrations calcaires ou ferrugineuses. Le plus ordinairement les argiles se délitent à l'air ; et le têt des coquilles devient alors très friable.

Les couches de ces terrains sont inclinées ; on voit qu'ils ont participé au soulèvement des ophites lequel a donné au Canigou sa forme générale.

Sur le revers espagnol, dans la Cerdagne, on trouve aussi des terrains tertiaires très modernes, placés immédiatement au pied de la chaîne des Pyrénées ; mais au lieu de présenter un assemblage de coquilles marines comme aux environs de Perpignan, ils sont composés de marnes schisteuses, noires, contenant des lymnées, des planorbes et des lignites à peine altérés, que l'on exploite à Estavar. La comparaison de ces fossiles et des bois porte à conclure que ces marnes correspondent à celles des environs de Montpellier et de Marseille. Elles ont éprouvé les mêmes dislocations que les couches argileuses de Perpignan, seulement celles de la Cerdagne sont beaucoup plus relevées.

La détermination des fossiles étant le seul caractère qui permette de déterminer l'âge géologique des terrains tertiaires de Perpignan, je terminerai en donnant une liste des fossiles de cette localité, que l'école des mines possède, et qu'elle doit presque entièrement à la générosité de M. Jaubert de Passa.

*Noms des fossiles des dépôts de Millas,
Trouillas et Bagnois-des-Aspres.*

Lucina divaricata.	Sup.
Cyprina gigas.	Sup.
Cytherea exoleta.	Sup.
— rufescens.	Sup.
— casinoides.	"
Venus plicata.	Sup.
Venericardia sulcata.	Sup.
Cardium sulcatum.	Sup.
— edule.	Sup.
Arca barbata.	S. et m.
— antiquata.	S. et m.
Pectunculus Glycimeris.	S. et m.
— pilosus.	Sup.
Pecten Jacobæus.	Sup.
— flabelliformis?	Sup.
— opercularis.	Sup.
— benedictus.	M. et s.
— laticostatus.	Sup.
— Beudanti, Bast.	"
Ostrea edulis.	Sup.
Pinna ? plusieurs esp. inconnues, en fragmens.	
Dentalium dentalis?	Sup.
Natica millepunctata.	Sup.
— canrena.	M. et s.
— glaucina.	M. et s.
Trochus (une espèce inconnue).	"
Turbo rugosus ? Broch.	S. et m.
Turritella vermicularis.	M. et s.
— tornata.	Sup.
Corithium vulgatum?	Sup.
— granulosum.	S. et m.
— plusieurs espèces indéterminées.	

Tome III.

Terebra plicatula?	Inf
Neurotoma contigua.	"
Fasciolaria?	"
Ranella marginata.	"
Murex erinaceus.	M. et s.
— brandaris.	Sup.
Rostellaria?	"
Buccinum mutabile.	S. et m?
— inflatum.	S. et m.
— semistriatum.	Sup.
— clathratum.	Sup.
Cypræa coccinella.	"
Conus (indéterminable).	Sup.
Balanus crassus?	Sup.

Ces différens fossiles se retrouvent, sans aucune exception, dans les marnes bleues subapennines, dont la position géologique est bien constatée. Ils sont également identiques avec les coquilles des sables marins supérieurs de Montpellier. Il résulte de cette identité, dont M. Deshayes a depuis long-temps donné les preuves, que les dépôts coquilliers des environs de Perpignan appartiennent à l'étage supérieur des terrains tertiaires.

Résumé.

Le rapprochement des différens faits que j'ai exposés dans ce mémoire me conduit aux conclusions suivantes, dont la *fig. 6 (Pl. III)* offre le résumé :

1°. Les terrains tertiaires du Midi présentent trois étages distincts, séparés les uns des autres, par une discordance dans la stratification.

2°. Cette séparation indiquée seulement, pour le second étage, par une transgression de la molasse sur les différentes couches de calcaire grossier, est établie d'une manière très nette pour le troisième étage.

3°. L'étage inférieur, qui correspond à la fois, dans le bassin de Paris, aux formations de l'argile plastique, du calcaire grossier, du gypse et du calcaire siliceux, est représenté presque uniquement, dans le bassin du midi, par un calcaire coquillier analogue aux couches inférieures du calcaire grossier, dans lequel les milliolites sont très abondantes.

Cet étage existe principalement sur les bords de la Garonne, depuis Blaye jusqu'à la Réole; il se retrouve sur les limites de la Chalosse, où ses couches ont été fortement relevées par la même cause qui a donné le relief actuel à cette partie des Landes.

4°. L'étage moyen correspond au grès de Fontainebleau et aux meulières du bassin de Paris. Cette partie de terrains tertiaires forme une couverture presque continue sur toute la partie de la France, dont le sol est formé de terrains secondaires. Elle est surtout très développée dans la bande comprise entre les montagnes anciennes du centre de la France et les Pyrénées; elle oc-

coupe en outre une grande étendue en Espagne et dans la partie basse de la Suisse.

Ces formations tertiaires se présentent avec des caractères très variés. Elles sont à la fois, à l'état de calcaire d'eau douce, de calcaire siliceux, de silex meulière, de grès grossier argileux ou mollasse, de grès siliceux, d'argiles grossières ocreuses avec minerai de fer, de calcaire marin (mollasse coquillière), de faluns, et de sable siliceux. Elles contiennent des couches de pierre à plâtre, des rognons de soufre et des couches puissantes d'un combustible noir, lequel n'ayant plus de tissu ligneux, a été confondu long-temps avec la houille. Cet étage tertiaire est le principal gisement des lignites dans tout le bassin du Midi; la plupart des minerais de fer employés en France appartiennent aux terrains tertiaires moyens.

On peut jusqu'à un certain point distinguer deux assises dans cette série de formations si différentes :

a. Le calcaire d'eau douce associé à la mollasse, au grès siliceux et aux argiles avec minerai de fer.

b. La mollasse coquillière et les faluns.

5°. Les terrains tertiaires supérieurs sont à peine représentés dans le bassin de Paris, par quelques dépôts de sables et de galets placés sur certains plateaux de la Basse Normandie. Dans le

Midi, ils n'existent avec quelque abondance qu'au delà de la Garonne; ils ne forment le plus ordinairement qu'une couche assez mince en recouvrement sur le second étage des terrains tertiaires. Ils sont alors sous la forme d'alluvion; aussi ont-ils été décrits pendant long-temps sous le nom de *terrain de transport ancien*.

Dans certaines circonstances à Perpignan, à Montpellier, ces terrains modernes sont assez épais; et contiennent beaucoup de coquilles marines; quelquefois ils admettent du calcaire d'eau douce, toujours superficiel et ne formant que des dépôts fort circonscrits, ils contiennent alors des lignites et des empreintes végétales portant des caractères non équivoques de leur peu d'ancienneté. Ces terrains ont néanmoins participé aux dernières révolutions que le globe a éprouvées, et sont par conséquent antérieurs à l'époque actuelle.

Mais, les résultats de ces observations ont été
de la nature de la réaction, les uns ont été
trouvés dans une couche de terre, les autres
dans une couche de sable, les autres dans
une couche de terre, les autres dans une
couche de sable, les autres dans une couche
de terre, les autres dans une couche de sable.

Dans certaines circonstances, les résultats
Montrent, ces résultats indiquent que les
épais, et contiennent beaucoup de coquilles ma-
rines, dans d'autres ils indiquent du calcaire d'un
genre, toujours superficiel et ne formant que des
dépôts fort circonscrits, ils contiennent alors des
ligures et des espèces végétales portant des
caractères non caractéristiques de leur genre
actuel. Ces résultats ont néanmoins permis aux
historiens de conclure que les glaces épaisses, et
sont par conséquent situées à l'époque actuelle.

OBSERVATIONS

SUR L'ÉTENDUE

DU SYSTÈME TERTIAIRE INFÉRIEUR

DANS LE NORD DE LA FRANCE,

ET SUR LES DÉPÔTS DE LIGNITE QUI S'Y TROUVENT ;

PAR M. L. ÉLIE DE BEAUMONT.

Ingénieur en chef des mines.

OBSERVATIONS

Sur l'étendue du système tertiaire inférieur dans le nord de la France, et sur les dépôts de lignite qui s'y trouvent ;

(Mémoire lu à la Société géologique, le 2 juillet 1832.)

Par M. L. ÉLIE-DE BEAUMONT.

La dénomination de bassin tertiaire de Paris, dans l'acception qu'on lui donne assez généralement, entraîne le plus souvent avec elle l'idée d'un dépôt circonscrit vers le nord et le nord-est par le terrain crétaçé. On sait que la craie se montre dans la plupart des vallées du nord de la France, et que le canal de Saint-Quentin franchit la ligne de partage entre les eaux de la Somme et celles de l'Escaut dans un long souterrain creusé en entier dans la craie : cette circonstance semble confirmer au premier abord l'idée à laquelle je viens de faire allusion.

Il est certain en même temps que si des environs de Gisors et de Chaumont on se dirige vers Epernay, en passant par Beaumont-sur-Oise, Clermont en Beauvoisis, Nesle, Ham, La Fère, Laon, Craone et Reims, on marche sur la limite de deux contrées assez distinctes l'une de l'autre, et qui

constituent, à certains égards, deux régions physiques différentes dans leur état actuel, mais dont il est aisé de voir cependant que les différences analysées en détail n'indiquent pas que le bassin tertiaire de Paris ait été limité ainsi qu'on a paru le supposer. En suivant cette ligne courbe, on laisse à droite, en la circonscrivant, une vaste étendue de calcaire grossier non recouvert, formant des plateaux élevés, terminés par des pentes rapides d'un aspect et d'une composition constante. On laisse au contraire à sa gauche une suite de plateaux, généralement beaucoup plus bas, qui, lorsqu'ils ne présentent pas à découvert la surface de la craie ou la tranche des terrains carbonifère et ardoisier de la lisière des Ardennes, ne sont formés le plus souvent que par un dépôt meuble qui fait continuité avec le grand dépôt de l'étage tertiaire moyen (1) qui recouvre une partie considé-

(1) Dans les leçons de géologie que j'ai été chargé de faire à l'école des mines, j'ai, depuis plusieurs années, essayé de partager les terrains tertiaires en trois étages principaux, dont chacun me paraît correspondre à une période de tranquillité intermédiaire entre deux soulèvements de montagnes. J'ai été conduit à cette division en m'attachant à suivre les dépôts supérieurs à la craie, en France, en Suisse et en Piémont, d'après la disposition géométrique et la nature de leurs couches.

Mes trois étages tertiaires ne coïncident pas exactement avec les trois étages tertiaires de M. Deshayes, ni avec ceux

nable de l'intérieur de la France ; mais au milieu de ces plateaux moins élevés on aperçoit quelques tertres plus ou moins étendus, formés de sables analogues à ceux qui affleurent à la base des plateaux élevés de calcaire grossier dont j'ai vu de parler tout à l'heure. Ces tertres, malgré leur isolement actuel, sont des traces évidentes de la prolongation primitive des assises tertiaires inférieures.

que M. Lyell a établis sous les noms de périodes *Eocène*, *Miocène* et *Pliocène* ; mais ce n'est probablement que provisoirement que chacun de nous limite à trois le nombre des divisions proposées ; nous pouvons les uns et les autres être conduits à multiplier le nombre des divisions, et si les bases d'après lesquelles nous les établissons chacun de notre côté sont également exactes, nos divisions devront coïncider lorsqu'elles seront suffisamment multipliées.

Voici comment j'ai limité les trois étages que je propose d'établir dans les terrains tertiaires, dans une note lue à la société géologique de France, le 2 mai 1831, et insérée dans le tome 1^{er} de son bulletin, p. 187.

« L'étage inférieur comprend l'argile plastique, le calcaire grossier et la formation gypseuse, y compris les marnes marines supérieures.

« L'étage moyen comprend le grès de Fontainebleau, la formation d'eau douce supérieure des environs de Paris, et les faluns de la Touraine, système auquel correspondent le dépôt de lignite, le gypse et le calcaire moëlleux des Bouches-du-Rhône, la mollasse et les nageflus de la Suisse, le lignite de Ca-di-Bona et la mollasse de Superga.

« L'étage supérieur comprend le terrain de transport

Ces tertres, dont la saillie est quelquefois à peine sensible, présentent des amas de grès quartzeux qui fournissent le pavé de toutes les routes du nord de la France, et qui sont déjà indiqués sur les cartes de Monnet, et sur celle de M. Greenough, sur laquelle ils sont désignés sous le nom de *Grey Weathers*. MM. de Bonnard, d'Omalius, Rozet, Clère, Poirier Saint-Brice, ont fréquemment mentionné ces grès, dont les dépôts sont très nombreux.

M. d'Omalius d'Halloy dit, dans ses *Mémoires géologiques*, page 95, qu'il a déjà rencontré sur

» ancien de la Bresse (le dépôt lacustre d'Oeningen ??),
 » le grès à hélix d'Aix, le terrain marin supérieur de
 » Montpellier, quelques dépôts marins de l'Italie et de
 » la Sicile, et le *crag* du Suffolk.

..... » Chacun de ces trois étages renferme les ossements
 » d'une génération particulière de grands animaux, dont
 » les espèces changent presque toutes en passant d'un étage
 » à l'autre.

» L'étage inférieur ne comprend guères que les es-
 » pèces trouvées à Montmartre.

» L'étage moyen comprend les espèces de paléothériums
 » du Puy et d'Orléans, différentes des espèces de Mont-
 » martre, la plupart des espèces de lophiodons, les anthra-
 » cothérium et les plus anciennes espèces des genres
 » mastodonte, rhinocéros, hippopotame et castor.

» L'étage supérieur comprend les éléphants, les hyènes
 » et les autres animaux de l'époque anti-diluvienne pro-
 » prement dite.

les crâies de la Picardie de véritables grès blancs renfermant des moules de coquilles bivalves qui semblent voisines des *Tellines* ou des *Cythérées*. M. Graves m'a montré de son côté des moules de bivalves, qu'il a trouvés dans des grès analogues près de Granvilliers (Somme), et qui lui paraissent appartenir à des espèces propres à la formation du calcaire grossier. J'ai observé moi-même, entre Roye et Péronne, un dépôt de pavés provenant de ces mêmes grès, dont quelques-uns m'ont présenté des traces de coquilles bivalves. D'autres pavés du même tas offraient des fragmens arrondis de silex qui donnaient à ces parties du grès une grande ressemblance avec le poudingue siliceux, qui, à Sainte-Marguerite, se trouve en blocs irréguliers dans les sables qui supportent le gîte de lignite, et dont les blocs éboulés constituent les roches d'Ailly.

Ces grès forment rarement des masses continues. Le plus souvent ils ne constituent que des amas enveloppés dans des dépôts de sables, qui forment la masse principale du système, et dans lesquels les amas de grès ne sont même que des accidens. Ces sables se rapprochent naturellement de ceux qui forment la partie inférieure du lambeau tertiaire de New-Haven (Sussex).

En pénétrant des environs de Compiègne dans les plaines de la Picardie, on remarque déjà de ces

dépôts sableux à la sortie de Nesle, du côté de Roye, à Marché-Pot, et dans un tertre qui s'élève au milieu de la plaine formée par le terrain meuble du deuxième étage tertiaire, à une lieue de Roye, sur la route d'Amiens.

Une sablière est ouverte dans ce dernier tertre (*Voy. Pl. IV, fig. 4*). Elle présente une grande masse de sable jaune, renfermant des veines de sable blanc mélangé de grains d'un vert très sombre, et reposant sur un sable fortement chlorité.

L'entaille de la sablière permet de voir le terrain meuble de la plaine, mélangé de silex et de blocs de grès hors de place, reposer en stratification discontinue sur le sable qui nous occupe.

A la sortie de Nesle, le sable chlorité renferme des silex brisés quelquefois en lames minces.

Ces mêmes sables, tantôt plus ou moins chlorités, tantôt tout-à-fait blancs, sont très développés sur les deux rives de la Somme, aux environs de Saint-Quentin, ainsi que sur les deux rives de l'Oise à Moy, Pleineselve, Sérifontaine, Renausart, et ils vont de proche en proche se rattacher à ceux du pied de la montagne de Laon, et des tertres qui, comme celui de Beru, sont isolés sur la craie de la Champagne. A Pleineselve et à Renausart, on voit au-dessus d'eux des argiles vertes. En

divers points, notamment à Saint-Simon, entre Ham et La Fère, ils sont agglutinés en un grès très solide qui fournit beaucoup de pavés.

Des grès et des sables de ce même système constituent le petit plateau des bois de Bourlon, à l'ouest de Cambrai, et plusieurs tertres analogues aux environs d'Arras et de Douai. Les mêmes sables se présentent avec une certaine puissance aux environs du Cateau-Cambresis. Cette même formation de sables et de grès constitue la surface du sol dans presque tous les environs de Valenciennes et de Condé, notamment dans la forêt de Raismes. Dans les flancs de la colline qui forme la rive droite de la Scarpe, en face de Saint-Amand, j'ai observé un grès un peu chlorité avec fossiles cylindroïdes analogues à des tiges d'alcyons, et un grès un peu ferrugineux formant dans le sable des blocs irréguliers et des veines.

Le sol de la forêt de Condé est formé par le même sable dans lequel les veines ferrugineuses deviennent assez abondantes et assez riches pour être exploitées comme minerai de fer.

Depuis Marlemont jusqu'au delà de Maubœge, en passant par la Rouillée, Landrecies, Berlaimont, le dépôt de sable tertiaire, avec concrétions de grès, recouvre l'affleurement de la craie le long du calcaire carbonifère.

C'est presque uniquement par ce dépôt si inco-

hérent qu'est formé, ainsi que l'a remarqué depuis long-temps M. d'Omalius d'Halloy, le massif de la forêt de Mormal; qui fait rebrousser chemin à la Sambre et à la grande et petite Helpe, à partir des environs de Landrecies, et oblige leurs eaux à aller se jeter dans la Meuse à Namur, au lieu de se diriger vers l'Escaut comme elles y semblaient naturellement destinées.

Des lambeaux de ce système s'étendent sur la surface des terrains carbonifères et de transition. M. d'Omalius d'Halloy, dans ses *Mémoires géologiques*, cite parmi ces lambeaux des sables à argiles plastiques et à lignite. D'après ses observations, ces dépôts sont caractérisés par la présence d'une argile plastique, ordinairement grisâtre, quelquefois rougeâtre et même blanchâtre, qui est ordinairement accompagnée de sables blancs, passant quelquefois au jaune et au rougeâtre, et qui renferme souvent du lignite et fréquemment aussi du succin. Cette substance se rencontre particulièrement à Berlaimont, entre Landrecies et Maubeuge, où M. Clère, ingénieur en chef des mines, en a recueilli de nombreux échantillons qui rappellent tout-à-fait le succin de Dangu et Noyers (Eure). Le gîte le plus important des argiles plastiques comprises dans ces lambeaux, est celui d'Andenne, à l'est d'Avesnes. A Trelon et à Glageon, arrondissement d'Avesnes,

on a ouvert dans un de ces lambeaux d'importantes carrières de pavés de grès.

C'est encore, à ce qu'il paraît, dans ces lambeaux tertiaires que se trouvent une partie au moins des minerais de fer, dits d'alluvion, qui s'exploitent en un grand nombre de points de la surface des Ardennes, et j'ajouterai même que je ne vois pas de raison pour ne pas ranger dans la même catégorie beaucoup de minerais de fer exploités sur la surface des terrains calcaires de l'est de la France, tels que ceux de Saint-Pancré (Moselle), et de Poisson (Haute-Marne).

D'après les observations que M. Clère, ingénieur en chef des mines, a eu la bonté de me communiquer, l'une des plus hautes sommités des Ardennes françaises, près du moulin de Revin, sur le bord de la vallée de la Meuse, route de Fumay à Rocroy, est couronnée par un poudingue ferrugineux qui appartient vraisemblablement à la même formation de minerais de fer. L'élévation qu'atteint ici ce dépôt, qui dans tous les cas est très-moderne, vient évidemment à l'appui de l'opinion de M. d'Omalius d'Halloy, qui regarde les Ardennes comme devant une partie de leur hauteur actuelle à un soulèvement très moderne; et la vallée de fracture dans laquelle coule la Meuse, de Charleville à Namur, comme résultant d'un déchirement produit par ce même soulève-

ment. La même idée s'appliquerait sans doute à la vallée du Rhin, de Bingen à Cologne.

Dans un grand nombre de cas, ces dépôts de sables et de grès sont entièrement recouverts par le terrain meuble des plateaux bas; de telle sorte, qu'au premier abord on pourrait les croire compris dans ce dernier terrain; mais cette idée n'étant fondée sur aucune preuve directe, doit céder aux preuves de l'opinion contraire qui ressortent à chaque pas de l'étude des tertres sableux dont nous nous occupons.

Le plus remarquable de ces tertres, quoiqu'à la vérité un peu excentrique, est peut-être celui sur lequel est bâtie la ville de Cassel (département du Nord); il est formé en entier de sables, en partie coquilliers, dont le grand développement n'empêche pas de reconnaître la complète analogie, d'une part, avec ceux qui forment la base des plateaux de calcaire grossier des environs de Compiègne, de Laon et de Reims; et de l'autre, avec ceux qui, aux environs de Londres, servent de support au *London-Clay*.

La base de la montagne est composée d'un sable quartzueux jaunâtre, dans lequel on trouve des veines assez nombreuses d'un grès très ferrugineux. Aux deux tiers de sa hauteur sur la route de Lille, on exploite un sable micacé, mélangé de grains verts, qui ne diffèrent en rien de ce qu'on appelle

chlorite dans les couches inférieures du calcaire grossier parisien. Certaines parties de ce sable sont tout-à-fait friables; d'autres, faiblement aglutinées par un ciment calcaire, fournissent de mauvais moellon. Quelques portions, tant des parties friables que des parties solides, sont extrêmement coquillères. On y trouve un très grand nombre de nummulites, des individus souvent très grands du *Cerithium giganteum*, un nautilé probablement identique avec celui que M. Dufrenoy a trouvé à Vaugirard et à Chaumont (Oise). Plusieurs espèces d'huîtres, dont une lisse et une striée, qui toutes deux me paraissent difficiles à séparer des huîtres lisses et striées qu'on trouve à Chaumont; des moules d'une grande crassatelle (probablement la *Crassatella tumida*), et beaucoup d'autres coquilles.

Au-dessus des assises coquillères se trouve une assise de sable fin un peu argileux, très chlorité. C'est probablement à des assises de cette nature, intercalées dans le sable, que sont dues quelques sources qui suintent vers la partie supérieure de la montagne. Il paraît qu'il y a encore des assises coquillères vers le sommet, dans la ville même de Cassel.

D'après la comparaison des fossiles recueillis à Cassel et à Chaumont, l'identité de formation de ces deux gîtes coquilliers me paraît difficile à ré-

voquer en doute. L'identité de formation des sables coquilliers de ces deux localités et de ceux de la montagne de Laon, me semble également incontestable. Cette identité me paraît importante à signaler comme propre à donner plus de poids aux ressemblances de différens genres que présentent les dépôts tertiaires plus ou moins dégradés de localités isolées, situées dans l'intérieur ou dans le voisinage du triangle déterminé par les trois points dont s'agit.

Ces tertres détachés que les Anglais nommeraient *outlyers*, sont autant de témoins de l'ancienne étendue du terrain tertiaire inférieur, qui, des environs de Compiègne et de Laon, s'étendait d'une manière continue, d'une part, vers la mer du Nord, sur les rivages de laquelle il constitue en partie le sol de la Belgique et des côtes de l'Angleterre qui lui sont opposées. D'une autre part, ce même terrain s'étendait vers les falaises de la Manche, où on le voit paraître à Saint-Valery, à Creil, à Sainte-Marguerite, en regard des dépôts analogues de Newhaven et de l'île de Wight, passant ainsi entre les protubérances crayeuses du pays de Bray et des Wealds, suivant une direction parallèle à celle des Pyrénées, et à celle de la plus grande longueur du massif principal du calcaire grossier qui, ainsi que je l'ai indiqué ailleurs, s'étend de Venables, près Louviers (Eure), au

tertre de Mont-Aimé, près Vertus (Marne). L'ancienne liaison présumée des terrains tertiaires de l'île de Wight et de la côte de Picardie est déjà indiquée sur la carte géologique de l'Angleterre, jointe aux *Outlines of Geology of England and Wales* de MM. Conybeare et Philipps. Pour éclaircir ce qui a été dit ci-dessus sur l'ancienne étendue du terrain tertiaire inférieur, je joins à cette note une esquisse géographique de l'état de la France pendant la période où son dépôt s'est opéré. (*Pl. IV, fig. 5.*)

Les deux rivières que j'ai figurées comme débouchant dans la mer de la première période tertiaire, l'une vers les lieux où se trouve aujourd'hui Nervins, et l'autre vers ceux où se trouve l'île de Portland, rivières dont l'ancienne existence me paraît fort probable, expliqueraient d'une manière très naturelle la plus grande accumulation des lignites dans les parties du dépôt tertiaire inférieur où se trouvent aujourd'hui Soissons d'une part, et Alun-Bay de l'autre.

Les grains quartzeux de tous les sables mentionnés ci-dessus, et même leurs grains glauconieux, rappellent les parties les plus fines des sables qui, dans le pays de Bray et les Wealds du Kent, se trouvent entre les couches inférieures de la formation wealdiense et la craie chloritée. Les protubérances crayeuses du pays de Bray et

des Wealds ayant été soulevées avant le dépôt des premières assises tertiaires, et leurs diverses couches ayant été par cela même exposées aux dégradations atmosphériques, il me paraît assez probable que les sables tertiaires dont je viens de parler proviennent, au moins en partie, du lavage des sables du pays de Bray et des Wealds, opéré durant la première période tertiaire, par les eaux pluviales, torrentielles et fluviales.

C'est en partie dans les flancs des tertres isolés qui se trouvent dans l'intérieur ou dans le voisinage du triangle formé par les collines de Chaumont, Laon et Cassel, que sont exploités les lignites désignés par M. Brongniart, sous le nom de lignites soissonnais.

L'exemple de superposition, dont je vais chercher à déduire une confirmation de la position géologique que M. Brongniart a assignée à ces lignites, est situé presque au centre de ce même triangle entre Saint-Quentin et Péronne.

La vallée de la Somme près de Saint-Quentin, et les vallons qui y affluent, sont creusés dans la craie blanche, sur laquelle, ainsi que je l'ai déjà dit plus haut, s'élèvent çà et là des terres sablonneuses. Entre ces tertres et à leur pied, on observe sur la surface de la craie un dépôt de glaise sableuse de couleur ochreuse, assez analogue par sa

consistance au *lehm* de l'Alsace. Ce dépôt formé des plateaux très vastes et assez fertiles, qui s'étendent au loin dans un grand nombre de directions, notamment dans celles de Péronne et de Nesle. Arrivés à cette distance, ils commencent à présenter des silex mélangés à l'argile sableuse; et le dépôt qui les compose prend insensiblement la composition qu'il présente habituellement dans les plateaux de la Picardie, de l'Artois et de la haute Normandie.

Si l'on se rend de Saint-Quentin à Péronne; en passant par Holnon; Marteville; Posuilly et Cartigny (Voy. *la coupe*, Pl. IV, fig. 1), on marche constamment sur ce dépôt de glaise sableuse jaunâtre, excepté dans les vallées où la craie est à découvert; et sur le large tertre des bois de Vermand qui domine le plateau formé par cette même glaise; et qui n'a jamais pu en être recouvert. La coupe, fig. 1, indique la disposition du terrain. Au pied occidental du plateau des bois de Vermand, en descendant vers Marteville, on voit la craie recouverte immédiatement par un sable quartzéux, parsemé de grains verts, et analogue à ceux que j'ai déjà mentionnés. Il renferme quelques concrétions ferrugineuses analogues à des otites. Ce sable forme évidemment la base du plateau sur lequel croissent les bois; mais la coupe du terrain ne peut être suivie

d'une manière continue jusqu'au niveau du plateau (1).

Du côté oriental on trouve, en sortant du village de Holnon pour se rendre dans les mêmes bois, une sablière profondément excavée à travers la glaise sableuse qui forme la surface du plateau cultivé, inférieur par son niveau à celui sur lequel croissent les bois.

Cette sablière présente un sable chlorité, tout pareil à celui de la descente du côté de Marteville; et sans doute le fond de la sablière est peu éloigné de la craie. Dans la partie inférieure de l'excavation le sable devient plus chlorité, et présente en même temps des veines ochreuses. Au-dessus de ce sable s'étend une série d'assises argileuses très minces, rouges, jaunes et noires, qu'on reconnaît aisément pour le rudiment d'une couche de lignite (c fig. 2). Cette série de petites couches minces, dont l'épaisseur totale n'est que de quelques décimètres, est recouverte par une certaine épaisseur d'une argile verdâtre schistoïde, qui rappelle

(1) M. d'Archiac, qui a exploré depuis lors cette localité, n'a pas non plus trouvé l'affleurement du lignite sur la pente dont il s'agit. C'est par inadvertance, ou plutôt par suite du défaut d'espace, que le mot lignite a été écrit à côté de ce versant, dans la fig. 19 de la pl. 17. Il devait être écrit à côté du versant opposé qui regarde Holnon.

assez bien les fausses glaises des environs de Gisors (*d fig. 2*).

Ces couches argileuses ne se présentent pas au même niveau dans toute l'étendue de la sablière. Elles sont divisées en deux parties de niveau différent par une faille oblique (*fig. 2*), qui traverse aussi le sable qui les supporte. Suivant la règle ordinaire, les portions de couches situées du côté vers lequel la faille incline sont les plus basses. Cette faille est dirigée au N. 22° O.

La surface supérieure du dépôt de sables et d'argiles bariolées et verdâtres est très irrégulière, comme le montre la figure; et la glaise sableuse couleur de rouille, qui constitue le plateau moderne, la recouvre en stratification tout-à-fait discontinue (*e fig. 2*). La faille ne se prolonge pas dans ce terrain superficiel, et il est presumable que sa formation appartient à l'époque de dislocation qui a établi une ligne de démarcation entre les étages tertiaires inférieur et moyen, et qui a mis les lambeaux de l'étage inférieur dans le cas de conserver une position dominante, par rapport au terrain qui constitue les plateaux bas qui les entourent.

Si de l'entrée de la Sablière d'Holnon on suit le chemin qui conduit à Marteville, en passant sur le large tertre des bois de Vermand, on ne tarde pas à s'élever au-dessus du niveau du pla-

teau de glaise sableuse, et on se trouve aussitôt sur une argile verdâtre micacée un peu schisteuse, qui n'est évidemment autre chose que la partie supérieure de l'assise, dont une petite épaisseur se montre déjà dans la saillière. Cette argile a par conséquent une épaisseur totale assez considérable que j'estime à 8 à 10 mètres au moins. Elle présente des impressions végétales.

A l'entrée du bois on atteint la partie supérieure de l'assise argileuse dont il s'agit. Les empreintes végétales y augmentent en nombre, sans jamais être très distinctes, ni surtout faciles à extraire. La matière de la couche devient complètement noire, taché les doigts, se couvre d'efflorescences blanchâtres, d'une saveur astringente. C'est une terre vitriolique ou un lignite imparfait, qui, sans être exploitable en ce point, ne peut manquer d'être reconnu comme un des membres de la formation de lignites de ces contrées.

Cette argile charbonneuse est immédiatement recouverte par une couche de 3 à 4 mètres d'épaisseur (fig. 1), d'un sable argileux rougeâtre dans lequel se trouvent des rognons (1) d'un calcaire

(1) M. d'Archiac, dans l'intéressant Mémoire qu'il a lu à la Société philomatique au mois de mars 1835, sur la géologie des environs de Saint-Quentin, regarde ces sphéroïdes calcaires comme des cailloux roulés. Il n'est impossible de partager à cet égard son opinion. Ces sphé

dur, blanchâtre, un peu celluleux, renfermant un grand nombre de nummulites, de polypiers, de coquilles turriculées (Turritelles?); et des bivalves striées.

Ce sable avec rognons calcaires, pétris de nummulites, fait déjà évidemment partie du calcaire grossier proprement dit. Comme il forme le plateau sur lequel s'étendaient les bois de Vermand, rien n'a pu s'ébouler par-dessus lui, et cacher sa superposition aux couches de la formation de lignite; superposition qu'on cherche souvent sans succès sur les flancs de tertres plus élevés, et sur lesquels les couches sableuses inférieures du calcaire grossier ont conservé un plus grand développement.

Il est évident, d'après cette coupe, que le dépôt de lignite, en supposant qu'il n'y en ait qu'un seul, appartient au terrain tertiaire inférieur qui constitue les tertres épars çà et là sur la surface des plateaux de la Picardie et de la Champagne septentrionale, et non au dépôt meuble de l'étage tertiaire moyen, qui constitue le sol d'une partie de ces mêmes plateaux, et qui enveloppe

roides me paraissent s'être formés par concrétion au milieu du sable, comme ceux qu'on observe en si grand nombre dans des sables de la partie inférieure du calcaire grossier au mont Ganellon, près Compiègne, à Chaumont et ailleurs.

la base des tertres qui les surmontent. Je n'ai jamais observé dans ce dépôt meuble la moindre trace de lignite.

Les observations que je viens de rapporter, et les conséquences qui me paraissent s'en déduire, ne conduisent pas en elles-mêmes à préjuger qu'il n'existe pas dans le Soissonnais de gîtes de lignites intercalés dans les assises moyennes ou supérieures du calcaire grossier; gîtes qui correspondraient, par exemple, à celui dont M. Desnoyers a signalé l'existence dans les carrières de Vaugirard. Peut-être un jour découvrira-t-on un pareil dépôt de lignites; mais il me semble que de fortes considérations s'opposent à ce que l'on considère les gîtes de lignites non recouverts qui ont été observés jusqu'ici dans le Soissonnais, et en partie décrits, comme se trouvant dans ce cas, et qu'on est au contraire conduit à les rapporter au même étage que les lignites des bois de Vermand. Passons en effet en revue quelques-uns de ces gîtes de lignites qui aujourd'hui sont à découvert, et qui, pour le dire en passant, pourraient bien n'avoir été mis dans cet état que par l'effet d'une dénudation opérée par les courans diluviens, à la suite d'un grand mouvement du sol.

La craie se relève fortement au nord de Compiègne, pour former le coteau de Marigny, et quelques autres qui lui sont contigus. La hauteur

remarquable qu'elle y atteint est dans un rapport évident avec celle à laquelle se trouve aujourd'hui porté le calcaire grossier qui constitue le plateau élevé et les flancs abruptes du mont Ganellon. Ce relèvement de la craie et des couches tertiaires est comparable à celui qui amène de même la craie au jour dans le bassin de Beaumont-sur-Oise et de Chambly, et dans la vallée de Vigny (Seine-et-Oise); et il est bien remarquable de voir que ces trois points sont presque exactement sur une même ligne droite, tirée parallèlement à la chaîne principale des Alpes (du Valais en Autriche), et dont le prolongement irait traverser la contrée volcanique des bords du Rhin.

En s'avancant de la côte de Marigny vers le nord et le nord-ouest, on voit la craie s'abaisser à peu près suivant la même progression que les couches tertiaires, qui finissent par la cacher entièrement, ou du moins par ne la laisser paraître que dans quelques vallées.

Dans le fond du vallon qui descend de Cuvilly vers la rivière de Matz, au pied des tertres de Sécheltes et de Sorel, on voit la surface profondément sillonnée de la craie recouverte par un dépôt de sable très chlorité et de silex, qui pénètre dans toutes ses anfractuosités, et qui se fait remarquer par la disposition irrégulière de ses

strates. Les silex sont usés et presque arrondis, et constamment recouverts d'un enduit de cette matière verte, si abondante dans les assises inférieures du calcaire grossier. Ce premier dépôt paraît recouvert par des sables, en partie chlorités, que surmontent des assises alternatives de terres noires et de dépôts très coquilliers. La présence de ces dernières assises vers la partie supérieure des tertres de Séchelles et de Sorel est la seule circonstance qui les distingue des tertres uniquement sableux que j'ai signalés sur les plateaux de la Picardie; et si jamais on parvient à découvrir à leur cime, aujourd'hui couverte de végétation, le moindre lambeau de calcaire grossier, ils se trouveront correspondre exactement, sous tous les rapports, au terte des bois de Vermand.

J'ai trouvé une occasion favorable pour étudier la succession des diverses couches qui constituent ces tertres dans la pente septentrionale du vallon qui passe à Biermont, et que traverse la grande route entre Orvillé et Conchy-les-Pots.

Sur la route même, ce vallon n'entame pas la craie qu'il atteint, sans doute, un peu plus bas; mais son fond est creusé dans des sables quartzeux-chlorités, qui probablement la recouvrent presque immédiatement. Une sablière, ouverte entre le vallon de Biermont et Conchy-les-Pots (fig. 3), m'a permis d'observer dans ce sable un lit de ro-

gnons formés de calcaire blanchâtre un peu terreux, mélangé d'une assez grande quantité d'argile et de beaucoup de grains de quartz. J'ai eu récemment occasion d'observer des lits de rognons tout-à-fait analogues dans les assises inférieures du sable coquillier de Belan (Oise), qui fait suite à celui de Chaumont. Ici ces rognons forment la partie inférieure de cette série de concrétions noduleuses, qui se remarquent dans les sables coquilliers de la partie inférieure du calcaire grossier, soit à Chaumont, soit dans la forêt de Compiègne, et au mont Ganellon; mais à Belan et à Chaumont ils sont supérieurs aux couches marne-charbonneuses, tandis qu'au sud de Conchy-les-Pots ils leur sont inférieurs. Les inductions qu'on peut tirer de l'existence de ces rognons, et des caractères des sables qui les contiennent, pour montrer que les couches de lignites de ces contrées sont intercalées dans les assises inférieures du système du calcaire grossier, ne seraient peut-être que d'une faible importance si elles étaient isolées; mais elles sont complètement en accord avec toutes les observations qui vont suivre.

En approchant davantage de Conchy-les-Pots, on voit une excavation ouverte à un niveau plus élevé que la sablière. Cette excavation m'a présenté, au-dessus des sables ci-dessus, une couche d'argile plastique grisâtre recouverte par un sable

bariolé de rouge, renfermant des rognons de grès, et présentant des traces peu distinctes d'empreintes végétales. Ce sable est recouvert par une petite couche de lignite. Les trois couches réunies ont une épaisseur d'environ 1 pied. Elles sont immédiatement recouvertes par une argile ou marne bleuâtre renfermant des rognons calcaires d'une texture oolitique, et à celle-ci succède une argile grise renfermant un très grand nombre de cérites, d'huîtres et de bivalves, qui sont probablement des cyrènes; coquilles, dont l'association m'a immédiatement rappelé celles qui accompagnent le gîte de lignite de Sainte-Marguerite, Pourville et Varengeville près de Dieppe, et celles qui se trouvent dans le petit lambeau de terrain tertiaire de Newhaven (Sussex).

Le rapprochement des couches coquillières de Conchy-les-Pots avec celles de Newhaven, que les géologues anglais se sont accordés jusqu'ici à regarder comme inférieures au London-Clay, ne se fonde pas sur une simple ressemblance dans l'association de coquilles des deux localités; l'ensemble des circonstances du gisement est fort analogue de part et d'autre.

Le pied de la falaise de *Castle-Hill*, près de Newhaven, est formé de craie blanche avec lits de rognons et couches de silex. Elle s'élève à environ 13 mètres, et est terminée supérieurement

par une surface irrégulière. Au-dessus se trouve un sable quartzeux ferrugineux, contenant des veines très chargées d'oxide de fer. Dans quelques points des environs, ce sable est remplacé par un conglomérat à fragmens de silex, et à ciment très ferrugineux. Dans ce sable, ou plutôt à sa ligne de jonction avec la craie, se trouvent des cristaux de chaux sulfatée, et des rognons d'alunite (Webstérite) auxquels cette localité doit une partie de sa célébrité. Au-dessus de ce même sable, on observe des couches d'argile d'un gris plus ou moins foncé passant au gris bleuâtre, et tournant au jaune par l'effet de la décomposition. Quelques-unes de ces couches argileuses contiennent une grande quantité de coquilles, qui sont pour la plupart des huîtres, des cérites ou turritelles et des bivalves analogues aux cyrènes. Les deux dernières espèces sont réduites en une matière blanche très friable, ce qui rend très difficile d'en recueillir des échantillons déterminables. Cette même argile présente des traces de lignite; elle n'est pas recouverte.

Si les bivalves analogues à des cyrènes dont je viens de parler étaient assez bien conservées pour qu'il fût possible de les déterminer rigoureusement, et si la position géologique d'une couche pouvait être fixée d'après une seule espèce de fossiles, on y trouverait une raison décisive pour

pléor les couches qui nous occupent près de Conchy-les-Bains, au même niveau que les couches à *Syringia* du puits de Marly, dont la position ne présente rien de douteux, mais dont les fossiles, à la vérité, sont eux-mêmes fort mal conservés.

Voici en quels termes MM. Cuvier et Bronniart parlent de ces dernières couches dans la description géologique des environs de Paris (*Recherches sur les ossements fossiles*, t. II, p. 259, édit. de 1821.)

En creusant, en 1810, des puits destinés à l'établissement d'une nouvelle machine hydraulique (à Marly), on est parvenu, après avoir traversé toute la formation de calcaire grossier, à un banc puissant composé de deux couches distinctes : la plus inférieure, ayant plus de 10 mètres d'épaisseur, est une argile plastique grisâtre, marbrée de rouge, et ne renfermant aucune coquille; au-dessus est un banc de sable, mêlé de pyrites, d'argile, et d'une multitude de coquilles très altérées, très brisées, et qui ne peuvent être rapportées avec certitude à aucune espèce connue ni même à aucun genre; mais qui semblent cependant avoir des rapports, non pas avec des cythérées, comme nous l'avions dit, mais avec les cyrènes, genre de coquille bivalve, fluviatile, assez voisin des cyclades.

» Le lignite n'est représenté ici que par des empreintes charbonneuses, de feuilles et de tiges, et par une poussière noire, charbonneuse, qui colore le sable. Les résines succiniques y sont comme indiquées par des nodules d'aspect bitumineux.»

Plus loin, page 345, M. Brongniart dit dans une note, en parlant du gîte de lignite de Sainte-Marguerite : « C'est l'observation de ce lieu où je vis si clairement la position de l'argile plastique et du sable sur la craie, et l'association des lignites pyriteux avec les kulfres et les cérithes dans les parties supérieures de ce dépôt, qui me conduisit à regarder comme de formation identique les lignites de Marly, du Soissonnais, etc.»

J'ajouterais à la description des couches du fond des puits de Marly, donnée par M. Brongniart, que l'école des mines possède des échantillons du sable à lignites et à coquilles retiré de ce puits, qui rappellent tout-à-fait quelques-uns des sables dont j'ai parlé précédemment; et que les échantillons coquilliers sont d'un grain plus fin, et mélangés d'une argile grise qu'on est assez naturellement porté à regarder comme l'équivalent de celle de Conchy-les-Pots, etc... L'étiquette de la collection de l'école des mines, outre les bivalves qui sont encore très distinctes dans le morceau, indique aussi des coquilles turriculées, ce qui constitue un nouveau motif de rapprochement. Il faut cepen-

dant avouer que ces rapprochemens, basés sur des ressemblances extérieures, qui à la vérité sont de quelque poids lorsqu'elles portent sur plusieurs espèces de fossiles, associées de part et d'autre d'une manière semblable, sont rendus assez précaires par suite du mauvais état des échantillons recueillis, qui ne permet pas d'en déterminer les espèces d'une manière rigoureuse.

Ces mêmes rapprochemens sont en outre combattus par une induction qui, du moins au premier abord, semble diamétralement opposée. En effet, suivant la communication faite à la Société géologique dans sa dernière séance, par M. C. Prévost, les coquilles qui accompagnent certains lignites du Soissonnais ayant été soumises à l'examen de M. Deshayes, ce savant conchyliologiste leur a trouvé plus de rapports avec celles de la partie supérieure d'Headen-Hill qu'avec celles du London-Clay, ou du calcaire grossier inférieur. Mais il me semble que M. C. Prévost a donné lui-même depuis long-temps, dans son ingénieuse *Théorie des affluens*, la solution de cette difficulté. Les coquilles des lignites, qui ont vécu sur des plages où sont venus se déposer de si nombreux débris de la végétation terrestre de leur époque, étaient probablement des coquilles d'embouchure, comme il est reconnu aujourd'hui, que l'ont été celles d'Headen-Hill. La série entière

des couches d'Alun-Bay et d'Headen-Hill correspond probablement à la partie des terrains tertiaires de Paris, qui est inférieure au grès de Fontainebleau; et entre les divers dépôts coquilliers de cette période géologique, il n'y a peut-être de différence bien essentielle que celle qui est inhérente à la nature des localités où ils se sont formés.

Il ne me paraît même pas très étonnant de voir des coquilles qui abondent dans les argiles à lignites de quelques points du Soissonnais, manquer complètement dans d'autres gisemens du même dépôt. Il me semble qu'on aurait pu facilement prévoir que ces dépôts coquilliers, si remarquables par les nombreuses alternatives de productions marines et fluviatiles qu'on y a observées, seraient plus sujets à manquer que les dépôts coquilliers tout-à-fait marins.

On a déjà remarqué plus d'une fois que les dépôts d'eau douce de toute la partie inférieure du terrain parisien ont quelque chose de local.

Le peu de précision et d'accord des caractères paléontologiques constatés, me ramène nécessairement à chercher des argumens dans des caractères purement géognostiques, et il me semble qu'on en trouve un assez concluant en faveur de mon opinion, dans la ressemblance qui existe entre les argiles et marnes grises et verdâtres, auxquelles sont associés les lignites non recouverts

dont j'ai parlé ci-dessus, et celles qui accompagnent les lignites des bois de Vermand, et qui, sur toute la ligne que j'ai indiquée des environs de Gisors vers Épernay, se montre constamment entre les sables tertiaires inférieurs et les premières assises de calcaire grossier (1).

La succession des sables, des argiles à lignite et des calcaires, qu'on observe sur le pourtour extérieur de la région occupée par le calcaire grossier, en montant de n'importe quelle dépression où la traie affleure sur l'un quelconque des plateaux, présente une constance remarquable. La masse d'argile d'un gris verdâtre, dont je viens de parler, et dans laquelle les lignites se présentent accidentellement, est en elle-même une des assises les plus constantes, dans les parties inférieures du système du calcaire grossier, des contrées qui nous occupent. Elle correspond aux fausses glaises des environs de Gisors, dans lesquelles se trouve le succin de Dangu (2); elle se retrouve même, avec

(1) La position géologique que j'ai été conduit à assigner aux dépôts de lignite des environs de Roze, de Genchy-les-Pots, de Coivrel, de Séchelles, etc., s'est trouvée confirmée par les nombreuses coupes publiées récemment par M. C. J. Buteux dans un mémoire sur la géologie du département de la Somme imprimé à Paris en 1835. (Librairie de M. Lezoult.)

(2) Voyez avec égard les travaux de M. A. Passy, sur

une puissance considérable et une couleur d'un gris bleuâtre très prononcé, plus à l'ouest encore, à la côte du tertre de Beauregard, sur la route de Thillière à Wernon (Eure), et elle y est recouverte par le calcaire grossier qui supporte les saouls bâtis au sommet de ce tertre. J'ai retrouvé l'équivalent de cette masse d'argile verdâtre près de Saint-Thierry, au nord-ouest de Reims, au milieu du tertre sablonneux qui conduit au plateau de calcaire grossier; et sa place, marquée en général par des sources et des bouquets d'arbres amis de l'humidité, se dessine presque constamment à la même hauteur, sur la pente des plateaux de calcaire grossier de cette partie de la France. Cette assise, beaucoup plus constante que l'argile plastique proprement dite qui ne forme souvent que des dépôts isolés placés dans des dépressions accidentelles de la crête, pourrait être regardée comme un des meilleurs horizons géographiques que présente la partie inférieure des dépôts tertiaires au N.-E. de Paris.

Je terminerai cette note par quelques observations sur les environs de Reims et d'Épernay, ce qui est particulièrement remarquable par le caractère général qui s'y opère du calcaire grossier et de la constitution géologique des départemens de la Seine-Normandie et de l'Oise.

calcaire siliceux, et dans lequel on peut acquérir une idée complète du rôle, quelquefois beaucoup plus considérable que je ne viens de l'indiquer, que jouent les masses argileuses verdâtres dans le dépôt tertiaire inférieur, et des rapports qui existent entre le gisement des lignites et ces masses argileuses.

Lorsque des environs de Reims on s'avance vers Épernay et Vertus, on observe que le calcaire grossier est progressivement remplacé par des marnes verdâtres, dans lesquelles, avant de disparaître, il semble ne former, pendant quelque temps, que de larges masses lenticulaires, et au milieu desquelles se développent progressivement des masses de calcaire siliceux et de meulière, comme M. Dufrenoy a observé que la chose a lieu sur les confins nord-ouest de la Brie, en approchant de Paris. Déjà au nord-ouest de Reims, le calcaire grossier qui couronne les plateaux de Saint-Thierry présente, dans ses parties supérieures, des alternances de marne verte.

La route de Reims à Épernay passe par-dessus un promontoire très élevé de terrain tertiaire, qui s'avance sur la craie et sur lesquels s'étendent les bois dits de la Montagne de Reims. Avant d'atteindre le pied de ce promontoire, la route traverse pendant deux lieues une plaine ondulée, où la craie est partout à découvert. En arrivant au pied de

la côte de Monchenot, on voit paraître immédiatement au-dessus de la craie une assise puissante d'un sable blanc qui est exploité pour diverses verreries, telles que celles de Saint-Gobain, Saint-Quirin, Saint-Louis, Bacarat. Ces dernières sont dans les Vosges, et néanmoins le gîte de *sable blanc* de Monchenot est le plus voisin où elles trouvent à s'approvisionner. On sait que le sable blanc d'*Alun-Bay*, dans l'île de Wight, situé à la partie supérieure de l'argile de Londres, est de même exploité pour des verreries fort éloignées; je crois qu'il est employé jusque dans celles de Newcastle-upon-Tyne. Je dois toutefois ajouter que les sables de Monchenot et de la base d'Headen-Hill ne me paraissent pas correspondre aussi exactement l'un à l'autre que les lignites du Soissonnais et d'Alun-Bay; car les sables de Monchenot me paraissent inférieurs à toute la série du calcaire grossier proprement dit, tandis que ceux de la base d'Headen-Hill, supérieurs à l'argile de Londres, occupent à peu près la même place que le sable coquillier de Beatchamp, dans la vallée de Montmorency. A Monchenot même je n'ai aperçu aucune trace de lignite; mais on en exploite sur le prolongement de la bande sablonneuse qui tourne autour du promontoire tertiaire, à Rigny-la-Montagne, à Chigny, à Meilly, et nous verrons bientôt que du lignite, intercalé à des

sables, se trouve sur la pente opposée du même promontoire, sur les flancs de la vallée de la Marne. En montant la côte de Monchenot, on ne tarde pas à rencontrer des exploitations de calcaire grossier, dont le niveau semble indiquer qu'il repose sur les sables blancs; et plus haut en côte on trouve une grande épaisseur de marne verte. Le plateau qui porte les bois de la montagne de Reims et le village de Saint-Imoges, est parsemé de fragmens de meulière qui paraissent faire partie de bon sol. On se croirait déjà en plaines Brésiennes.

C'est dans ce plateau qu'est creusé le petit vallon de Courcagnon, célèbre par l'abondance et la belle conservation des fossiles que renferme le sable calcaire qui affleure tout près de la ferme de ce nom.

En descendant dans ce vallon, on trouve au-dessous des meulières du plateau une épaisseur considérable de marne verte et de calcaire marneux; puis une petite couche de calcaire marneux de consistance etayée. Plus bas se trouve une assise de marne verte qui recouvre immédiatement le banc de sable calcaire et coquillier. Les fossiles qu'il contient semblent le placer à peu près à la même hauteur que celui de Grignon. Plus bas on aperçoit encore quelques affleuremens de marne verte.

Si de plateau de Saint-Inoges on prend du contraire la route qui descend vers la Marne, en face d'Épernay, on aperçoit d'abord, au-dessous du dépôt de meulères, une grande épaisseur de marnes blanches et verdâtres qui forment quelques petits escarpemens. Dans ces marnes se trouvent diverses assises de masses irrégulières de calcaire marneux, ayant toute l'apparence d'un calcaire lacustre, dont les surfaces irrégulières se fondent dans la Marne.

L'une des masses les plus considérables de ce calcaire, située à quelques mètres seulement en dessous du niveau du plateau, m'a présenté des rognons siliceux qui lui donnaient une grande ressemblance avec certaines parties du calcaire siliceux de la Bris. La descente est très rapide, et pendant 60 à 80 mètres elle ne présente rien autre chose que les marnes et les gros et conglomérats calcaires dont je viens de parler; mais ensuite, on voit paraître des sables ferrugineux avec des veines d'argile plastique qui renferment un affleurement de lignite. Plus bas on trouve la craie, et la distance horizontale n'est pas assez grande pour qu'on puisse supposer ici que les couches ne se suivent pas dans l'ordre où on observe leurs affleuremens. Entre les marnes et les sables inférieurs, je n'ai rien aperçu qui m'ait rappelé le calcaire grossier de la montée de Mou-

chenot, ni le sable coquillier du vallon de Courtagnon, et cette circonstance a contribué à me donner l'idée que le calcaire grossier solide et le sable coquillier, loin de se présenter en masses continues, ne forment déjà à cette hauteur que de grands amas lenticulaires dans une masse de marne verdâtre, qui repose sur les sables et les lignites.

La disposition que je viens d'indiquer est importante pour l'un des objets de cette note, en ce qu'elle montre que, lorsque les marnes et argiles verdâtres se développent au point de remplacer toutes les couches du système tertiaire inférieur du bassin parisien, les lignites ne se développent pas dans toute leur hauteur, mais restent dans les assises inférieures. De là il résulte que, lorsqu'on trouve des lignites associés à des sables et à des marnes et argiles verdâtres isolés sur la surface de la craie, c'est aux couches inférieures seulement de la montagne de Reims, à celles que recouvre le dépôt coquillier de Courtagnon, qu'on est conduit à les assimiler, ce qui confirme pleinement les observations et les rapprochemens présentés plus haut. Tout concourt donc à prouver que les lignites soissonnais appartiennent, comme l'ont pensé MM. Cuvier et Bronniart, aux assises inférieures du dépôt tertiaire parisien.

Afin de faciliter les moyens de comparer les positions des localités mentionnées dans cette note, j'ai cru devoir reproduire à sa suite une esquisse de la forme de la nappe d'eau sous laquelle se sont déposés les terrains tertiaires inférieurs du nord de la France et de l'Angleterre; esquisse que j'ai déjà eu occasion de produire dans le cours de géologie de l'école des mines, en mars 1831.

J'ai dessiné cette esquisse d'après l'ensemble des matériaux existans, en les complétant et les liant, autant qu'il m'a été possible, d'après mes propres observations, et d'après les conjectures qui m'ont paru les plus vraisemblables.

J'ai adopté, pour dresser cette ébauche de carte marine ancienne d'une partie de l'Europe; la projection stéréographique sur l'horizon du mont Blanc; projection qui me paraît une des plus propres à mettre en lumière les rapports de forme et de position des différentes masses minérales dont le sol de l'Europe se compose, et qui possède en même temps des propriétés géométriques qui pourront être utiles dans la solution des problèmes relatifs aux directions.

SUR QUELQUES POINTS
DE LA QUESTION
DES CRATÈRES
DE SOULÈVEMENT;

RÉPONSE A DIFFÉRENTES OBJECTIONS ÉLEVÉES CONTRE L'HYPOTHÈSE
DU SOULÈVEMENT DU CANTAL ;

(Mémoire lu à la Société géologique, le 17 février 1834.)

PAR M. L. ELIE DE BEAUMONT,
Ingénieur en chef des mines.

STATION 7 - 100 100

STATION 8 - 100 100

SUR QUELQUES POINTS

*De la question des CRATÈRES DE SOULÈVEMENT ;
réponse à différentes objections élevées contre
l'hypothèse du soulèvement du CANTAL. (Mé-
moire lu à la Société géologique de France , le
17 février 1834 (1).)*

Par M. L. ÉLIE DE BEAUMONT , ingénieur en chef des mines.

Quelque ancienne que soit l'hypothèse de la formation des montagnes par voie de soulèvement , elle avait été si complètement abandonnée par les géologues , et elle est en elle-même tellement contraire à l'opinion exagérée qu'on a généralement de la stabilité du sol sur lequel nous vivons , que les tentatives destinées à en montrer l'application à telle ou telle aspérité de la croûte terrestre devaient naturellement avoir à lutter

(1) J'avais d'abord eu l'intention de joindre à ce mémoire plusieurs notes et quelques dessins ; mais ayant eu depuis lors l'occasion de visiter l'Etna , je renvoie ces divers développemens au travail dont je m'occupe sur la structure de cette montagne volcanique , et je laisse le présent mémoire tel qu'il a été imprimé dans le tome IV du Bulletin de la Société géologique.

Tome III.

13

contre des théories sanctionnées par une longue habitude, et faire naître de nombreuses objections. L'idée de regarder en particulier les points les plus saillans de la France centrale comme devant leur hauteur actuelle et les traits les plus remarquables de leur forme générale à de violens efforts exercés de bas en haut, ne pouvait échapper à cette destinée; elle a donné lieu à des discussions animées.

Le n° du Bulletin de la Société géologique, qui a été distribué dans la séance du 3 février 1834, renferme, pag. 124 et 114, une nouvelle série d'objections relatives à la théorie des cratères de soulèvement, proposée par M. Léopold de Buch, et à l'application que nous avons faite de cette théorie, MM. de Buch, Lecoq, Dufrenoy, Burat, Fournet et moi aux groupes du Cantal, du Mont-Dore, et du Mezenc.

Ces objections portent plus spécialement sur le Cantal, groupe qui est à la vérité moins connu et moins fréquemment visité que ne le sont les deux autres, surtout celui du Mont-Dore, que les mémoires de MM. Lecoq et Fournet me paraissent avoir déjà mis presque complètement en dehors de la discussion, du moins quant à la question fondamentale, celle de savoir si sa forme actuelle est le résultat d'un soulèvement. D'après cela ce

sera sur le Cantal que je raisonnerai de préférence.

Les objections actuelles, dont la seule rédaction suppose l'abandon implicite de beaucoup d'autres objections antérieurement proposées, roulent principalement sur les trois points suivans :

1° Sur l'existence dans quelques coulées de l'Etna de parties d'une compacité presque basaltique ;

2° Sur la plus grande épaisseur de la masse trachytique et basaltique du Cantal vers son centre que vers ses bords.

3° Sur la circonstance que quelques-unes des vallées de déchirement du Cantal, celle du Falgoux, par exemple, paraissent s'interrompre avant d'entrer dans la grande cavité centrale.

Je vais examiner successivement ces trois questions, en évitant, pour abréger, de revenir sur les considérations que nous avons consignées, M. Dufrénoy et moi, dans notre mémoire sur les groupes du Cantal et des Monts-Dore; considérations qui, dans mon opinion, suffiraient cependant à elles seules pour résoudre en grande partie toutes les difficultés dont il s'agit.

Les partisans de la formation exclusive des cônes de roches volcaniques par éjection rayonnante, autour d'un point situé dans l'axe de la montagne conique actuelle, attachent une grande

importance à trouver sur les flancs de l'Etna des parties de coulées d'une compacité comparable à celle du basalte; il est en effet évident que s'il n'en existait aucune, ce seul fait constituerait une objection très forte contre leur opinion; mais quelque paradoxal que cela puisse paraître au premier abord, cette compacité basaltique de quelques parties des coulées de l'Etna renferme peut-être l'argument le plus décisif qu'on pût produire en faveur de l'hypothèse du soulèvement du Cantal. Cette compacité de quelques parties prouve en effet que les laves journallement vomies par l'Etna sont parfaitement susceptibles de prendre une compacité basaltique dans des circonstances de refroidissement convenables, et alors si cette compacité ne se présente qu'exceptionnellement, si elle n'est pas la règle générale, si l'Etna n'est pas un cône revêtu de basalte, son origine doit différer par quelque circonstance essentielle de celle du Cantal, qui en est lui-même exclusivement revêtu. Entrons dans les détails de cette question, elle domine tout le reste de la discussion.

M. Constant Prévost dit, pag. 129 du Bulletin: « On peut voir dans la description de l'Etna de » l'abbé Ferrara (pag. 103, 105) que la coulée » de 1669 qui a détruit Catane avait en quelques » endroits plus de 4 milles de largeur et 50 à 100

» pieds d'épaisseur, et cela sur la pente du cône
 » entre les monts Rossi et Catane (à la torre di
 » Grifo), et la texture de la lave dont j'ai rapporté
 » des échantillons est aussi serrée que celle de
 » tous les basaltes du Cantal, phénomène que pré-
 » sentent la plupart des coulées de l'Etna jusque
 » dans la région des neiges sur des pentes de 10
 » à 15° où elles ont coulé de mémoire d'homme.»

Avant de perdre de vue ce passage, il peut d'abord être utile de remarquer que cette largeur de 3 à 4 milles de la coulée de 1669, qui en elle-même n'est pas hors de proportion avec celle de plusieurs des coulées modernes ou *Cheires* de l'Auvergne, telle que la cheire de Côme, est loin d'être constante, mais que, d'après les observations et les dessins de Spallanzani (voyages dans les Deux-Sicules) la coulée s'élargit à la rencontre des vallons qu'elle traverse, et se rétrécit dans leurs intervalles suivant la forme du sol sur lequel elle se modèle, effet que nous avons déjà signalé dans notre mémoire, où nous disions, p. 8 (Mémoires pour servir à une description géologique de la France, T. II, p. 229), *qu'un courant de laves pourrait s'étendre en larges nappes sur la croupe même d'un volcan, s'il y rencontrait une dépression semblable, par exemple à celles dans lesquelles prennent ordinairement naissance les tourbières des pays*

de montagnes, mais que dans ce cas sa surface serait sensiblement horizontale, et qu'une large nappe basaltique disposée en plan incliné ne peut avoir eu une telle origine.

L'examen de l'intensité de la pente de chaque partie de la déclivité parcourue par une coulée, est ici d'une grande importance; il est donc essentiel de remarquer que les pentes de 10 à 15° dont il est question dans le passage du Bulletin transcrit ci-dessus ne sont que les pentes de la base du cône supérieur de l'Etna; la pente moyenne de la saillie totale de l'Etna; de sa cime à Santa-Anna, près Riposto, qui est le point de la côte le plus rapproché est de 10° 4'. Dans la direction de Piedemonte et dans celle d'Aderno la pente générale est à peu près la même; dans toutes les autres directions elle est plus petite.

Or ces pentes sont loin d'être uniformes. Les planches jointes au beau travail hydrographique de M. le capitaine W. H. Smyth sur les côtes de Sicile, renferment plusieurs vues de l'Etna prises à des distances assez grandes pour que le profil général de la montagne s'y présente avec exactitude. D'après ces vues les pentes du cône supérieur près de la pointe sont de 20 à 30°, tandis que les pentes du massif qui lui sert de base varient de 5 à 9° dans la partie qui se trouve visible, et sont

disposées de manière à ce qu'il soit évident qu'elles s'adoucissent encore en approchant de la mer.

La section méridienne de l'Étna, dans une direction quelconque, doit évidemment présenter dans son ensemble une concavité tournée vers le ciel, puisque la cime fumante du cône est visible de tous les points de la circonférence de la base. Il est donc certain que la pente moyenne des parties basses du massif est de beaucoup moins de 10° , que, par conséquent, elle diffère peu des pentes les plus ordinaires des flancs du Cantal, qui sont de 4° , et qu'elle est beaucoup moindre que celle du Mont Dore, qui est de $8^\circ 6'$.

La pente moyenne de la base de l'Étna, entre Nicolosi (au pied des monts Rossi) et Catane, n'est, en effet, d'après les cartes et les mesures de hauteur de M. le capitaine Smyth, que de $3^\circ 51'$; et comme, des monts Rossi à la mer, la déclivité n'est pas uniforme, il est évident que la coulée de 1669 y a rencontré beaucoup de pentes moins inclinées que les flancs du Cantal. Il a dû se présenter des cas semblables dans toutes les directions; et par conséquent on devait s'attendre, *à priori*, à trouver, sur les flancs de l'Étna, des parties de coulée où la lave aurait presque stationné, et aurait pris toute la compacité dont elle est susceptible. Mais cette compacité de quelques parties des coulées de l'Étna, à la

quelle, ainsi que je viens de le rappeler, nous avons déjà eu égard, ne conduit nullement à assimiler l'ensemble d'aucune d'elles à une nappe basaltique; elle sert, tout au contraire, à mieux faire ressortir la différence de ces deux sortes de productions volcaniques.

Pour rendre cette vérité plus sensible, commençons par préciser la différence des idées que les mots de *Lave* et de *Basalte* sont destinés à exprimer.

Ainsi que M. de Buch l'a judicieusement remarqué, dans le mémoire qu'il a joint à sa carte du terrain compris entre le lac d'Orta et celui de Lugano, le mot de *Lave* est une expression relative à la forme (V. *Annales des sciences naturelles*, t. XVIII, p. 262). Ce mot ne désigne pas une roche d'une composition particulière; il désigne une roche d'une composition variable, mais dont la forme extérieure et intérieure annonce une matière plus ou moins visqueuse qui a coulé. Le propre d'une pareille matière lorsqu'elle suit la ligne de plus grande pente, sur une surface irrégulière, sur laquelle elle rencontre successivement des dépressions larges où elle s'étend en restant presque stationnaire, et des parties étranglées et inclinées où elle coule plus rapidement, est de se modeler, ainsi qu'on l'a dit plus haut, sur les sinuosités qu'elle parcourt, et d'en

réfléchir, pour ainsi dire, en elle-même toutes les irrégularités. Une fois refroidie, elle reste comme la peinture immobile d'un phénomène d'hydrodynamique : et c'est là ce qui donne aux coulées des volcans anciens et modernes ce cachet particulier qui frappe si vivement l'œil même le moins exercé.

L'influence du sol inférieur se manifeste, non-seulement par cette forme générale extérieure à laquelle on reconnaît tout d'abord une lave, lorsqu'on la voit même à une certaine distance; elle se fait encore sentir dans les irrégularités de la structure et de la texture cristalline intérieure, qui sont dans un rapport nécessaire avec les formes de la surface, parce que les mêmes causes, des causes dynamiques, constamment agissantes presque en chaque point, pendant toute la durée du mouvement, ont déterminé à la fois les contours extérieurs et la répartition intérieure des parties plus ou moins tirillées, plus ou moins rapidement solidifiées. De là, il résulte que deux tranches, prises en des points plus ou moins éloignés, différents souvent presque autant par l'association des textures qu'elles offrent, que par le profil qu'elles présentent, ce qui décèle, dans l'ensemble de la coulée, une grande hétérogénéité. Une pareille coulée est même nécessairement hétérogène, dans celles de ses parties qui ont parcouru une surface

unie, mais sensiblement inclinée, à cause de la manière dont la lave roule pour ainsi dire sur elle-même, toutes les fois qu'elle suit une déclivité un tant soit peu sensible.

Il est essentiel de remarquer que, si le nombre variable et la disposition des cellulosités produites par des bulles de fluides élastiques est une des circonstances les plus propres à faciliter les recherches de l'observateur qui veut reconnaître comme l'action de couler a tirailé et tortillé une lave, elle est bien loin d'être la seule qui puisse conduire à ce résultat. Les expressions de texture compacte ou grossière, et celle d'hétérogénéité qui indiquent le mélange de ces textures, ne s'appliquent même pas directement aux effets produits par la quantité variable des cellules. Quelques-unes de ces substances terreuses, qu'on désigne sous le nom de vacques, paraissent avoir été fluides : la dolérite l'a été aussi. Ces deux roches sont presque toujours exemptes de cellules ; et il existe cependant entre elles la même différence de texture qu'entre la craie et le marbre statuaire. Entre ces deux termes extrêmes, on trouve, dans des roches volcaniques non bulleuses, tous les degrés de compacité intermédiaires. Ainsi, on trouve des laves dont le grain correspond à celui du calcaire grossier, du calcaire compacte du Jura, du calcaire compacte, à petits points spathiques, des miné-

tagnes de la Grande-Chartreuse; du calcaire esquilleux subcristallin des terrains de transition : et de même qu'on peut reconnaître la stratification régulière d'un calcaire, à la manière dont se succèdent des strates présentant divers degrés de compacité, on peut reconnaître aussi, dans une masse fondue et solidifiée, les traces du mouvement ou du repos, à la manière dont s'entrelacent, ou dont se succèdent régulièrement les parties qui présentent ces différens genres de texture.

Ainsi, le mot de *Lave* désigne des masses dans lesquelles on trouve combinés les effets d'un phénomène de mouvement ou d'hydrodynamique, et d'un phénomène de refroidissement; et dont, par suite, une certaine forme de contours, une certaine inégalité de texture, une hétérogénéité générale, sont les caractères essentiels.

Le mot de *Basalte* désigne, au contraire, une roche qui joint à une composition déterminée, que beaucoup de laves présentent aussi, une manière d'être constante, et qui, à cause de cette constance même, cesse de réfléchir, dans sa structure intérieure et dans la forme de sa surface supérieure, les contours des masses sur lesquelles elle s'appuie. Le mouvement s'est pour ainsi dire solidifié dans les laves, tandis que le basalte offre un caractère général d'uniformité qui exclut

toutes ces traces de mouvement. L'observateur n'y reconnaît plus que les effets du refroidissement, combinés avec ceux des lois de l'hydrostatique. Si le basalte, répandu dans une vallée, rappelle pour sa forme celle d'un liquide, c'est celle d'un liquide en repos, et non, comme la lave de Volvic, par exemple, celle d'un torrent instantanément congelé.

Ce qui caractérise, en général, les coulées basaltiques, c'est l'uniformité que chacune d'elles présente dans toute son étendue. Le grain de la roche y varie de l'intérieur à la superficie. La surface est bulleuse et le centre ne l'est pas; mais des tranches prises dans des parties éloignées présentent la même association de textures diverses. Si une même coulée de basalte remplit un filon, et forme un épanchement superficiel, la texture du basalte du filon, et celle du basalte de l'épanchement, diffèrent à peine par un peu plus ou un peu moins de cristallinité.

Les basaltes ne s'écartent de leur uniformité habituelle que dans des cas dont l'examen fait presque toucher au doigt la cause de cette uniformité. C'est celui, par exemple, où, sortis d'un cône encore subsistant, ils ont laissé, sur les flancs de ce cône, une trainée de leur propre substance, comme cela se voit sur la pente nord du cône de Thueys qui regarde Montpezat, dans le départe-

ment de l'Ardèche. Cette espèce d'arrière-garde présente une texture scoriacée qui lui ferait refuser le nom de basalte par la plupart des géologues, si on la voyait isolément; et cette texture scoriacée et tirillée, effet de la combinaison du mouvement avec le refroidissement, fait voir que la texture basaltique uniforme ne s'est développée que dans la partie de la coulée qui, reçue sur un terrain plat, ne s'y est refroidie qu'après s'être arrêtée.

Un autre exemple, non moins concluant, dans lequel un fait analogue se présente sous une forme un peu différente, est celui qui s'observe au *Cruchet-du-bois-du-Mas*, au S.-O. de Pont-Gibaux (Puy-de-Dôme); j'en dois la connaissance à M. Fournet.

Le *Cruchet-du-bois-du-Mas* est un petit mamelon basaltique qui forme le point de divergence de trois coulées de basalte qui s'étendent, en rayonnant, sur le plateau horizontal qui borde, à l'ouest, la vallée de la Sioule.

Deux de ces coulées, qui s'étendent vers Hauteroche et Laudine, sont horizontales et compactes dans toute leur étendue; la troisième, au contraire, se dirige du côté de la Sioule, et, arrivée sur la pente du flanc de la vallée, elle prend la forme d'une lave scoriacée.

M. Constant Prévost a fait remarquer, avec

beaucoup de justesse, que le genre de fluidité des laves et des basaltes peut être assimilé à celui de la cire; et on peut ajouter, en continuant la même comparaison, que l'opposition des mots de lave et de basalte exprime une différence du même genre que celle qui existe entre la cire qui s'est figée en coulant le long d'une bougie, et celle qui, en tombant sur une table, y a formé une tache plate et circulaire.

Une lave pourrait être comparée à une étoffe brochée, tandis que le basalte ressemble à une étoffe unie.

Ainsi, quoique les basaltes ne soient, à prendre la chose sous le point de vue le plus général, qu'une forme particulière des laves, puisque beaucoup de coulées de laves sont de vrais basaltes dans quelques-unes de leurs parties, le seul choix qu'on fait du mot *Basalte* ou du mot *Lave* pour désigner une matière fondue et solidifiée exprime une idée très précise, qui se réduit à dire que, dans le premier cas, on ne reconnaît que l'effet combiné des lois du refroidissement et de l'hydrostatique, tandis que dans l'autre on voit intervenir aussi les résultats de phénomènes dynamiques.

Ce n'est pas d'après les échantillons réunis dans une collection qu'une pareille distinction peut être établie, mais d'après l'examen fait sur place de l'ensemble. Or, l'Etna et le Cantal ont été

soumis depuis long-temps par un grand nombre d'observateurs à un pareil examen. C'est de coulées de laves bien caractérisées, et non de nappes uniformes de basaltes, que l'Etna est recouvert de sa cime à sa base; c'est de nappes uniformes de basaltes, et non de coulées de laves hétérogènes que le Cantal est revêtu. Les flancs des deux massifs sont cependant à peu près également inclinés; donc la croûte extérieure de l'Etna (je ne parle pas ici du val del Bove) présente, prise en masse, un caractère qui la distingue essentiellement de celle du Cantal. La croûte de l'Etna est évidemment une croûte d'éruption; le Cantal au contraire est nécessairement un cône de soulèvement, dont la surface a été solidifiée d'abord dans une situation à peu près horizontale.

On est ainsi ramené à la conclusion à laquelle nous étions déjà arrivés M. Dufrenoy et moi, en suivant une marche différente, et les faits même qu'on nous allègue comme des objections, fournissent *à posteriori* une confirmation indirecte de nos premières déductions.

La seule rédaction du passage du Bulletin transcrit ci-dessus montrerait à quelqu'un, qui du reste n'aurait jamais entendu parler de l'Etna, que sur ses flancs les laves n'ont acquis qu'exceptionnellement la compacité basaltique. On cite, comme un fait remarquable, que la coulée de 1669 présente

une structure basaltique à la *Torre di Grifo* : or, puisque ce fait se remarque, puisqu'on en désigne la localité précise, afin qu'un autre voyageur puisse le retrouver, il est évident qu'il est exceptionnel. Qui est-ce qui songerait jamais à désigner au Cantal une localité particulièrement favorable à l'observation de la compacité du basalte? elle y est universelle. Il n'y existe pas un seul lambeau de matières cohérentes ayant la composition du basalte, qui ne présente cette compacité à partir d'une très petite distance de ses surfaces inférieure et supérieure.

Que pouvait-il donc exister de plus différent que la cuirasse uniformément basaltique du Cantal et celle de l'Etna, formée de laves présentant seulement des ganglions basaltiques? Quelle différence plus significative pouvait-il exister entre elles?... Si la cuirasse de l'Etna eût été formée de laves d'une texture également grossière dans toutes leurs parties, on aurait pu croire que la différence indiquée était inhérente à leur nature. Mais du moment où il y a des parties basaltiques, il est évident que la texture grossière de la plus grande partie des coulées de l'Etna ne peut résulter que des circonstances de leur solidification, qui doivent par suite avoir été différentes de celles dans lesquelles se sont solidifiées les nappes basaltiques du Cantal; et comme il est *certain*

que les basaltes superficiels du Cantal se sont refroidis à l'air libre, aussi bien que les laves de l'Etna; on ne peut chercher la différence de circonstances dont il s'agit que dans la forme différente des surfaces sur lesquelles les matières fluides se sont étendues. Les laves de l'Etna ont coulé sur une déclivité irrégulière; les basaltes du Cantal doivent au contraire s'être étendus primitivement sur un plan sensiblement horizontal.

Une simple construction géométrique va achever de mettre dans tout son jour la différence des revêtemens extérieurs du Cantal et de l'Etna; concevons que la base du Cantal s'abaisse dans son centre, que chacun des secteurs basaltiques qui le couvrent tourne autour de sa base extérieure comme autour d'une charnière, et se rabatte ainsi dans le plan général des basaltes répandus sur le plateau de l'Auvergne.

Quiconque a parcouru ces contrées en géologue, sait que si les basaltes du Cantal étaient ainsi rabaisés au niveau général des plateaux environnans, il n'existerait plus dans toute la contrée qu'un plateau basaltique uniforme, dont les diverses parties ne présenteraient aucune différence essentielle dans la nature et la texture des roches. L'emplacement du centre actuel du groupe ne serait plus reconnaissable qu'aux traces laissées par la cavité centrale, et par les vallées de déchirement

que les eaux ont élargies depuis un grand nombre de siècles, et dont les bords n'auraient pu se rejoindre exactement.

Passons maintenant à l'Etna; supposons que le cône actuel de l'Etna soit découpé artificiellement, comme le Cantal l'a été par la nature; supposons que les secteurs de laves et de scories accumulées qui composent sa surface tournent autour de leur base extérieure, comme charnière, et se rabattent dans le plan de la surface générale de la Sicile. La surface plane, ainsi formée, présentera-t-elle un plateau de roches d'une texture parfaitement uniforme? Chacune de ces coulées de laves, dont le caractère est d'être hétérogène, prendra-t-elle, dans son ensemble, une ressemblance quelconque avec ces nappes basaltiques, dont le caractère est d'être uniformes? Ne pourra-t-on pas distinguer encore, et presque du premier coup d'œil, ce qui fut l'extrémité supérieure, de ce qui fut l'extrémité inférieure de chacune d'elles? Un observateur aura-t-il besoin de faire attention aux traces laissées par la division préalable du massif aux secteurs, pour marquer la place où fut située la cheminée principale? Ne lui suffira-t-il pas, au contraire, de faire attention à la variation de texture que présente chaque coulée, examinée en différens points, et que présente surtout, pris en masse, l'ensemble de toutes les

roulées, lorsqu'on s'éloigne de la circonférence de la base primitive, pour pouvoir dire en approchant du centre : ici dut être placé l'orifice du principal conduit d'éruption ; ici fut le point de départ du mouvement, dont toutes les coulées conservent les traces ; ici fut le point de concours de toutes les pentes sur lesquelles ces matières ont coulé. Si on répond affirmativement à toutes ces questions (et il me semblerait difficile de ne pas le faire), on aura résolu la question que l'examen du Cantal a soulevée, on aura reconnu que les formes coniques de l'Etna moderne et du Cantal résultent de deux phénomènes très-différens l'un de l'autre.

Les secteurs désunis de la croûte de l'Etna, rabattus sur le plan de sa base, présenteraient en effet à l'œil de l'observateur l'aspect le plus extraordinaire. Ces coulées de laves qui se sont si bien modelées sur la forme du sol qu'elles ont parcouru, et dont l'œil s'explique presque machinalement la forme, quand il les voit dans une position en harmonie avec la direction de la pesanteur, prendraient une étrange figure si on les voyait renversées sur un plan horizontal. Celles de leurs parties qui se sont étalées dans des dépressions presque planes, et dont la surface est aujourd'hui presque horizontale, affecteraient des pentes à rebours de 8 à 10°, dont l'œil, comme

cela arrive toujours, s'exagérerait l'inclinaison, et dont rien n'expliquerait plus l'analogie de formes qu'elles présentent dans tous leurs détails avec celles d'un torrent pâteux subitement congelé.

Rien de pareil ne viendrait étonner l'observateur sur les secteurs rabattus du Cantal. Les singularités que présente en quelques points sa surface actuelle auraient disparu par le seul effet du rabattement. Chaque chose y paraîtrait en place, et dans la situation où elle a dû se former. C'est que, dans le fait, en rabattant les secteurs du Cantal, on n'aurait fait que remettre chaque chose dans sa position originale, tandis qu'en rabattant ceux de l'Etna, on aurait tout dérangé.

Si la position seule des objets qui couvrent la pente de l'Etna explique leur forme et leur disposition, si le rabattement des secteurs du Cantal dans le plan général des basaltes de l'Auvergne explique avec la même facilité tout ce qu'on y observe, cela ne peut évidemment provenir que de ce que l'un est un cône d'éruption, et l'autre un cône de soulèvement.

On peut sans doute recueillir sur les flancs du Cantal des échantillons de basalte assez différens les uns des autres; diverses coulées présentent différens caractères minéralogiques, tels qu'une abondance plus ou moins grande de péri-

dot. Peut-être même trouverait-on des différences du même genre entre diverses parties d'une même coulée, mais des différences exactement semblables existent parmi les basaltes répandus sur les parties de l'Auvergne, où leur ensemble est sensiblement plan et horizontal, de sorte que si le rabatement dont j'ai parlé était opéré, non-seulement au Cantal, mais encore au Mont Dore et au Mezenc, l'ensemble de tous les basaltes de la France centrale formerait pour ainsi dire un vaste réseau dans lequel rien ne distinguerait une maille d'une autre, et où par conséquent rien n'indiquerait que pendant l'époque basaltique il se soit passé dans une des mailles des phénomènes d'une nature différente de ceux qui se seraient passés dans une autre. Cela prouve évidemment que les différences essentielles que présente aujourd'hui la disposition des basaltes dans les différentes mailles doivent résulter de phénomènes postérieurs à leur solidification.

De là sans doute, il ne résulte pas, que tous les basaltes de l'Auvergne se soient solidifiés dans une position rigoureusement horizontale. Nous avons déjà remarqué ailleurs que par suite de leur viscosité ils peuvent s'être solidifiés dans une position légèrement inclinée; mais cette inclinaison, au moins pour les épanchemens un peu abondans, est restreinte dans des limites fort

étroites, et bien inférieures à la pente générale du Cantal, puisque nous voyons que les pentes de la base de l'Etna, qui sont à peu près de la même intensité moyenne, ont été suffisantes pour que là persistance des traces du mouvement soit devenue le caractère dominant des laves basaltoides qui les ont parcourues.

Pour faire sentir l'opposition de caractère qui existe entre l'Etna et le Cantal, je n'ai pas eu besoin de données très précises, parce que l'opposition se manifeste surtout entre les choses prises en masse.

Ce même genre d'opposition en masse existe de même, ainsi que je le montrerai plus loin, entre les nappes basaltiques du Cantal et les coulées modernes de l'Auvergne; mais comme la disposition de ces dernières coulées nous est, quant à présent, beaucoup mieux connue que celle des coulées de l'Etna, je commencerai à leur égard par des considérations de détail qui ne peuvent que rendre plus positive la conclusion générale.

Sur quelles pentes ont coulé les laves qui sont sorties des volcans modernes de la France centrale? Les plus larges, et les plus uniformément inclinées de ces coulées modernes, appelées *Cheires* par les Auvergnats, sont celles des Puys de Côme et de Louchadière, qui viennent se réunir à Pont-Gibaux, et qui, la première surtout, ne le cèdent

guère, peut-être, en largeur aux plus larges coulées de l'Etna.

La pente de chacune de ces coulées depuis le pied du cône d'où elle est sortie jusqu'à Pont-Gibaux est à peu près uniforme, et il suffit par conséquent de connaître la hauteur d'un point de chacune de ces coulées et la distance horizontale du même point à Pont-Gibaux, pour pouvoir calculer sa pente. Or, d'après les données que M. Fournet a eu la complaisance de me communiquer, le lit de la Sioule à Pont-Gibaux est élevé de 662 mètres au-dessus de la mer.

Le terrain primitif près du Puy de Lentegy s'élève à 967 mètres.

Le camp de Cazaloux, sur la coulée de Côme près des fontaines glacées, est à 777 mètres.

Le terrain primitif à Chazelle, au niveau de la coulée de Louchadière, s'élève à 808 mètres.

Le terrain primitif à Saint-Ours, au niveau de la coulée de Louchadière, s'élève à 815 mètres.

En combinant ces données avec les distances des mêmes points, mesurées sur la grande carte de Desmarest, on trouve, d'après la première, pour la pente de la coulée de Côme, $2^{\circ} 26' 20''$

Et d'après la deuxième,

$2^{\circ} 11'$

D'après la troisième, pour la coulée de Louchadière,

$2^{\circ} 51'$

Et d'après la quatrième, pour la même coulée de Louchadière, $2^{\circ} 24' 20''$

De sorte qu'en moyenne la pente des coulées de Côme et de Louchadière est de $2^{\circ} 28' 20''$.

Ces résultats ne s'appliquent qu'aux parties des deux coulées dont l'inclinaison est sensible à l'œil, et où les traces du mouvement sont visibles partout. Mais la coulée de Louchadière, arrivée à Pont-Gibaux, s'y est étendue sur le fond de la vallée de la Sioule, qu'elle a suivi pendant quelque temps, et où elle s'est arrêtée, en prenant une compacité presque basaltique, et en se divisant en prismes. Dans cette partie de son étendue, la pente n'est presque plus visible à l'œil, et les traces du mouvement ont aussi à peu près disparu; il y en reste cependant encore plus que dans le basalte ordinaire. Or, quelle est la pente réelle de cette extrémité de la coulée? La pente de la vallée de la Sioule de Pont-Gibaux à la mine de Barbecot est de moins de 1° , et celle de la partie évasée de la vallée, où les coulées se sont arrêtées bien avant Barbecot, est encore moindre.

Ainsi, une pente constamment au-dessous de 3° a suffi pour imprimer, d'une manière ineffaçable, dans les masses fluides, les vestiges d'un phénomène d'hydrodynamique; il a fallu que cette pente se réduisît à moins d'un degré, pour que

la persistance des traces bien visibles du mouvement cessât d'en être la conséquence; et même sur cette pente d'un degré au plus, la compacité n'est pas encore complètement basaltique. Si on réfléchit un instant à la petitesse de la différence qui existe entre une pente de $2^{\circ} 28'$ et une pente d'un degré, et à la grande différence de texture qui existe entre les parties de la coulée de Louchadière qui ont parcouru ces deux pentes, qui diffèrent si peu en quantité absolue, on verra que l'expérience va ici bien au-delà de ce que les raisonnemens consignés plus haut auraient permis de conclure, et qu'une masse de matière fondue, qui se refroidit en coulant, est un des instrumens les plus sensibles qu'on pût concevoir pour apprécier les différences de pentes très faibles, et pour en conserver l'empreinte ineffaçable. C'est une chose presque merveilleuse, que la nature ait fait pour nous de pareilles expériences avant peut-être la naissance du genre humain, et nous ait laissé écrites, sur un registre si facile à lire, les inégalités de reliefs aussi peu prononcés. Comment pourrait-on supposer, d'après cela, que les nappes basaltiques du Cantal, dont la pente moyenne atteint ordinairement 4° , et est quelquefois plus grande, auraient coulé sur ces mêmes pentes, sans conserver dans leur forme générale et dans leur texture aucune trace sensible de

mouvement? Il est donc évident que les irrégularités qu'on pourrait supposer dans la forme première du plateau basaltique qui se relève sur les flancs du Cantal, sont d'un ordre inférieur de beaucoup au Cantal lui-même.

Plus les nappes basaltiques du Cantal sont étendues, plus la limite de ces irrégularités possibles est restreinte. En effet, les pentes des coulées de la chaîne des Puys ne sont pas toutes aussi faibles que celles des coulées de Côme et de Loucha-dièrre. Des coulées moins abondantes se sont quelquefois arrêtées sur des pentes plus fortes, mais qui cependant sont toujours en elles-mêmes très peu considérables. La pente totale de la coulée de Volvic, depuis le point où on la voit sortir à mi-côte du Puy de la Nugère jusqu'au bourg de Volvic, s'élève peut-être à $6^{\circ} 10'$; mais dans cette pente moyenne totale, sont comprises des parties extraordinairement inclinées. La pente de la partie inférieure et la plus régulière de la coulée, comprise entre Marsenat et Volvic, est tout au plus de $4^{\circ} 16'$.

La lave sortie du Puy de Pariou a coulé depuis le pied du cône jusqu'à la baraque, sur une pente de 3° à 4° ; là elle s'est divisée en deux branches, qui ont suivi les deux vallons entre lesquels s'élève le cap de Prudelles, et qui se sont dirigées d'un côté vers Nohament, avec une pente moyenne

générale de $5^{\circ} 25'$, et de l'autre vers Fontmore, avec une pente générale moyenne de $6^{\circ} 41'$. Dans ces dernières pentes sont comprises les chutes très rapides que les deux branches de coulée éprouvent à la cime des deux vallons dont j'ai parlé, chutes qui font que les deux pentes que je viens de donner, toutes faibles qu'elles sont en elles-mêmes, sont évidemment de beaucoup supérieures aux pentes moyennes des *Cheires* de l'Auvergne.

Connaissant maintenant les limites entre lesquelles oscille l'inclinaison des *Cheires*, nous avons un moyen bien simple de les mettre en opposition, de la manière la plus directe possible, avec les surfaces basaltiques inclinées, et cependant uniformes, du Cantal.

Concevons que tous les cônes de scories de l'Auvergne et du Vivarais soient transportés sur les flancs du Cantal avec les coulées qu'ils ont vomies; supposons que chaque cône de scories soit placé à une distance de la circonférence égale à la longueur de la coulée, ou un peu moins grande, et telle que la partie inférieure et horizontale de cette coulée repose sur le plateau qui environne la base. Supposons même qu'on ait choisi, pour placer ainsi chaque volcan moderne, une partie des flancs du Cantal dont la pente soit égale à celle que la coulée a réellement parcourue,

supposition qui n'a rien d'impossible, attendu que les pentes du Cantal sont variables, qu'elles surpassent en beaucoup de points celles des coulées modernes, et que, dans beaucoup de directions, elles s'atténuent considérablement en s'éloignant du centre. Ce transport opéré, la différence qu'on remarquera entre les parties inclinées des coulées et les basaltes qui les supporteront, la ressemblance qui existera, au contraire, généralement entre les parties inférieures et horizontales des coulées et les basaltes, tant du plateau environnant que des flancs du grand cône, fera naître dans l'esprit de tous les observateurs la vraie théorie du Cantal.

Mais pour rendre l'opposition plus sensible encore, imaginons, comme nous l'avons déjà fait, que les différens secteurs du Cantal soient rabattus dans le plan général du plateau avec les coulées que nous y avons transportées; l'ensemble de tous les basaltes présentera alors une vaste plaque uniforme où rien ne rappellera le mouvement. Les coulées modernes, au contraire, conserveront, même rabattues, leurs caractères de *Cheires*, qui est un caractère essentiellement dynamique; et ce caractère frappera d'autant plus les yeux, que la direction de la pesanteur ne viendra plus l'expliquer à l'œil d'une manière presque machinale: rien ne sera si facile que de retrouver leur tête

et leur queue. Le seul examen de la manière dont l'action de couler les a en quelque sorte tressées, indiquera la direction de leurs cours. Elles montreront, pour ainsi dire, du doigt le sens de la pente que le rabattement supposé viendra de faire disparaître; elles conserveront l'empreinte variée de tous les détails topographiques de la surface, qu'elles déroberont à nos regards, et le contraste de cette variété avec l'uniformité des basaltes, rabattus de même, sera le témoignage irrécusable d'une différence essentielle dans les phénomènes auxquels les deux classes de masses doivent leur origine, et de la nécessité de recourir à l'hypothèse d'un grand phénomène mécanique pour expliquer un fait dont les seuls phénomènes de fusion et de consolidation ne peuvent nous donner la clef.

La plupart des coulées sorties sur les flancs de l'Etna, du pied de ces cônes de scories semblables à nos Puys, qui s'y élèvent au nombre de 66 à 80, pourraient de même être transportées sur les flancs du Cantal; et, indépendamment de ce qu'elles y donneraient lieu, de leur côté, à des observations et à des conclusions tout-à-fait semblables à celles que je viens d'exposer, on pourrait remarquer que même les plus grandes paraîtraient peu considérables, à côté des plateaux inclinés qu'elles couvriraient en partie. La coulée

sortie en 1669 près de Nicolosi a été une des plus volumineuses que l'Etna ait produites ; et , d'après les calculs de Borelli, corrigés par l'abbé Ferrara (*Descrizione dell' Etna*, p. 107), son volume est d'environ 600,000,000 de mètres cubes. Par conséquent, en la supposant étendue sur un triangle de 20,000 mètres de longueur (longueur qui est moindre que celle de la plupart des secteurs basaltiques du Cantal), et en supposant son épaisseur moyenne réduite à 10 mètres, sa plus grande largeur ne serait que de 6,000 mètres, sa surface moyenne serait moindre que celle d'un des plus petits secteurs du Cantal, celui qui est compris entre les vallées de Fàlgoux et des Marionies. Il faudrait au moins 20 coulées pareilles pour revêtir d'une couche de 10 mètres d'épaisseur la surface des secteurs basaltiques du Cantal ; peut-être en faudrait-il 100 pour représenter la masse des basaltes qui s'élèvent obliquement sur ses flancs ; et comme les parties d'une capacité basaltique sont, jusqu'à un certain point, une rareté dans les laves de l'Etna, on peut juger, d'après ce calcul, que si les coulées de l'Etna venaient à être réduites à celles de leurs parties, qui peuvent être comparées plus ou moins exactement au basalte, elles ne formeraient plus qu'un infiniment petit par rapport à la couverture basaltique du Cantal.

L'opposition de caractères que je viens de rendre sensible au Cantal ; à l'aide d'un transport idéal, existe en réalité dans les Monts Dore, sur une échelle moindre à la vérité, mais d'une manière qui paraît être encore très frappante. Pourquoi, en effet, ces petites coulées trachytiques, signalées par MM. Fournet et Burat comme sorties des flancs postérieurs des rocs de Clergue et de Cuzeau, et comme ayant coulé sur les plateaux trachytiques inclinés, conservent-elles, dans toute leur manière d'être, l'empreinte du mouvement, tandis que les grandes nappes trachytiques, dont elles suivent l'inclinaison, n'en présentent aucune trace? Cela ne provient-il pas évidemment de ce qu'au moment où ces petites coulées se sont épanchées, les assises trachytiques sur la surface desquelles elles ont coulé, avaient déjà contracté une inclinaison qu'elles ne présentaient pas au moment où elles se sont elles-mêmes solidifiées?

Il résulte d'un grand nombre de remarques consignées par l'abbé Ferrara, dans son ouvrage intitulé : *I campi Flegrei della Sicilia*, qu'une opposition du même genre existe tout autour de l'Etna, entre les laves qu'il a vomies et les basaltes qui font partie de sa base, tels que ceux des îles Cyclopes, et cette même opposition de caractères se présente aux environs de Clermont, entre les laves qui sont descendues de la chaîne des Puys dans

les vallons qui débouchent vers la Limagne, et les basaltes généralement horizontaux qui forment comme les chapiteaux des collines calcaires ou granitiques entre lesquels débouchent ces mêmes vallons. Les coulées modernes sont ici scoriacées jusqu'à leur extrémité inférieure, et leur pente moyenne varie de 2 à 7°; les basaltes, au contraire, sont généralement compactes et horizontaux. La différence s'explique d'elle-même, lorsqu'on remarque que les basaltes se sont solidifiés dans la position horizontale où nous les trouvons, tandis que la porosité des laves est une conséquence naturelle de la déclivité des pentes dont elles n'ont pas atteint l'extrémité.

Un seul des lambeaux basaltiques des environs de Clermont fait peut-être exception à l'horizontalité générale des autres (1); c'est celui qui

(1) Un excellent observateur, M. le comte de Montlosier, a été frappé il y a déjà bien des années de ce fait, que le basalte de Prudelle présente, dans sa manière d'être comparée à celle des autres basaltes des environs de Clermont, une circonstance exceptionnelle; voici comment il s'exprime à ce sujet dans son ouvrage sur les volcans de l'Auvergne: « Cette montagne, qui forme une » arête longue et étroite du couchant à l'orient, devient » fort intéressante dans la partie de la grande route qui » la traverse et où commence ce qu'on appelle le Grand- » Tournant. La lave ne repose là que sur un granite friable, et encore se trouve-t-il entre deux, une couche de

forme le cap de Prudelle, sur la route de Clermont à Pont-Gibaux. Ce petit lambeau basaltique, qui se trouve plus rapproché que tous les autres du foyer des éruptions modernes, et qui, par suite, a été plus exposé qu'aucun d'eux aux secousses dont ces éruptions ont dû être accompagnées, et aux dégradations dont elles ont dû être la cause, est devenu le texte d'une objection de détail. Cette objection a été rendue insignifiante par la manière dont elle a été imprimée, parce qu'on ne l'a fait porter que sur la direction des prismes basaltiques, direction qui n'est pas susceptible d'être constatée, dans son ensemble, avec assez de précision pour qu'il soit possible d'en tirer, dans un sens ou dans un autre, la moindre conclusion positive; mais je vais examiner l'objection dans sa forme première: elle portait sur l'inclinaison que présente aujourd'hui la surface supérieure du lambeau basaltique qui couronne le cap de Prudelle.

Il est en effet certain, d'après les nivellemens que M. de Cournon a effectués pour vérifier les

» débris volcaniques scorifiés; ce qui fait qu'à cet en-
 » droit le rocher de lave, dont une partie a dévalé dans la
 » gorge, s'est affaissé considérablement. La montagne
 » commença à prendre un col, et il ne s'en fait plus que
 » de quelques pieds pour que la montagne, qui tient
 » encore au continent supérieur, ne fasse plus qu'une
 » masse isolée et détachée.»

célèbres expériences barométriques de M. Ramond, que la partie occidentale et la plus en saillie, dans la plaine de ce lambeau basaltique, se trouve de 93 mètres plus basse que son extrémité orientale, qui est sensiblement au niveau de la Baraque; la distance des points où ces hauteurs ont été mesurées est de 16,000 mètres; et il résulte de ces données qu'une ligne droite, couchée sur le lambeau de Prudelle, dans son état de dégradation actuel, serait inclinée de $3^{\circ} 19'$, quantité qui déjà est moindre que l'inclinaison de la plupart des flancs du Cantal.

Mais avant de tirer aucune conclusion de ce résultat, il faudrait savoir ce qu'il deviendrait si on restaurait complètement la surface du lambeau de Prudelle. Or, tout indique que, si cette restauration était opérée, l'extrémité occidentale, la plus saillante dans la plaine et aujourd'hui la plus basse du lambeau, gagnerait en hauteur beaucoup plus que l'autre, de sorte que la pente de $3^{\circ} 19'$ dont je viens de parler serait peut-être atténuée au point de dispenser de tout commentaire sur la différence de compacité qui existe entre le basalte et les laves de la coulée de Pariou, qui, après avoir coulé elles-mêmes sur une pente de 3 à 4°, sont venues se bifurquer à la Baraque.

Si, au contraire, la restauration dont j'ai parlé étant opérée, la pente de la surface basaltique

restait un peu notable, si elle restait par exemple de 3°, que faudrait-il en conclure? Il en résulterait simplement la présomption que les secousses qui n'ont pu manquer d'accompagner le commencement des éruptions de la chaîne des Puys, qui, selon toute apparence, ont élevé, à la cime du Puy-Chopine, les lambeaux de roches primitives qu'on y observe, qui peut-être même ont fait surgir les dômes de Sarcouy, du Suchet et du Puy-de-Dôme, à une lieue de notre lambeau basaltique et dans la direction où il paraît se relever, n'ont pas laissé complètement dans sa position originaiue la base granitique de la chaîne des Puys, mais qu'elles ont produit ou augmenté le bombement général du plateau dont, par une coïncidence qui sans cela serait singulière, l'axe de la chaîne des Puys se trouve occuper précisément la ligne culminante. Cette supposition n'aurait rien de contraire à ce qu'on peut constater de l'horizontalité plus ou moins exacte que présentent, dans une coupé transversale, les calcaires de Beauvoisin situés plus loin des points d'éruption et les basaltes qui les recouvrent, et elle aurait cela de satisfaisant qu'elle dispenserait d'attribuer à la seule érosion des eaux la double pente sur laquelle les laves modernes ont coulé, les unes vers la vallée de la Sioule, et les autres vers celle de l'Allier.

Du Col des Goules à la Baraque, le calcul donne une pente générale de $3^{\circ} 23'$, pente qui, par un singulier hasard, se trouve presque identique avec celle de la surface de notre lambeau basaltique dans son état de dégradation actuel. Cette pente de $3^{\circ} 23'$ est plus grande que celle de la surface du granite, par suite de l'épaisseur des éjections récentes qui forment le Col, de même que la pente actuelle d'une droite couchée sur le basalte est trop grande, par suite de son état de dégradation. Mais si on suppose que le terrain primitif s'élève, au-dessous des Goules, à la même hauteur qu'au pied du Puy de Lentegy, qui en est très peu éloigné, supposition qui est la plus probable qu'on puisse faire, la pente de la surface granitique de ce point à la Baraque sera de $2^{\circ} 1'$; et on voit alors que, si la surface bombée du plateau granitique était rabattue dans le plan de son bord oriental, la surface du lambeau de Prudelle n'aurait besoin que d'avoir été très légèrement relevée par la restauration que j'ai indiquée, pour se trouver replacée, par le seul fait du rabatement, dans une position aussi voisine de l'horizontale que l'extrémité inférieure de la coulée de Louchadière.

Je ne présente, au reste, tout ce que je viens de dire sur le lambeau basaltique de Prudelle que comme de simples aperçus, auxquels le peu d'é-

tendue de ce même lambeau m'empêche d'attacher une bien grande importance. Il me paraissait utile de montrer que les considérations auxquelles il conduit naturellement sont en harmonie avec celles qui se déduisent de l'examen des basaltes du Cantal; mais il ne faut pas perdre de vue que les raisonnemens que j'ai faits sur le Cantal tirent leur principale force de la grande étendue de son manteau basaltique, comparativement auquel le lambeau de Prudelle, qui a 1,600 mètres de long et une largeur beaucoup moindre, est, pour ainsi dire, un infiniment petit. Il est, par exemple, évident que l'incertitude où l'on reste sur la forme que la restauration complète du lambeau de Prudelle donnerait à sa surface supérieure, n'existerait pas, ou deviendrait insignifiante si son étendue était considérable. De là, il résulte que les conséquences auxquelles le Cantal donne naissance sont hors de comparaison avec toutes celles qu'on pourrait déduire de l'examen du lambeau basaltique de Prudelle, sur la manière d'être duquel pourraient avoir influé des causes locales auxquelles l'état d'isolement où il se trouve aujourd'hui rendrait difficile de remonter.

Essaiera-t-on d'expliquer la position inclinée du basalte de Prudelle, en supposant qu'au moment de son émission il était plus pâteux que ne le sont de nos jours et que ne l'ont été générale-

ment les laves? Partira-t-on ensuite de cette explication pour jeter des doutes sur l'horizontalité primitive des basaltes du Cantal? Mais d'abord il est évident que, plus un fluide qui s'est étendu sur une surface donnée aura été pâteux, plus les traces du mouvement que son extension a nécessité auront été persistantes. Si un corps solide ou presque solide venait à être aplati de manière à prendre la forme d'une grande plaque, il présenterait, dans tous ses points, des traces d'écrasement. La ductilité du fer ne l'empêche pas de contracter, dans l'acte du laminage, une disposition fibreuse dans le sens de son allongement. L'absence, dans les basaltes, de toute trace persistante de mouvement est donc un motif pour supposer qu'ils étaient doués, au moment de leur émission, d'une très grande fluidité.

Le fait de la grande fluidité initiale des basaltes, est d'ailleurs indiqué par la circonstance que des nappes souvent très étendues de cette roche ont été épanchées par des ouvertures fort étroites. Il serait difficile de concevoir qu'une matière aussi peu conductrice de la chaleur que le basalte, après s'être épanchée par un orifice étroit, se fût refroidie assez vite pour ne pas avoir le temps de couler, par le seul effet de sa pesanteur, sur une déclivité un tant soit peu sensible. Enfin, cette grande fluidité de la plupart des basaltes, au mo

ment de leur épanchement, se trouve établie d'une manière indépendante de toute hypothèse, par la grande étendue que présentent si souvent les nappes basaltiques, avec une épaisseur sensiblement constante sur des surfaces horizontales où une matière un tant soit peu pâteuse n'aurait formé qu'un dôme plus ou moins surbaissé.

Ces considérations me conduisent à m'occuper des différences qui paraissent avoir très fréquemment existé entre le mode d'émission des basaltes et celui des laves de nos volcans actuels.

Il ne serait pas impossible, sans doute, que tous les basaltes de l'Auvergne eussent coulé exactement de la même manière que ceux de Thueys et du Tartaret. Je devais mettre cette hypothèse en première ligne, car c'est nécessairement celle qu'adoptent les personnes qui ne voient, dans le massif du Cantal, qu'un Etna démantelé. Il est, en effet, évident qu'admettre la moindre différence essentielle et constante entre l'état de fluidité des basaltes et celui des laves basaltiques, serait de la part des personnes qui supposent que tous les massifs de matières volcaniques, formés à l'air libre, l'ont été exactement de la même manière que les cônes des volcans modernes, un premier pas rétrograde. Mais en montrant que, même dans la supposition d'une complète identité dans le mode d'émission des basaltes et des laves,

le Cantal devrait être regardé comme un cône de soulèvement, je ne me suis appuyé en aucune manière sur la supposition d'une pareille identité. Je puis donc maintenant revenir sur les différences qui pourraient avoir existé entre le mode d'émission des basaltes et celui des laves; et si, considérées en elle-mêmes, ces différences sont de nature à rendre improbable la formation, par simple voie d'éruption, d'un cône tel que le Cantal, elles viendront naturellement à l'appui de mes conclusions précédentes.

Il est plus aisé de faire ressortir l'opposition de caractères qui existe entre les laves et les basaltes, sous le rapport de l'état des masses au moment de leur solidification, que de limiter, d'une manière précise, ce qu'on doit entendre par basaltes. Cette limitation est peut-être même impossible.

D'une part il paraît, ainsi que je l'ai rappelé, qu'il existe, dans les laves mêmes de l'Etna, des parties d'une texture à peu près basaltique; et, dans tous les cas, il est certain que les coulées de Thueys et de Tartaret, qui présentent de véritables basaltes à leur extrémité inférieure, sont sorties de cônes de scories qui ne présentent, avec ceux des environs de Clermont, aucune différence appréciable; mais il est également certain que les basaltes se lient par une gradation insensible aux roches dites trappéennes.

Les géologues anglais et écossais ont, pour la plupart, renoncé à établir une ligne de démarcation tranchée entre les basaltes de la chaussée des Géans et de Staffa et les roches trappéennes dites Whinstones et Toadstones, qu'ils appellent souvent basaltes. M. Léonhardt a compris toutes ces roches dans sa monographie des basaltes; et on doit convenir que la rareté du péridot dans certains basaltes, tels que ceux de Staffa, et le fait constaté par M. G. Rose de l'identité fondamentale de l'amphibole et du pyroxène, rendent à peu près illusoirs les caractères tranchés à l'aide desquels on a cherché jusqu'ici à établir un point d'arrêt dans cette longue série. Quelles que soient d'ailleurs les différences que des recherches ultérieures pourraient établir entre les trapps écossais et les basaltes proprement dits, il est certain qu'ils ont rempli, comme beaucoup de basaltes, des crevasses dans les roches préexistantes, qu'ils se sont épanchés comme eux à la surface du sol, qu'ils se sont de même divisés en prismes d'une régularité souvent parfaite, et qu'ils ont produit, sur les différentes roches avec lesquelles ils ont été en contact, le même genre d'altération; de sorte qu'on ne serait fondé à supposer, entre le genre de fluidité qu'ils ont possédé et le genre de fluidité qu'ont possédé les basaltes les plus chargés de péridot, aucune différence nettement tranchée.

Il est toutefois évident que, bien que les basaltes et les trapps forment une série continue, il n'y a pas eu identité complète dans le mode d'émission, à la surface du globe, de tous les termes de cette série. L'abbé Ferrara, dans son ouvrage intitulé : *I campi Flegrei della Sicilia*, imprimé en 1810, insistait déjà, et à ce qu'il me semble avec beaucoup de raison, sur la nécessité d'admettre une différence d'origine entre les basaltes prismatiques des îles Cyclopes et de plusieurs autres points de la base de l'Etna, et les laves de l'Etna moderne, qui, en se refroidissant sur ces flancs et même sur les rivages qui l'avoisinent, n'y ont contracté que dans des cas extrêmement rares et sur une très petite échelle la division prismatique. M. Bertrand Roux de Doué et M. Burat ont insisté, de leur côté, sur la possibilité de diviser les éruptions basaltiques du Vivarais et du Velay en plusieurs séries d'âge différent; sur la ressemblance que le mode d'émission des basaltes les plus récents paraît avoir eue avec celui des laves actuelles, et sur les différences de plus en plus grandes qu'a présentées, avec celui des laves actuelles, le mode d'émission des basaltes de plus en plus anciens. La loi reconnue par ces trois géologues se trouve confirmée par le fait que, si on prolonge la série basaltique jusqu'au trapps, dont les basaltes les plus anciens

se rapprochent graduellement, on arrive à constater un mode d'éruption essentiellement différent de celui des volcans actuels.

Il me suffira, pour établir cette différence, de rappeler brièvement, d'après MM. Jackson et Alger, les circonstances du gisement des trapps de la Nouvelle-Écosse.

Sur le revers N.-O. de la Nouvelle-Écosse, une langue de terre élevée, plus élevée même que l'intérieur du pays, et désignée par le nom de Montagnes du Nord (*the North Mountains*), s'étend le long de la côte de la baie de Fundy, comme une digue naturelle et presque rectiligne, séparée des collines de l'intérieur, par la baie de Sainte-Marie, le bassin d'Annapolis et le bassin des mines, qui sont presque liés entre eux par des terrains bas formés d'alluvions. Cette langue de terre est composée d'un trapp qui se divise naturellement en gros prismes verticaux plus ou moins réguliers. Du côté de l'intérieur, les flancs de la masse trappéenne sont arrondis; et leur pied, abrité du vent du N.-O. par la masse elle-même, présente un sol fertile, formé du mélange des matériaux provenant de la destruction du trapp et du grès sur lequel il repose; sol orné de riches cultures, qui ont fait surnommer les environs d'Annapolis le jardin de la Nouvelle-Écosse. Partout, au contraire, où le pied de la masse trap-

péenne est battu par les flots de la baie de Fundy et par ses marées de 70 pieds de hauteur, elle présente des faces abruptes et presque perpendiculaires. Les joints naturels qui divisent la masse de trapp en prismes verticaux sont la cause de cette disposition, qui donne, à toute la côte qui en est formée, un aspect à la fois si rude et si pittoresque. La destruction continuelle qui renouvelle sans cesse la fraîcheur de ces falaises, et les empêche de s'arrondir comme les pentes qui regardent l'intérieur du pays, donne lieu à des accidens variés dont un grand nombre sont représentés dans les vues qui accompagnent le mémoire des deux géologues américains. L'œil compare avec étonnement les dimensions des plus grands arbres et des plus grands vaisseaux à celles de ces monumens de la nature. Les colonnades basaltiques de l'île de Staffa et de la chaussée des Géans sembleraient presque d'élégantes miniatures, à côté des gigantesques escarpemens qui bordent la brèche par laquelle les eaux de la mer, traversant la digue trappéenne, pénètrent dans le tranquille bassin d'Annapolis, où une flotte entière se rirait des tempêtes, sous la protection de cette énorme muraille.

« La formation trappéenne de la Nouvelle-Écosse, disent dans leurs conclusions MM. Jackson et Alger, s'étend de l'est à l'ouest, sur une

» longueur de 130 milles (21 myriamètres ou 45
» lieues), et forme, comme dépôt de trapp, un
» des champs les plus étendus et les plus fertiles
» de recherches minéralogiques et géologiques
» que présente le monde connu. Différant en cela
» de la plupart des formations étendues de la
» même roche, sa largeur est tout-à-fait hors de
» proportion avec sa longueur; elle n'excède nulle
» part trois milles, et dans quelques endroits, où
» elle a été entamée sur le rivage de la mer par
» des ravins profonds, elle présente à peine une
» largeur égale au centième de sa longueur. En
» prenant une moyenne, on trouverait probable-
» ment que la largeur de la masse totale des mon-
» tagnes du Nord, en y comprenant la presque île
» de Digby, n'excède pas le trentième de sa lon-
» gueur totale. D'après cette circonstance, on doit
» être porté à y voir un immense dyke élevé de
» dessous le grès à travers quelque crevasse large
» et continue, produite par le soulèvement sou-
» dain de ses couches, ce qui ne lui a permis
» d'acquérir, en coulant de part et d'autre, qu'une
» étendue très limitée en largeur; et si on doit
» admettre une théorie quelconque, nous ne
» concevons pas comment l'origine d'une masse
» si singulièrement disproportionnée peut être
» expliquée d'aucune autre manière. La régularité
» de son contour, sa continuité, et particulière-

» ment sa direction presque en ligne droite, sont
 » contraires à l'idée de la regarder comme le ré-
 » sultat d'éruptions successives, et viennent à l'appui
 » de l'opinion que nous venons d'exprimer relativement
 » à son origine (1). »

Cette masse ayant une longueur de 130 milles (environ 21 myriamètres ou 45 lieues), une largeur moyenne de 3 milles (plus de 5000 mètres) et s'élevant moyennement de plus de 250 pieds (ou 75 mètres) au-dessus de la mer, dans laquelle elle s'enfonce d'une quantité inconnue, le volume de la seule partie visible de cette masse est d'environ 78,750,000,000 de mètres cubes, c'est-à-dire égal à 130 fois le volume de la coulée de 1669, l'une des plus considérables que l'Etna ait vomies; car, d'après les évaluations de l'abbé Ferrara, déjà mentionnées ci-dessus, le volume de cette dernière coulée n'est que de 600,000,000 de mètres cubes. On arrive, il est vrai, à des nombres plus considérables, en combinant les trois dimensions de quelques coulées, telles que celles de 1783 en Irlande, celles de 1775 à l'Etna; mais comme les largeurs et les épaisseurs de ces coulées rapportées par les observateurs sont les largeurs et les épaisseurs maximum, les résultats

(1) *Remarks on the mineralogy and geology of Nova Scotia*; par MM. Jackson et F. Alger, p. 59.

de ces calculs sont évidemment de beaucoup supérieurs à la réalité. M. Cordier, après avoir cubé différentes coulées, dit dans son Essai sur la température de l'intérieur de la terre, p. 76, qu'il se croit fondé à prendre le volume d'un kilomètre cube (1,000,000,000 de mètres cubes), comme le terme extrême du produit des éruptions considérées en général. Ce terme extrême ne serait encore que le 78^e du volume de la partie visible de la masse trappéenne de la Nouvelle-Ecosse. Si cette masse était amoncelée en forme de cône sur une base circulaire égale à la base inférieure de tout le massif de l'Etna, base dont le rayon mesuré sur la carte de Smyth est d'environ 20,000 mètres, le cône qu'elle formerait aurait près de 900 mètres de hauteur, ce qui montre que son volume est comparable, non à celui d'une coulée unique de l'Etna, mais à celui de la totalité des déjections, qui, depuis un laps de plusieurs milliers d'années, sont venues recouvrir les assises d'un caractère différent, dans lesquelles est ouvert le val del Bove. Comment donc pourrait-on supposer que cette masse trappéenne, au lieu d'être, comme l'admettent les auteurs qui l'ont décrite, le résultat d'un épanchement opéré d'un seul coup par une énorme brevasse, serait un simple reste d'un ancien système volcanique, comparable à l'Etna moderne? N'est-il pas, au contraire, évi-

dent, d'après ce seul exemple, que, dans la série des phénomènes dont les basaltes et les trapps sont le produit, il y en a eu qui, à certains égards, ont différé d'une manière complète des phénomènes volcaniques actuels?

Dans cette série, les basaltes du Cantal appartiennent à des termes qui s'éloignent déjà sensiblement des basaltes les plus récents, d'où il résulte nécessairement que leur mode d'émission doit avoir différé notablement de celui des laves de nos volcans d'aujourd'hui. Si donc le mode d'émission des laves actuelles se trouvait être seul en possession de produire directement de hautes montagnes coniques, le mode d'émission des basaltes du Cantal se trouverait n'avoir aucun rapport direct avec la forme conique actuelle du massif dont ils font partie.

Or c'est là précisément ce que nous indique un coup d'œil général jeté sur l'ensemble des masses trachytiques, basaltiques, et trappéennes, répandues sur la surface du globe. Une remarque analogue a déjà été faite par M. Daubeny.

Dans les contrées où les formations basaltiques et trappéennes ont acquis le plus de développement, un examen attentif de leur gisement montre toujours qu'elles se composent d'un nombre plus ou moins grand de lambeaux, indépendans les

uns des autres, qui ne se coordonnent jamais à l'entour d'un point central et culminant avec le degré de régularité qui s'observe dans les déjections successives de nos foyers volcaniques actuels.

Les basaltes qui s'élèvent obliquement sur les flancs des massifs coniques dont nous discutons l'origine, ne jouissent, à cet égard, d'aucun privilège, et l'excellente description que M. Burat a donnée du manteau basaltique du Cantal montre qu'il se compose lui-même de nombreux épanchemens, indépendans les uns des autres, qui, si ce manteau était rabattu dans un plan horizontal, rentreraient complètement dans la règle que je viens de signaler.

Chacun de ces lambeaux indépendans les uns des autres, dont toutes les agglomérations basaltiques et trappéennes se composent, se rapproche à la vérité, par sa forme, de certaines éruptions latérales des volcans modernes, de manière à ce que son origine par voie d'éruption ne puisse être révoquée en doute; mais c'est à cela seulement que dans la grande majorité des cas se réduit toute la similitude de ces anciennes éruptions et de celles dont nous sommes les témoins.

Si en passant en revue tous les terrains basaltiques et trappéens que nous connaissons, nous mettons de côté les basaltes qui font partie des

flancs des massifs coniques, objet de la discussion, ce qui laisse toujours la très grande majorité des basaltes connus, dans le cercle de notre investigation, nous remarquerons qu'ils se divisent, ainsi que les trapps, en deux catégories, plus ou moins distinctes l'une de l'autre, savoir : 1° les basaltes et les trapps qui traversent les terrains de filons ou sous forme de dykes, ou bien en colonnes irrégulières, présentant à leur partie supérieure, au niveau du sol, un élargissement, une espèce de chapiteau en forme de champignon auquel Desmarest avait donné le nom de culot. Tels sont les basaltes des cimes de l'Erzgebirge, des environs d'Eisenach, de la côte d'Essey dans les Vosges; ces basaltes paraissent être arrivés au jour par des déchirures ou des trous de l'écorce terrestre, et les avoir seulement bouchés sans se déverser considérablement autour de leur orifice. Ils se montrent quelquefois à d'assez grandes hauteurs.

La seconde catégorie se compose des basaltes et des trapps en larges nappes continues et sensiblement horizontales, présentant fréquemment, sur leurs bords dégradés, des colonnades de prismes verticaux. Celles de ces nappes qui ne présentent aucune trace de dérangemens considérables, se trouvent universellement à de faibles hauteurs. C'est à de faibles hauteurs que se trouvent en effet les basaltes et les trapps du Cap de

Bonne-Espérance, de Sainte-Hélène, de l'Ascension, de Gorée, des petites Antilles, des États-Unis, de la Nouvelle-Écosse, du Groënland, de l'Islande, de l'Irlande, de l'Écosse, de l'Hindoustan, des îles de l'Archipel grec sur la côte d'Asie, de l'Italie, de la Hongrie, et les basaltes ou grandes nappes du nord de l'Allemagne (Meissner, Vogelsgebirge, Westerwald, etc., etc.). Si la mer s'élevait de la moitié de la hauteur absolue du plomb du Cantal ou de 930 mètres, ou, ce qui revient au même, si elle s'élevait au-dessus des plateaux qui lui servent de base, elle recouvrirait et même elle surpasserait de beaucoup tous les basaltes et les trapps en grandes nappes, dont on peut assurer qu'ils sont restés à peu près dans la position où la nature les avait produits primitivement. Ces grands épanchemens basaltiques et trappéens paraissent donc ne s'être généralement produits que dans des plaines ou sur des plateaux peu élevés, où ils n'ont pu que s'étendre horizontalement.

Il était si peu dans la nature propre des anciennes éruptions qui s'opéraient sporadiquement sur des surfaces plus ou moins étendues, de produire des accumulations de forme conique, que même lorsque leurs produits ont été privés presque complètement de la faculté de s'étendre et de s'affaisser en coulant, elles n'ont produit que

des masses tuberculeuses bien éloignées de présenter le profil régulier qui caractérise ce qu'on appelle les cratères de soulèvement.

Les phonolithes, les domites, et même les trachytes sont souvent sortis, comme les mélaphyres, les serpentines et les porphyres rouges, dans un état presque solide ou très pâteux; et lorsqu'il n'y a eu qu'une seule éruption isolée, il en est résulté un dôme ou un cône comme le Gerbier-de-Joncs, le Puy-de-Dôme, le Chimborazo, le Cotopaxi. Mais, lorsque des éruptions de ce genre se sont multipliées dans un espace circonscrit en nombre comparable à celui des éruptions anciennes dont l'Auvergne présente l'accumulation, elles n'ont produit que des masses tuberculeuses, sans caractère bien prononcé et sans convexité générale considérable.

Les trachytes de la Hongrie étaient certainement plus propres que ceux de l'Auvergne à produire un massif bombé vers son centre, puisqu'ils sont sortis pâteux, et se sont élevés sous forme de dômes à l'entour desquels leurs conglomérats se sont plus ou moins étendus; tandis que les trachytes du Mont Dore, et même souvent ceux du Cantal, sont arrivés à la surface assez liquides pour s'étendre en larges nappes, et recouvrir plus ou moins complètement les conglomérats qui au Mont Dore ne sont visibles que dans les déchi-

rures. Le basalte, encore plus fluide, tendait à faire naître une uniformité plus grande encore dans la surface des massifs de déjections anciennes de l'Auvergne. Cependant, la surface du groupe trachytique de Schemnitz, si bien décrit par M. Beudant, quoique beaucoup moins plane que celle des systèmes trappéens et basaltiques que j'ai cités précédemment, est beaucoup moins bombée que celle du Mont Dore; et même que celle du Cantal. Le dôme trachytique le plus élevé du groupe de Schemnitz est, d'après M. Beudant, le mont Szitna, qui atteint 1,045 mètres au-dessus de la mer; le mont Szitna est à environ 3 lieues ou 13,333 mètres des bords les plus rapprochés du groupe qui sont élevés d'environ 300 mètres, d'où il est aisé de calculer que, de sa cime au bord du massif, la pente générale est seulement de $3^{\circ} 12'$. Dans toutes les autres directions, la pente générale est beaucoup moindre; elle se réduit presque toujours à moins de 2° ; souvent même à moins de 1° . Au Cantal, les pentes générales les plus ordinaires, qui sont en même temps les plus faibles, sont de 4° . Au Mont Dore, la pente moyenné générale est de plus de 8° .

Le fait que les terrains de trachytes et de phonolithes présentent partout des dômes accumulés les uns sur les autres; le fait que dans la grande majorité des cas les terrains basaltiques et trap-

péens ne présentent que des dykes et des nappes horizontales, sans la plus légère trace d'un cône d'éruption comparable soit au Vésuve, soit à l'Étna, soit même aux Puys de Thueys et du Tartaret, n'indiquent-ils pas évidemment que ces roches ont eu des modes d'éruption particuliers? Si chaque district, basaltique, trachytique ou trappéen, avait présenté dans l'origine un cône d'éruption, comment ces cônes auraient-ils presque toujours disparu? Ne serait-il pas naturel de présumer que la différence qui a existé entre les éruptions basaltiques, trachytiques et trappéennes et celles des volcans actuels, était de nature à y rendre moins nécessaire et plus difficile la production d'une montagne conique? Or, quelle est la circonstance qui, dans les volcans actuels, entraîne comme conséquence nécessaire, la production d'un cône d'éruption: n'est-ce pas le rôle prépondérant qu'y jouent les dégagemens de substances gazeuses?

Les substances gazeuses ont certainement joué un rôle dans les éruptions basaltiques et trappéennes. Le fait que les dykes basaltiques et trappéens sont presque toujours bulleux près de leurs parois, celui que les nappes basaltiques le sont de même près de leur surface inférieure et supérieure, celui que les basaltes sont généralement accompagnés de scories, prouvent invinci-

blement que les basaltes et même les trapps sont arrivés à la surface du globe comme les laves de nos volcans actuels, pénétrés d'une quantité plus ou moins grande de substances gazeuses qui les rendaient comparables à une éponge liquide ; mais la quantité de ces gaz pourrait avoir été beaucoup moins grande dans le cas des basaltes et des trapps, leur rôle pourrait avoir été moins prépondérant que dans les volcans modernes.

Si on admettait cette supposition, on concevrait immédiatement que les gaz étant le principal agent qui élargit et tient ouvertes les cheminées de nos volcans, les basaltes n'ont pas eu la même tendance que les laves de nos jours à sortir toujours par une même cheminée, et à élever autour d'elle une haute montagne conique. Ce n'est que parce qu'un volcan est une espèce de machine à vapeur, qu'il entasse autour de son orifice une masse conique de déjections. Ce sont les gaz qui empêchent la cheminée volcanique de se boucher complètement, et qui commencent par la déboucher à chaque nouvelle éruption, en projetant sous forme solide les matières qui l'obstruaient. Si une colonne de matières fondues, non mélangées de gaz, venait à s'élever dans la cheminée d'un volcan, elle la boucherait pour toujours, et elle obligerait les feux souler-

rains à se frayer un nouveau canal après d'horribles convulsions.

Si on admettait que dans les éruptions basaltiques et trappéennes, les substances gazeuses ont joué un moins grand rôle que dans les éruptions des volcans actuels, on concevrait immédiatement que par suite de la même circonstance il a été naturel aux basaltes de se faire jour en une multitude de points isolés, en brisant et en soulevant quelquefois le sol préexistant, comme cela a eu lieu au Meissner; que par conséquent il est tout simple que la plupart des terrains basaltiques et trappéens ne présentent pas des cônes, et soit répandus par lambeaux dans des contrées plus ou moins unies. On concevrait aussi pourquoi ils ne se sont généralement épanchés en grandes nappes que dans les contrées peu élevées.

Il est rare que dans les volcans actuels de très grands épanchemens de lave se fassent à de grandes hauteurs. M. Boussingault a définitivement constaté que les grands volcans de l'équateur n'ont jamais répandu de coulées de laves sur les plateaux élevés de Quito et de la Nouvelle-Grenade, et encore moins sur leurs propres flancs. Si dans les éruptions basaltiques la force élastique des substances gazeuses a joué un rôle moins énergique, on conçoit tout de suite qu'à cette époque les

grands épanchemens ont dû être encore plus rares à des hauteurs considérables ; si des ouvertures se sont faites dans des parties un peu saillantes de la croûte terrestre, le basalte n'a dû faire en général que les remplir sans s'épancher en grande quantité par leur orifice , et que les grands épanchemens basaltiques n'ont dû se faire que sur les parties basses de l'écorce terrestre.

Si les substances gazeuses avaient été moins abondantes lors des éruptions basaltiques, on concevrait encore que les basaltes, moins pénétrés de gaz que les laves, étant par cela seul plus denses, et devant en même temps conserver plus longtemps leur fluidité, attendu que le dégagement d'un grand volume de gaz est nécessairement pour les laves actuelles une cause puissante et rapide de refroidissement, les basaltes ont eu bien moins de facilité que les laves à se fixer sur des pentes, et bien plus de facilité, au contraire, à gagner en totalité les lieux bas où ils sont arrivés encore très chauds, et où ils se sont solidifiés par un repos prolongé.

La supposition que les fluides élastiques auraient joué un rôle moins considérable dans les éruptions anciennes (basaltiques et trachytiques) que dans les éruptions modernes, aurait sans doute pour effet de rendre moins décisive la partie de la dissemblance entre les laves et les nappes

d'anciennes matières volcaniques , qui consiste dans la différence de cellulosité; mais elle laisserait subsister, ainsi que je l'ai déjà indiqué, la partie principale de cette différence, celle qui résulte de la présence ou de l'absence de traces de mouvement, et elle entraînerait en même temps des conséquences difficiles à concilier avec l'idée d'expliquer la forme des cônes revêtus de basalte, sans avoir recours à l'hypothèse d'un soulèvement. Si on admet que les fluides élastiques n'ont pas joué dans la production de ces cônes le même rôle dans les volcans actuels, on attaque dans sa base l'explication qu'on voudrait donner de leur forme conique, et on exclut toute idée d'analogie entre eux et le Vésuve ou l'Etna; et si, pour conserver une raison suffisante de la forme conique, on admet qu'à l'époque trachytique et basaltique, les dégagemens de fluides élastiques jouaient le même rôle que dans les éruptions actuelles, on laisse dans sa plus grande netteté l'argument tiré de l'opposition qui existe entre l'uniformité des basaltes du Cantal et l'hétérogénéité des laves basaltiques qui sur les flancs de l'Etna couvrent des pentes du même ordre.

Je suis bien loin de regarder comme à l'abri de toute objection la supposition qu'une différence plus ou moins grande, dans la quantité des flui-

des élastiques dégagés, aurait constitué la principale différence entre les éruptions basaltiques et trappéennes et celles des volcans actuels. Je n'ai présenté cette hypothèse que comme un moyen de mieux faire sentir l'importance de considérer d'un seul coup d'œil, l'ensemble des gisemens des basaltes et des trapps, si abondamment répandus sur toute la surface du globe. Je ne doute pas que le mode d'émission de ces roches ne soit pendant long-temps encore un sujet de discussion; mais, au milieu de ces discussions, deux choses resteront évidentes : la première, qui se manifeste par la simple comparaison des niveaux, consiste en ce que les nappes basaltiques qui s'élèvent obliquement sur les flancs de ces massifs coniques, dont l'origine est en discussion, ne sont pas moins anormales par le fait de l'élévation absolue qu'elles atteignent, que par celui de l'obliquité avec laquelle elles y parviennent; la seconde consiste en ce qu'il y a eu de grandes différences entre le mode d'émission de matières fondues qui ont pris également la compacité basaltique (témoins les trapps de la Nouvelle-Écosse, comparés aux coulées de Tueys et du Tartaret), en ce que, par conséquent, on doit chercher la cause de cette compacité, non dans le mode d'émission de ces matières fondues, mais dans leur mode de solidification. Or, l'hypothèse du soulè-

vement des nappes basaltiques inclinées répond à la fois à ces deux observations fondamentales.

Si un rabattement pareil à celui que j'ai supposé précédemment, au Cantal, au Mont Dore, et au Mezenc, était opéré en même temps dans tous les autres cônes, revêtus aussi de nappes basaltiques, tels que ceux de Palma, de Ténériffe, de la grande Canarie, et si la position rabattue des basaltes qui les couvrent était considérée comme leur position initiale, l'anomalie de la hauteur absolue de ces basaltes disparaîtrait avec celle de leur obliquité, et tout l'ensemble de la grande formation basaltique et trappéenne se trouverait ramené à une position tellement simple, que le commencement de théorie nécessaire pour rendre compte de cette uniformité de structure de chaque coulée, qui en forme pour ainsi dire le cachet, se présenterait avec une extrême simplicité. Il se réduirait, en effet, à dire que, malgré l'évidente diversité du mode d'émission des différentes masses de ces roches, chaque coulée a pris une texture uniforme, parce que, d'après la position horizontale dans laquelle nous les avons toutes replacées, chacune d'elles a dû se solidifier avec la même tranquillité et la même uniformité que les parties qui se sont refroidies sans aucun trouble possible dans les ouvertures des dykes ou filons.

L'extrême simplicité de ce premier aperçu théorique, qui laisse le champ libre à toutes les spéculations ultérieures sur le mode d'émission des basaltes et des trapps, me semble équivaloir presque à une démonstration de son exactitude; et comme il ne devient admissible que par suite de la position uniforme dans laquelle le rabattement supposé a remplacé tous les basaltes, son admission entraîne, comme conséquence nécessaire, l'hypothèse du soulèvement après coup de tous les cônes revêtus de basalte.

Si on pouvait parvenir à prouver que le manteau basaltique, soit du Cantal, soit de Palma, soit de l'une quelconque de ces montagnes coniques dont on discute l'origine, a été formé dans sa situation inclinée actuelle, cette simplicité disparaîtrait de la science, sans être remplacée par une simplification équivalente dans aucune autre partie des théories géologiques; car, d'après ce qui a été dit plus haut, il ne saurait en résulter que toutes les substances fondues qui sont sorties du sein de la terre aient été vomies exactement de la même manière que nos laves de nos volcans modernes, et qu'il n'y ait jamais eu, sur la terre, qu'un seul mode d'éruption. Si, au contraire, on admet les diverses considérations auxquelles nous avons été conduits, on arrive à conclure qu'il n'y a, sur la terre, de montagnes coniques

considérables que celles qui sont dues à de grands dégagemens de fluides élastiques, et celles qui sont dues à des soulèvemens; ce qui explique l'existence de toutes les aspérités de notre globe, par la seule intervention des agens mécaniques dont l'existence nous est démontrée.

La simplicité de ces résultats présente une harmonie aussi remarquable que naturelle avec celle qui a été introduite dans la théorie des montagnes couvertes de restes marins, lorsqu'on a substitué l'hypothèse de leur soulèvement à celle de l'abaissement progressif du niveau des mers, et aux autres échafaudages des anciens géologues. L'hypothèse du soulèvement des basaltes se rattache, au reste, à celle du soulèvement des couches déposées dans la mer depuis que MM. Webb et Berthelot ont recueilli, à la grande Canarie, des coquilles marines dans le terrain basaltique. M. Webb dit, en effet, dans sa Notice générale sur la géologie des îles Canaries, que, « dans le voisinage de » la ville de las Palmas, on trouve une couche » inter-basaltique qui contient une infinité de » cardiums et d'autres coquilles marines.» (Voyez *Annales des sciences et de l'industrie du Midi de la France*, t. III, p. 203.) MM. Berthelot et Webb ont bien voulu me montrer ces coquilles dans leur importante collection, et je tiens d'eux-

mêmes qu'elles ont été prises à une hauteur de 5 à 600 pieds au-dessus de la mer.

L'observation de MM. Webb et Berthelot présente, sous d'autres rapports, un genre d'intérêt que je ne puis passer sous silence. Elle prouve qu'une partie au moins des basaltes de la grande Canarie ont coulé sous les eaux de la mer. D'un autre côté, le fait que les basaltes superficiels de l'Auvergne ont coulé sur un sol continental habité par les hyènes, les rhinocéros, les cerfs et les autres quadrupèdes de la période antédiluvienne, se trouve, depuis les recherches de MM. l'abbé Croizet, Jobert et Bertrand de Doue, au nombre des vérités les mieux établies de la géologie ; et comme les basaltes de la grande Canarie et ceux de l'Auvergne ne présentent que d'assez légères différences, on voit que la circonstance de couler à l'air libre ou sous les eaux ne produit, dans la forme que prennent les matières volcaniques, que des effets peu sensibles et infiniment moins prononcés que ceux qui résultent de l'influence du repos ou du mouvement de la matière au moment de sa solidification.

La théorie des cratères de soulèvement se réduit, en dernière analyse, à reconnaître la formation des vallées d'élévation dans des contrées antérieurement volcanisées. On doit nécessairement admettre en principe que de pareilles val-

lées doivent exister, à moins qu'on ne suppose que les parties de l'écorce terrestre sur lesquelles des nappes basaltiques se sont étendues, ont acquis par là le privilège d'échapper à l'action des forces perturbatrices dont personne ne refuse plus de reconnaître les traces, dans les points que d'anciennes mers ont recouverts de leurs sédiments. Il me semble même qu'*a priori*, la production de ces vallées est en elle-même plus probable, en même temps qu'elle est plus facile à calculer, ainsi que M. Boblaye l'a fait remarquer, dans les points où la croûte du globe avait été préalablement tourmentée par les feux volcaniques, que dans ceux où un repos prolongé lui avait permis de se consolider complètement. Cependant on nie cette plus grande probabilité; on dit que la production d'un soulèvement, au milieu d'un ancien épanchement volcanique, est un fait improbable. Tel est le point de départ de la seconde des trois objections principales dont j'ai parlé.

On appuie spécialement cette seconde objection sur ce que, dans le Cantal et même peut-être dans tous les cratères de soulèvement, ou au moins dans tous ceux de l'Auvergne, l'épaisseur visible des matières volcaniques paraît être plus petite dans les parties qui se rapprochent des bords de l'espace disloqué, qu'elle ne l'est dans les parties les plus voisines du centre de dislocation. On

trouve bizarre de supposer que les matières vomies du sein de la terre se sont accumulées d'abord dans des bassins, et que c'est précisément près du centre, plutôt que vers les bords, ou même à l'extérieur de ces anciens bassins, que les forces soulevantes ont fait sentir leur action de la manière la plus prononcée. On dit qu'une pareille rencontre, si elle est possible, ne peut être que fortuite, et que par conséquent elle est en elle-même improbable.

A cela je répondrai premièrement : que tout conduit à supposer qu'à l'époque où commencèrent en Auvergne les plus anciennes éruptions volcaniques, il devait y exister des dépressions, et que c'est près de ces dépressions que les éruptions devaient le plus probablement avoir lieu ;

Secondement, que l'effet le plus immédiat de ces éruptions a dû être de combler les dépressions dont il s'agit ;

Troisièmement ; qu'un examen attentif des anciennes accumulations volcaniques de l'Auvergne montre qu'en effet elles se sont amoncelées dans des dépressions préexistantes ;

Quatrièmement, enfin, que si, après les éruptions, le sol de l'Auvergne était venu à être disloqué, les points où les éruptions avaient eu lieu précédemment devaient céder de préférence, et que cette coïncidence était rendue encore plus

nécessaire par la circonstance que les éruptions avaient eu lieu dans des dépressions;

D'où il résultera que la coïncidence dont il s'agit était si loin d'être improbable, qu'il serait au contraire singulier qu'elle ne se fût pas présentée.

Le sol de l'Auvergne a cessé de très bonne heure d'être plat et uni. Ainsi que M. Dufrénoy l'a déjà fait remarquer, des dépôts houillers, des dépôts lacustres, des dépôts d'alluvion, s'y sont amoncelés à diverses époques, sur d'énormes épaisseurs, dans des dépressions plus ou moins circonscrites. L'uniformité que le sol de l'Auvergne nous présente aujourd'hui dans une partie de son étendue n'aurait pu, à aucune époque, s'étendre à tout son ensemble; sans constituer dans son histoire générale une circonstance exceptionnelle. Pourquoi, à l'époque des premières éruptions trachytiques, le sol de l'Auvergne se serait-il trouvé en entier dans cet état exceptionnel? pourquoi n'aurait-il pas présenté des inégalités du même ordre que celles qu'il avait présentées auparavant, qu'il a présentées depuis, qu'il présente même encore de nos jours, où les vallées de la Loire, de l'Allier, de la Dordogne, de la Sioule, y forment des sillons très profonds?

Il est donc naturel de penser que diverses dépressions existaient dans le sol de l'Auvergne

à l'époque où la matière des éruptions trachytiques et basaltiques s'élaborait dans les laboratoires intérieurs.

Ces dépressions, comme les inégalités du sol actuel, devaient se rattacher plus ou moins directement à des dislocations antérieures de l'écorce terrestre. Or il est notoire que toutes les fois que les forces volcaniques se font jour jusqu'à la surface du globe, elles choisissent de préférence les fractures préexistantes, et se placent vers la ligne de jonction des parties basses et des parties déjà soulevées. La chaîne des Puys, la double chaîne des volcans de Quito, présentent des exceptions à cette règle; mais ce sont des exceptions, et c'est parce que la règle existe que la plupart des terrains volcaniques sont situés, soit dans le voisinage de la mer, soit du moins au pied des chaînes de montagnes.

Si donc le sol de l'Auvergne présentait des dépressions à l'époque où commencèrent les éruptions trachytiques et basaltiques, c'est dans ces dépressions ou sur leurs bords qu'elles ont dû le plus probablement avoir lieu, et leur effet naturel a dû être de commencer par les approfondir encore davantage, en projetant, en entraînant leur fond; et de les remplir ensuite de leurs produits amoncelés.

Ce que je ne viens de présenter d'abord que

comme un enchaînement de conjectures probables, s'est effectivement réalisé dans un des points de la France centrale les plus justement célèbres par les observations géologiques qui y ont été faites. Je laisse d'abord parler à cet égard Dolomieu, qui s'exprimait de la manière suivante, dans une note jointe au rapport qu'il fit à l'Institut national, sur ses voyages de l'an V et de l'an VI. (Voyez *Journal des mines*, t. VII, p. 412.)

« Le bassin au milieu duquel s'élève isolément, le mont Corneille, sous les flancs duquel est située la ville du Puy (Haute-Loire), et le mont Saint-Michel, qui, par sa forme, ressemble à un obélisque, tous deux formés d'une brèche volcanique, dont l'agglutination peut s'être faite également par la voie sèche comme par la voie humide, ce bassin, dis-je, présente l'indication de plusieurs époques bien distinctes. »

1° et 2° Les deux premières époques indiquées par Dolomieu se rapportent à la période trachytique et à la période tertiaire dont l'ordre de succession a été depuis reconnu inverse de celui qu'il avait présumé.

« 3° Il y a eu creusement au milieu de ce remplissage (tertiaire), et le nouvel espace excavé a été occupé par des tufs volcaniques, sur lesquels reposent des cailloux roulés de différens

» genres, les uns de laves compactes et poreuses,
» semblables à celles des plateaux supérieurs (basaltes); d'autres de roches granitiques, telles
» que celle qui sert de base aux côtes voisines;
» quelques-unes de pétrosilex verts, à pâte fine,
» pareils à celui de la montagne de Pertuis, distante de deux lieues; d'autres, enfin, venant
» de plus loin, et dont en place originelle je n'ai
» point trouvé d'analogues.

» 4° Sur cet amas de matières différentes, qui
» ne s'élevait pas jusqu'aux bords de la nouvelle
» vallée, sont descendus de différens côtés des
» courans de laves, lesquels paraissent de différentes époques; car la lave prismatique (basalte)
» qui forme le sommet isolé, dit *Mont-Rognon*,
» qui repose sur la couche de cailloux roulés dont
» je viens de parler, est à un niveau beaucoup
» plus haut que les laves prismatiques (basaltes)
» dites les *orgues d'Expailly*, appartenant à un
» courant descendu de la montagne volcanique dite *la Denise*, laquelle domine l'extrémité
» supérieure de cette vallée, pendant que le *Mont-Rognon* est situé au-dessous de la ville, au
» milieu de la partie inférieure de la même vallée;
» et cette vallée n'a pu éprouver le recreusement
» qui a préparé l'espace qu'est venu occuper le
» grand courant de la *Denise*, sans que la partie
» inférieure en fût en même temps excavée, pour

» donner passage aux déblais, et c'est alors que
 » le Mont-Rognon a dû être façonné et séparé du
 » courant auquel il doit son sommet aplati.
 » 5°. Enfin, le courant dont on suit la marche,
 » depuis le sommet de la Denise jusqu'aux orgues
 » d'Expailly, est entré dans cette vallée, pour y
 » éprouver le morcellement qui a produit le mon-
 » ticule isolé, dit *montagne de la Paille*; et tous
 » les autres monticules isolés, voisins de celui-ci,
 » qui, comme lui, sont à base de tuf, et ont un
 » sommet de lave prismatique (basalte) analogue
 » à celle qui forme les beaux prismes dont l'as-
 » semblage représente l'instrument de musique
 » dont il a pris le nom (orgues d'Expailly), et ce
 » sont évidemment ces sommets de lave qui ont
 » préservé ces monticules de l'action violente par
 » laquelle a été emporté tout ce qui les environ-
 » nait. »

Dolomieu termine cette trop courte note par ces lignes remarquables: « *En faisant une semblable analyse des faits que présente la vallée de Murat, au pied du Cantal, j'y trouverais une succession des mêmes accidens; je les trouverais semblables dans une infinité d'autres vallées du Mont Dore.* » †

Depuis trente-six ans, quelques-uns des aperçus de Dolomieu sur le bassin du Puy ont été rectifiés; mais la partie principale a été vérifiée et

rendue beaucoup plus précise, ainsi qu'on peut le voir dans l'ouvrage classique de M. Bertrand Roux de Doué (*Description géognostique des environs du Puy en Velay*), et dans celui de M. Burat.

M. Bertrand Roux conclut (p. 177) que le lac, sous les eaux duquel les brèches volcaniques (tufs) ont été formées, aurait eu dix lieues carrées de surface (5 lieues de long sur 2 lieues de large), et (p. 190) que ses eaux s'élevaient au moins (d'après la position des tufs les plus élevés) à 270 m. au-dessus de l'Hôtel-de-Ville du Puy, ou à 309 m. au-dessus du fond du bassin dans lequel les tufs se sont entassés; il entrevoit même la possibilité que les eaux de ce lac se soient élevées à 463 m. au-dessus du fond du bassin.

Le terrain de transport ancien, qui dans les environs de Paris, a comblé les principales inégalités de la vallée diluvienne où la Seine serpente aujourd'hui, et les a remplacées par des dépôts unis en dessus et convexes en dessous, nous offre des images en petit du genre d'accumulations qui s'est produit dans le bassin du Puy, auxquelles il ne manque, pour être complètes, que de présenter des assises régulières de roche solides.

Si on prend en considération l'analogie entrevue par l'œil perçant de Dolomieu, entre les tufs volcaniques du bassin du Puy et ceux qui jouent

un si grand rôle dans la composition du Cantal et du Mont Dore; si on remarque qu'ils alternent de même avec des assises de matières fondues; si surtout on a vérifié par ses propres yeux, ces similitudes de structure, on voit qu'il s'est formé dans le bassin du Puy une accumulation de matières volcaniques comparable par sa nature et son étendue, et qui aurait pu être presque égale en épaisseur à celles dont le Cantal, le Mont Dore et le Mezenc nous offrent les lambeaux. On voit même que si le bassin du Puy, s'étant trouvé dépourvu d'issue, les matières volcaniques avaient pu le combler à la hauteur indiquée ci-dessus, et si plus tard il s'y était opéré un soulèvement, il en serait résulté un massif qui ne différait du Cantal que par l'absence des trachytes.

Il est donc conforme à la fois aux conjectures les plus naturelles et aux analogies les plus directes de supposer que les masses du Cantal, du Mont Dore et du Mezenc se sont accumulées primitivement dans les dépressions du sol préexistant; c'est cette analogie si simple qu'il s'agit maintenant de suivre, de discuter et de vérifier.

Dans l'état démantelé où sont aujourd'hui les quatre grands massifs de déjections anciennes de l'Auvergne (ceux du Cantal, du Mont Dore, du Mezenc et du Puy), nous y reconnaissons les restes de quatre masses lenticulaires, plus ou moins cu-

berculeuses, dont les bords, constamment assez minces et à peu près intacts, sont situés sensiblement dans un même plan horizontal.

La seule chose qui dans l'état actuel distingue essentiellement les accumulations des matières volcaniques qui composent le Cantal, le Mont Dore et le Mezenc, de celles qui remplissent en partie le bassin du Puy, c'est que les dernières sont terminées de tous côtés par les bords de ce même bassin, tandis que les premières se trouvent aujourd'hui placées dans une position dominante, par rapport à tout ce qui les entoure.

Il s'agit de savoir si, dans l'origine, la partie centrale des trois premières de ces lentilles se trouvait en grande partie, comme sont aujourd'hui ses débris, au-dessus du plan général de ses bords, ou bien si elle se trouvait en grande partie au-dessous dans une dépression du sol inférieur, de manière à ce que sa surface supérieure s'éloignât peu de ce même plan, comme le ferait la masse du Puy, si elle s'était complétée.

Cette question a déjà été résolue dans le paragraphe précédent, puisque nous avons reconnu que les basaltes qui forment très souvent la surface supérieure des lentilles, doivent s'être solidifiés dans une position sensiblement horizontale.

Mais ce moyen de solution n'est pas le seul qui

se présente. Il suffit, pour en trouver un autre, de rechercher par quel mécanisme les éruptions trachytiques et basaltiques auraient pu produire directement des massifs, ayant des gisemens aussi diamétralement opposés que ceux que nous comparons, et présentant, du reste, sur tous les points essentiels des caractères semblables.

On peut, en thèse générale, concevoir de deux manières différentes la formation par suite d'éruptions successives, d'un massif de déjections plus épais vers son centre que vers ses bords.

Cette plus grande épaisseur près du centre peut résulter de ce que toutes les déjections se seront déversées les unes par-dessus les autres, autour d'orifices concentrés, principalement près du centre de l'espace qu'elles ont recouvert, comme cela a lieu dans les volcans actuels.

Mais elle peut résulter aussi, comme cela a eu lieu au Puy, de ce que les déjections opérées en divers points, plus ou moins éloignés les uns des autres, auront été entraînées, par suite de l'action de la pesanteur, vers le point le plus bas d'une dépression, qu'elles auront plus ou moins exactement remplie, et dont leur accumulation aura contracté la forme renflée en dessous.

Le premier mode de formation, supposant nécessairement la concentration des éruptions dans une petite partie de la base du massif produit, est

par cela même peu en harmonie avec la nature des éruptions anciennes, dont le caractère universel a été de se produire sporadiquement, en des points assez éparpillés.

Il est certain que les trachytes et les basaltes du Cantal, du Mont Dore et du Mezenc, sont sortis, dans chacun de ces groupes, comme les basaltes aux environs de Puy, non d'un centre unique, mais d'un grand nombre d'orifices répandus sporadiquement sur toute la surface occupée par les groupes actuels; qu'elles n'ont pas été assez concentrées autour d'un centre pour rendre un compte complet de la différence d'épaisseur que présentent du centre à la circonférence les matières accumulées; d'une part, on peut reconnaître dans toute l'étendue de chaque groupe, et jusque sur ses bords, un certain nombre de ces orifices éparpillés; et de l'autre, le fait que le Cantal, le Mont Dore et le Mezenc supposés rabattus, dans le plan général de la surface de l'Auvergne, ne présentent plus, sauf les traces laissées par les vallées actuelles, aucune apparence de disposition rayonnée, prouve positivement que les éruptions ne se sont pas concentrées, comme dans les volcans actuels, autour d'une seule cheminée principale.

De plus, il est de fait que dans aucune des contrées où l'on est fondé à présumer que les éruptions

anciennes ont eu lieu, suivant leur mode sporadique habituel, sur des surfaces à peu près planes, elles n'ont produit de masses lenticulaires aussi renflées que celles dont les lambeaux s'observent en Auvergne; ou que du moins, si ces masses sont lenticulaires, elles ne sont convexes qu'en dessous, comme l'est celle du Puy, car leur surface supérieure est ou à peu près plane, ou irrégulière, sans convexité générale considérable. Ni les massifs trappéens et basaltiques de la Nouvelle Écosse, des Îles britanniques, du nord de l'Allemagne, ni même les massifs trachytiques de la Hongrie et de la Lombardie, ne présentent cette disposition renflée d'une manière aussi peu prononcée que les massifs du Cantal, du Mont Dore et du Mezenç.

On voit donc qu'en tenant compte surtout de la nature souvent très fluide des trachytes de l'Auvergne, les analogies déduites de l'observation ne conduisent nullement à concevoir que des éruptions de la nature de celles qui ont eu lieu anciennement, aient pu y produire sur une surface plane autre chose qu'une galette tuberculeuse, comparable tout au plus aux groupes trachytiques de la Hongrie, qui sont si loin de présenter le profil conique régulier du Cantal et du Mont Dore.

On chercherait vainement l'explication de la

forme lenticulaire de nos massifs dans l'abondance des déjections incohérentes d'où sont résultées les assises régulières de conglomerats, qui jouent dans leur structure un rôle si proéminent. Il est certain que lorsque des éruptions successives font naître une montagne de forme conique, ce sont en général les déjections incohérentes qui contribuent le plus à la production de cette forme; mais il est évident aussi que des éruptions éparpillées sur tout l'espace qu'elles ont recouvert, en les supposant même composées en majeure partie de débris incohérents, n'auraient eu aucune tendance à produire un massif ayant la forme simple d'un cône unique. Il n'est personne qui n'ait vu comment les vers qui rongent le bois entassent, à l'entrée de leur canal, la poussière qu'ils produisent en le creusant. Tout le monde sait qu'une planche dans laquelle se sont introduites un grand nombre de ces larves est bientôt couverte d'une multitude de petits cônes de poudre ligneuse, qui souvent se tiennent par leur base, et se confondent plus ou moins les uns avec les autres. Telle aurait été à peu près la forme de l'accumulation qu'auraient produite des éruptions de matières incohérentes opérées sporadiquement sur une surface horizontale.

Il est donc difficile d'attribuer la forme renflée des massifs de déjections anciennes de l'Auvergne

au premier des deux modes d'entassement que nous avons été conduits à considérer; voyons si le second mode présentera à cet égard des chances plus favorables.

Si on conçoit que des éruptions sporadiques, au lieu de se produire sur une surface à peu près plane, viennent à s'effectuer en partie sur le fond, en partie sur les flancs et le pourtour d'une dépression, la production d'une masse lenticulaire de déjections devient non-seulement possible, mais nécessaire. Si des éruptions opérées sporadiquement, comme l'ont été évidemment les éruptions trachytiques et basaltiques de l'Auvergne, n'avaient produit que des matières incohérentes et n'avaient pas agi sous une atmosphère susceptible d'intempéries, elles n'auraient produit, même sur les flancs d'une dépression, qu'une multitude de petits cônes plus ou moins distincts, qui auraient formé par leur réunion une surface mamelonnée; mais comme, d'une part, les eaux atmosphériques ont dû travailler constamment à niveler les déjections à mesure qu'elles se produisaient, et à les entraîner dans les parties basses; comme, d'une autre part, des matières fluides sont sorties avec les matières incohérentes, et ont dû chercher les points les plus bas; comme, enfin, les parties fluides, tout en chassant devant elles les matières incohérentes, ont dû les tenir en

partie flottantes sur leur surface, et les entraîner dans leur mouvement, l'ensemble de toutes les déjections a dû former une espèce de galette à surface plus ou moins tuberculeuse, d'une épaisseur variable, et dont le maximum devait correspondre aux points les plus bas de la surface des roches fondamentales. C'est ce qui s'est opéré en partie dans le bassin du Puy. On voit donc que dans l'hypothèse actuelle, chacune des dépressions que présentait le sol de l'Auvergne a dû se trouver remplacée par une accumulation de matières volcaniques dont la surface, soit encore concave, soit plane dans son ensemble, soit légèrement bombée, aura présenté les rapports que la nature des roches devait faire prévoir à l'avance avec celles des contrées où des roches du même genre, épanchées à peu près à la même époque, n'ont éprouvé depuis lors que de faibles dérangemens, et dont la forme renflée sera néanmoins en rapport avec les circonstances qui s'observent actuellement.

Mais indépendamment de ces considérations générales qui rendent plus probable que toute autre la supposition que les éruptions trachytiques et basaltiques qui ont formé les massifs du Cantal, du Mont Dore et du Mezenc se sont déversées originellement dans des dépressions préexistantes, cette supposition entraîne avec elle des consé-

quences qui sont susceptibles d'être soumises au contrôle d'observations directes.

Suivant que les déjections dont nos masses lenticulaires se composent, auront été accumulées primitivement au-dessous du plan de leurs bords extérieurs dans des dépressions du sol préexistant, ou bien au-dessus de ce plan, c'est-à-dire dans la position actuelle de leurs débris, les matières qui les composent auront eu à subir un mode de transport diamétralement opposé. Dans le premier cas, celles des matières vomies du sein de la terre qui ne sont pas restées en place auront été transportées de la circonférence vers le centre, suivant les sections méridiennes de la partie encore subsistante du bassin qu'elles remplissaient graduellement. Dans le second cas elles auront été transportées du centre vers la circonférence, suivant la section méridienne de la masse conique qui s'élevait graduellement. Dans ce dernier cas, le mode d'accumulation des matières vomies aura dû ressembler à celui qui s'opère sur les flancs des volcans actuels; dans le premier, il aura dû être soumis à des lois particulières qu'il s'agit d'abord d'établir.

La première de ces lois consiste en ce que les assises superposées dont la masse lenticulaire se compose doivent être plus nombreuses et plus régulières vers le point le plus épais de la lentille

qui a dû correspondre au point le plus profond du bassin, point vers lequel chaque éruption, de quelque côté qu'elle se soit faite, a dû généralement envoyer son tribut, et où les matières se sont entassées dans une position plus exactement horizontale.

Cette loi s'applique également aux matières incohérentes et aux matières fondues; mais il est évident que les matières fondues auront dû avoir plus de facilité que les matières incohérentes à gagner le centre de la dépression, par la même raison qui fait que ce sont les matières incohérentes qui de nos jours s'accumulent le plus à l'entour des cratères d'éruption, tandis que les coulées de laves se déversent au loin. De là, il résulte que vers le centre de nos lentilles formées dans des bassins, les matières de fusion devront jouer un rôle relatif plus considérable dans la partie centrale et la plus épaisse, que dans les parties extérieures.

Enfin, on peut signaler une troisième loi qui n'est relative qu'aux matières de fusion. Dans le cas de l'accumulation dans des bassins, ces matières auront dû couler, de la circonférence vers le centre, sur des pentes qui seront devenues de plus en plus faibles à mesure que le bassin se remplissait; qui dans la plupart des cas auront pu être trop faibles pour imprimer à toutes leurs parties ces caractères

dynamiques dont nous nous sommes occupés précédemment, mais qui cependant n'auront pas dû être tout-à-fait sans influence sur la forme générale des coulées.

Un niveau à bulle d'air n'est pas le seul instrument qui, placé sur un plan presque horizontal, puisse en manifester l'inclinaison. Une outre qui ne contiendrait qu'une petite quantité de liquide rendrait, quoique avec moins de précision, un service du même genre. Le liquide se porterait vers la partie de l'outre qui correspondrait à la partie la plus basse du plan sur lequel elle serait posée, et la distendrait plus que toutes les autres. Il arrive en partie par les mêmes causes que dans une goutte de liquide qui coule sur un plan légèrement incliné, qu'elle mouille avec difficulté, la portion de la surface qui est tournée du côté de la déclivité est plus gonflée que toutes les autres. De là il résulte que si des gouttes de résine, de cire ou de chandelle sont tombées sur une table inclinée, et s'y sont refroidies tranquillement, la forme de leur surface indique ensuite dans quel sens la table était inclinée lorsqu'elles s'y sont solidifiées. C'est aussi par l'effet des mêmes causes que les laitiers qui coulent sur la dame d'un haut-fourneau forment une masse plus épaisse vers le bas de la dame que vers sa partie supérieure. Il suffit d'avoir parcouru des yeux quelques-unes de ces

collines de laitiers, qu'on a fini par former en y traînant jour par jour, depuis des siècles, les produits stériles d'un même haut-fourneau, pour savoir que cette loi est générale, et que ses effets sont des plus marqués. Les circonstances physiques dont ce phénomène est le résultat sont d'une nature trop générale pour que les matières volcaniques puissent y échapper. Une lave recouverte d'une croûte solidifiée par le contact de l'air peut être comparée à une outre remplie de liquide; la partie encore liquide de la lave distend et tient gonflée la pellicule solide vers la partie inférieure de la coulée, tandis que cette pellicule est flasque et ridée vers la partie supérieure que la matière liquide a en partie abandonnée. C'est par suite de cette circonstance que dans les volcans actuels les coulées s'épaississent et s'élargissent généralement en s'éloignant de leur point de sortie, à moins que cette tendance ne soit contrariée par la forme du terrain qu'elles parcourent; d'où il résulte que dans leur ensemble elles présentent ordinairement la forme d'une larme. Cette disposition se manifeste généralement dans les coulées de l'Auvergne, notamment dans celles de Louchadière, du Tartaret, de Thueys, etc., etc. Les différences qui doivent avoir existé entre les modes d'émission des laves, des basaltes et des trachytes ne peuvent avoir empêché cette loi de

produire son effet. Il est évident que si une matière fondue, homogène, a conservé loin de son point de sortie la faculté de s'étendre en nappes plus ou moins minces, elle a dû posséder cette faculté à un plus haut degré encore près du point d'éruption; et que, par conséquent, quelque faible qu'ait été la pente qu'elle a suivie, pourvu que cette pente n'ait pas été tout-à-fait nulle, la nappe formée a dû être plus épaisse au bas de la pente que vers le haut, et a dû être plus épaisse encore dans les parties planes, qu'elle a pu rencontrer vers la fin de sa course. On pourrait sans doute concevoir tel mode de sortie d'une matière pâteuse qui produirait un résultat inverse, mais un pareil résultat ne saurait être le cas général; et si, en considérant un ensemble de coulées, on les voit s'amincir généralement dans une certaine direction, et s'épaissir dans une autre, on peut être certain que le côté vers lequel les coulées s'amincissent est le plus voisin de leur point de sortie, et que le côté vers lequel elles s'épaississent en est le plus éloigné.

De là il résulte que dans le cas de la formation d'un massif lenticulaire de déjections, par le comblement d'un bassin, l'épaisseur moyenne des coulées doit généralement être plus grande dans la partie la plus épaisse de la lentille qui a ré-

pondu dans l'origine au point le plus bas de la dépression.

Les assises de la formation gypseuse des environs de Paris qui deviennent à la fois plus nombreuses, plus régulières et plus épaisses vers le centre de l'espace qu'elles occupent, présentent une image assez exacte des dispositions que je viens d'indiquer. Il est certain que les causes de cette disposition sont en partie très différentes de celles qui ont pu agir dans les bassins où se seraient accumulés les produits des anciennes éruptions de la France centrale; mais il est cependant évident que la forme lenticulaire des assises gypseuses des environs de Paris est due elle-même à la forme du fond qu'elles sont venues recouvrir. L'extrême uniformité que présentent à leur partie supérieure les bancs dits à cythérées, ne permet pas de douter que ces bancs ne se soient déposés sous une profondeur d'eau sensiblement constante, et par conséquent dans une position presque exactement horizontale.

Les trois lois que nous venons de constater sont en partie inverses des lois correspondantes, qui s'observeraient dans la formation d'un massif lenticulaire ou conique, par une suite de déjections opérées autour d'un point central; ici les assises seraient à la vérité plus nombreuses près du centre; mais elles y seraient moins régulières, et

les assises de matières fondues y seraient généralement moins épaisses, tandis que ce serait l'inverse pour les matières incohérentes qui joueraient un rôle plus dominant vers le centre que vers les bords.

Dans la série de ces moyens de distinction, on ne doit pas oublier celui que nous avons indiqué, M. Dufrenoy et moi, dans notre premier mémoire, où nous disions, p. 9 (*Annales des mines*, 3^e série, t. III, p. 537) : « L'analogie qu'on a cru » trouver entre les alternations de tufs et de laves » qui s'étendent de la cime à la base d'un cône » d'éruption, et les alternations de basalte solide » et de tufs que peut présenter un cône dont la » surface est formée par des nappes basaltiques » inclinées..... disparaît d'elle-même, si, au lieu » de comparer deux coupes passant par le point » central, on compare deux coupes faites par les » cylindres verticaux, concentriques aux axes des » deux montagnes appartenant aux deux classes » dont il s'agit. Dans la coupe ainsi obtenue, dans » le cône revêtu de basalte, on verra les assises » successives de basalte et de tuf se terminer par » de longues lignes à très peu près parallèles et » horizontales (on peut en dire autant relativement » aux nappes trachytiques). Dans la coupe fournie » par le cône d'éruption, chaque coulée de lave » ne présentera au contraire qu'une section isolée,

» peu étendue, et les sections des différentes coulées seront disposées irrégulièrement au milieu de la masse générale des tufs dus aux déjections incohérentes. »

Toutes ces différences une fois bien comprises en ce qu'elles ont de général et de nécessaire, il suffit d'avoir parcouru les flancs du Mont-Dore et du Cantal, et les plateaux qui les environnent, d'avoir promené un œil attentif sur leurs divers arrachemens, pour savoir auquel de nos deux modes d'accumulation correspond la structure de ces deux masses lenticulaires.

N'est-il pas certain que dans les deux massifs toutes les assises sont non-seulement plus nombreuses, mais aussi plus régulières vers la partie centrale et la plus épaisse ? N'est-il pas certain que dans ces parties centrales et les plus épaisses on voit généralement augmenter la proportion des roches de fusion ? N'est-il pas certain que vers ces parties centrales les assises de tufs et même les assises de matières fondues, présentent une étendue et une régularité qu'on ne serait pas fondé à attendre dans un cône d'éruption à une aussi petite distance du centre ? N'est-il pas certain que vers ces parties centrales l'épaisseur de ces coulées va généralement en augmentant ? N'est-il pas certain, par exemple, que lorsqu'on va des pâturages du lac Guery ou de la cascade de Quèrèilh au Puy

de Sancy, par la vallée des bains du Mont-Dore, on voit augmenter graduellement l'épaisseur de la grande assise trachytique supérieure? N'est-il pas également certain que lorsqu'on va du centre du Cantal à Salers ou à Bort, en passant par le Puy-Violent, on voit diminuer graduellement l'épaisseur des coulées supérieures de basalte, qui, très épaisses derrière le Puy Chavaroche, vont finir en s'amincissant sur la surface des plateaux extérieurs? Et n'est-il pas évident que, relativement à l'ensemble des déjections, les parties centrales et les plus épaisses de nos deux massifs ont joué bien plutôt le rôle d'un point de convergence et de réunion, que celui d'un point central d'émission? Je trouve donc dans nos deux massifs, d'une manière aussi prononcée qu'on pût être fondé à l'attendre, les caractères auxquels on peut reconnaître une masse accumulée dans un bassin, caractères diamétralement opposés à ceux qu'ils offriraient s'ils avaient été formés avec leur saillie actuelle.

Tant que ces observations, aussi décisives que simples, n'auront pas été démenties dans leur ensemble, je croirai pouvoir en conclure que ce n'est qu'en s'arrêtant à des aperçus superficiels et incomplets qu'on a pu citer la forme lenticulaire des massifs de déjections anciennes de l'Auvergne comme un argument contre l'hypothèse

de leur soulèvement. La seule structure générale de ces massifs prouve qu'ils ne peuvent avoir acquis que par un soulèvement opéré après coup la position dominante qu'ils ont aujourd'hui, par rapport à tout ce qui les entoure.

De ces observations, je conclus même que, dans l'appendice que nous avons joint, M. Dufrénoy et moi, à notre mémoire sur le Cantal et le Mont Dore, il a été surabondant de considérer le cas où, immédiatement après l'éruption des basaltes, le Cantal aurait déjà présenté un bombement égal au quart de son bombement actuel. S'il en avait été ainsi, les coulées basaltiques qui s'y sont épanchées auraient coulé en rayonnant sur une déclivité moyenne d'environ un degré; déclivité plus grande que celle de beaucoup de vallées où les coulées basaltiques ont acquis vers leur partie inférieure une épaisseur plus grande que vers leur point de départ. L'augmentation d'épaisseur qu'on observe généralement dans les nappes basaltiques en approchant du centre du Cantal, tend au contraire à prouver qu'au moment où les basaltes se sont épanchés, il existait encore des points plus bas que les plateaux environnans, et que les cimes de quelques dômes trachytiques, tels que le Puy-Marie, pouvaient seuls faire légèrement saillie au-dessus de la surface générale de la contrée.

On peut en dire autant, à peu près, pour le Mont-Dore, d'après la considération des épaisseurs des nappes trachytiques supérieures.

Ainsi, lorsque les éruptions anciennes se sont terminées en Auvergne, les dépressions du sol préexistant se trouvaient remplacées par des accumulations de matières volcaniques, qui débordaient leurs bords, et dont la surface légèrement tubéreuse, mais presque plane dans son ensemble, pouvait être comparée à un vaste cachet de cire appliqué sur les vides résultants des anciennes fractures et des érosions du sol primordial de la contrée.

Mais, dira-t-on, la nature ayant ainsi mis, pour ainsi dire, le scellé sur les parties faibles du sol de l'Auvergne, pourquoi ces parties ont-elles éprouvé plus tard un nouveau mouvement? pourquoi chaque accumulation volcanique a-t-elle été rompue et soulevée, dans le voisinage de son centre, dans sa partie la plus épaisse? pourquoi les assises volcaniques ont-elles été rompues de préférence aux assises de calcaire d'eau douce, qui avaient rempli précédemment des dépressions non moins profondes?

Premièrement, chacune de ces espèces de cachets volcaniques était formée en partie de matières incohérentes; les parties solides étaient traversées d'une multitude de fissures verticales, dues

au refroidissement. Il n'ajoutait ainsi que peu de choses à la résistance naturelle de la base granitique, et cette base était moins épaisse là où les matières accumulées au-dessus présentaient le plus d'épaisseur.

Secondement, cette base granitique, perforée et échauffée par les éruptions de trachytes et de basaltes, puis refroidie par le laps du temps, se trouvait beaucoup plus fendillée, et par suite beaucoup moins résistante après les éruptions qu'elle ne l'était auparavant, de sorte que les parties que les éruptions trachytiques avaient déjà signalées comme les moins résistantes, devaient probablement présenter ce caractère de moindre résistance d'une manière encore plus prononcée, après les éruptions basaltiques et trachytiques, nonobstant le poids et la cohérence plus ou moins grande de la masse qui les recouvrait. La base granitique de tout le système, pressée plus tard par un effort souterrain qui aurait tendu à l'élever, aurait pu sans doute ne faire que s'élever en masse, sans se crever en aucun point; mais si quelques points devaient céder, les anciens points d'éruption, et par conséquent les emplacements des bassins comblés, se trouvaient en quelque sorte les premiers inscrits, et on ne voit pas ce qui aurait pu les empêcher de maintenir leur ancien privilège; ils n'avaient fait à chaque éruption qu'y acquérir de nouveaux

droits. Si on s'étonnait de ce résultat, on devrait s'étonner aussi qu'une digue soutenue par des pilotis livrés pendant long-temps à l'action des tarets, vint à céder à l'action des vagues, précisément dans sa partie la plus vermoulue.

On voit donc qu'il est non-seulement naturel, mais nécessaire, d'admettre qu'au moment où les premières éruptions volcaniques ont commencé en Auvergne, il s'y trouvait des dépressions considérables, et que la coïncidence plus ou moins exacte de ces dépressions du sol primordial; des points où les premières éruptions de trachytes se sont fait jour; de ceux où les accumulations de matières volcaniques ont acquis le plus d'épaisseur; de ceux, enfin, qu'un grand effort souterrain a fait céder de préférence, loin de constituer une invraisemblance, présente au contraire une vérification des conjectures qu'il serait le plus naturel de faire *à priori* sur la manière dont ces phénomènes successifs se sont enchaînés.

Il est toutefois évident que les lois qui déterminent cet enchaînement ne sont pas assez absolues pour avoir exclu toute exception; aussi voyons-nous que le bassin du Puy n'a pas été rompu et soulevé dans son centre, comme l'ont été les trois autres; l'exception dont il a été l'objet s'explique naturellement, lorsqu'on remarque que les éruptions y ont été moins abondantes et moins

nombreuses, et qu'il ne s'y est produit que des éruptions basaltiques, moins propres que les éruptions trachytiques à disloquer le sol fondamental.

On pourrait aussi considérer comme des anomalies à la loi générale les soulèvements qui se seraient produits au dehors des bassins comblés. Ces anomalies ne sont probablement pas sans exemple; seulement elles paraissent ne s'être réalisées que sur une échelle plus petite. On pourrait en effet considérer les traces de dérangement que M. Burat, dans son ouvrage sur les volcans de la France centrale, a indiqués dans le granite, autour du volcan du Pal et du suc d'Esteil, et le bombement longitudinal que l'examen du lambeau basaltique de Prudellès m'a conduit à supposer dans le granite qui sert de base à la chaîne des puys, comme autant d'exemples de la circonstance exceptionnelle dont il s'agit.

Les objections qui ont été faites contre les idées émises par M. Burat, sur la première de ces localités, tendraient à faire disparaître une de ces anomalies; mais ici la règle générale n'a pas besoin d'être confirmée par des exceptions; de sorte que, quand même les objections dont il s'agit seraient fondées, elles demeureraient étrangères à la question qui nous occupe.

Si l'examen des assises de matières fondues qui entrent dans la composition du Cantal prouve

que la situation dans laquelle on les observe aujourd'hui ne peut pas avoir été leur position originale; si des observations directes et péremptoires montrent que les phénomènes de fusion, d'éruption et de consolidation sont insuffisants pour rendre raison de la forme générale de ce massif; si les circonstances qui, au premier abord, pouvaient avoir l'air de rendre improbable l'hypothèse d'un soulèvement survenu après coup dans son centre, tendent au contraire à fournir une vérification, le fait du soulèvement du Cantal se trouve établi sur des fondemens aussi solides qu'aucun autre des faits que la géologie a réussi à constater.

Cependant, comme l'attention la plus scrupuleuse ne peut mettre le géologue à l'abri de toutes les sources d'illusions, comme, par suite, les conclusions qu'on peut tirer à l'égard de faits aussi éloignés que nous de ceux dont la géologie s'occupe, ne peuvent jamais être considérées que comme des probabilités plus ou moins grandes; il n'est jamais inutile de chercher à contrôler ces conclusions en examinant si elles n'impliqueraient pas des conséquences absurdes.

Aucun genre de phénomènes géologiques n'est plus susceptible d'un pareil contrôle que celui d'un soulèvement qui n'aurait disloqué qu'une petite étendue de la croûte terrestre. Les fractures

qu'un pareil phénomène a pu produire sont nécessairement assujetties à de certaines conditions géométriques, et, si ces conditions ne se trouvaient pas remplies, la supposition d'un phénomène de rupture deviendrait inadmissible, et les formes du massif dont l'hypothèse du soulèvement était destinée à rendre compte, resteraient provisoirement au nombre des faits inexpliqués.

On allègue, en effet, que le massif du Cantal, dont nous concluons que la forme actuelle doit être due à un soulèvement, présente dans sa structure et dans la disposition de ses diverses parties, non-seulement de grandes irrégularités qu'il était facile de prévoir d'avance, mais encore des circonstances dont l'hypothèse du soulèvement doit rendre compte, et qui, dit-on, lui sont tellement contradictoires, qu'elles constituent non plus une simple invraisemblance, mais une véritable impossibilité; c'est sur ce point que roule la dernière des trois objections auxquelles j'ai principalement à répondre.

Cette objection se déduit de ce que plusieurs des vallées du Cantal ne pénètrent pas sans interruption jusque dans la grande enceinte circulaire du centre.

En admettant l'entière exactitude des faits sur lesquels cette objection s'appuie, elle n'aurait une véritable importance qu'autant que ces mêmes

faits seraient réellement en contradiction avec toutes les dispositions que le phénomène mécanique supposé est susceptible de produire. Or, il n'en est pas ainsi; cette objection ne s'adresse véritablement qu'à la comparaison que nous avons établie dans notre premier mémoire, entre le déchirement d'une galette basaltique qui tend à se soulever dans son centre, et la fracture d'une bouteille étoilée par un choc léger. Mais cette comparaison qu'on a souvent répétée après nous, à cause de la simplicité de l'image qu'elle présente à l'esprit, n'était destinée qu'à faire comprendre la forme générale de notre idée. Elle ne constitue pas même le point de départ de nos calculs approximatifs, dans lesquels nous portons au contraire la considération d'un cône où le soulèvement n'aurait produit que des fissures imperceptibles en nombre infini. Dans nos résultats, la disposition effective des fractures, dont la cohérence variable des masses tend toujours à limiter le nombre, reste absolument indéterminée. Nous avons fait remarquer que les fentes primitives, dont le calcul exprime la somme totale, peuvent être discontinues dans le sens de la profondeur; elles peuvent l'être aussi dans le sens de la longueur.

Dans le cas où la section méridienne de la montagne serait rigoureusement une ligne droite, où par conséquent sa forme serait exactement co-

nique et où elle serait parfaitement homogène dans sa composition, on ne verrait pas de raison suffisante de la non prolongation d'une même fissure, depuis la circonférence jusqu'au centre; mais nous avons exposé que la section méridienne de la montagne n'est presque jamais une ligne droite, que sa surface est beaucoup plus compliquée que celle d'un cône. Par suite de cette circonstance, le soulèvement, auquel cette forme est attribuée, n'a pu avoir lieu sans produire non-seulement des fractures méridiennes divergentes, mais aussi des fractures concentriques; ces dernières ont dû devenir plus nombreuses en approchant du centre, parce qu'à mesure qu'on s'en rapproche, ainsi que nous l'avons indiqué dans nos descriptions, la section méridienne s'éloigne de plus en plus d'être rigoureusement une ligne droite. Si la surface du massif soulevé avait été rigoureusement un solide de révolution, les fractures rayonnantes et concentriques auraient été perpendiculaire entre elles; et, malgré toutes les irrégularités que ce massif présente, elles ont toujours dû se croiser, et par conséquent elles ont pu s'interrompre réciproquement. Rien ne s'est donc opposé à ce qu'elles aient contracté une disposition contrariée, semblable à celle des interstices du pavé de nos rues, ou à celles des fentes qui se produisent dans une argile qui se dessèche.

L'objection tirée de l'interruption des vallées de fracture disparaît d'elle-même devant cette seule considération, à laquelle on peut encore ajouter que la distribution des fissures, qui préexistaient dans la base granitique, a dû influencer sur celle des fractures produites dans la masse volcanique soulevée, et en augmenter l'irrégularité. On voit clairement qu'il n'est pas dans l'essence du phénomène mécanique supposé, que les vallées de fracture qui partent de la circonférence se prolongent d'une manière continue jusqu'au centre du massif. Par conséquent, si la non-prolongation des vallées dont il s'agit est aussi absolue qu'on l'assure, cela ne constitue ni une impossibilité, ni même une difficulté. Il est dans la nature même des choses que de pareilles interruptions se présentent; et, si on n'en rencontrait pas d'exemples, ce serait cela qui constituerait une véritable singularité.

L'interruption plus ou moins complète qu'éprouvent quelques-unes des vallées du Cantal, avant de pénétrer dans la grande cavité centrale, n'infirme donc en aucune manière les observations directes, qui prouvent que la saillie actuelle de ce massif ne peut être que l'effet d'un soulèvement; mais il y a plus, cette interruption est accompagnée de circonstances dont on ne peut donner d'explication plausible que dans l'hypothèse du soulèvement.

Les effets d'une violente action mécanique sont tellement empreints dans toutes les formes du Cantal, que, tout en affectant de nier son soulèvement, on a admis que les dislocations ont concouru à la production des vallées qui le découpent : mais en admettant un déchirement propre à donner naissance à des vallées, on admet par le seul fait un soulèvement plus ou moins considérable. Il ne peut y avoir eu fracture sans qu'il y ait eu changement de forme de l'écorce terrestre. Si les points fracturés sont plus élevés que les points qui ne le sont pas, ce changement de forme a été un soulèvement. S'il y a eu soulèvement au Cantal, ce soulèvement pris en masse a été central, puisque, pris dans son ensemble, le massif produit est conique, et que les vallées qui le découpent convergent dans leur ensemble vers son centre, que plusieurs n'atteignent pas, mais vers lequel toutes sont dirigées.

Pour que cette disposition convergente des vallées ne fût pas un argument en faveur de l'hypothèse du soulèvement, il faudrait qu'elle pût être expliquée d'une autre manière. Or, la disposition dont il s'agit, combinée avec les circonstances qui accompagnent la non-prolongation jusqu'au centre de massif de quelques-unes de ces vallées, s'oppose à ce qu'on renouvelle à leur égard l'hy-

pothèse presque banale d'une simple action érosive produite par des courans aqueux.

L'objection relative à la non-prolongation de certaines vallées de fraecture repose essentiellement sur l'existence de ces crêtes étroites en forme de murailles, presque tranchantes au sommet, et formées d'assises trachytiques uniformes et faiblement inclinées, qui séparent la grande cavité centrale du haut des vallées de Dienne et d'Apschon; murailles dont M. Burat a donné une description aussi exacte que pittoresque dans son ouvrage sur les volcans de la France centrale, p. 80, et dont il existe aussi des traces dans le haut de la vallée de Falgoux.

Dans l'hypothèse où le Cantal ne serait autre chose qu'un cône d'éruption simplement démantelé par les seuls agens de dénudation, l'existence de ces murailles serait inexplicable. Déjà le seul fait de la disposition régulièrement divergente des vallées est un obstacle à peu près insurmontable contre la supposition que leur première ébauche aït été faite uniquement par l'action de ces courans violens et passagers, qu'on nomme courans diluviens, et l'existence des murailles dont il s'agit porte le dernier coup à cette hypothèse; comment en effet de pareils courans, s'ils avaient à eux seuls creusé les vallées, auraient-ils laissé subsister des barrages aussi frêles placés

dans une direction transversale à leur cours ? On ne pourrait concevoir la réunion de l'une et de l'autre circonstances, la divergence des vallées jointe à l'existence des barrages, qu'en imaginant *poétiquement* des courans diluviens descendant du ciel en ligne perpendiculaire !

Les courans diluviens ne peuvent donc avoir façonné à eux seuls les vallées du Cantal, et ils ne peuvent avoir concouru à la production de leur forme actuelle qu'en agrandissant des vallées déjà ébauchées.

Les causes lentes et continues qui agissent pendant les périodes de tranquillité auraient-elles été assez puissantes pour produire à elles seules, soit les vallées actuelles, soit une ébauche de ces vallées déjà assez marquée pour tracer la route aux courans diluviens ? Pour résoudre cette question négativement, il suffit de remarquer, avec M. Burat, à quoi se réduisent les sillons où coulent les ruisseaux qui circulent sur les plateaux trachytiques et basaltiques, avant de tomber en cascades dans les vallées.

Les témoins trachytiques, en forme de murailles longues et étroites, qui ferment quelques-unes des vallées du Cantal, prouvent même que les phénomènes auxquels ce massif doit sa forme générale l'ont laissé dans un état très peu différent de son état actuel, et que, sauf le déblaiement

des parties fendillées, éboulées et presque démolies, les agens de dégradation actuels n'y ont produit que des résultats très peu sensibles. En effet, pour qu'on pût attribuer à ces agens une action considérable sur les parties que les premiers phénomènes avaient laissées intactes, il faudrait que le façonnement des murailles dont il s'agit pût être attribué à leur seule action long-temps continuée ; or, comment pourrait-on supposer que, dans plusieurs directions différentes, l'action de ces agens qui a rencontré des obstacles si variables ait marché avec assez de concert pour arriver précisément de nos jours à produire ces arêtes minces qui semblent aujourd'hui sur le point de s'écrouler simultanément ? La similitude de ces arêtes est une preuve presque certaine qu'elles sont à peu près permanentes, et qu'elles doivent leur première origine à des causes indépendantes de la marche du temps.

D'autres circonstances concourent encore à rendre évident que les flancs escarpés de ces murailles sont réellement, depuis le commencement de la période actuelle, dans un état très sensiblement stationnaire. Ils sont exactement dans la même situation que les autres escarpemens des vallées du Cantal ; or, le fait que la cascade des Vaulmiers, dans la vallée de Falgoux, tombe à peu près à fleur de l'escarpement général de la

vallée, prouve, d'après des considérations que j'ai indiquées dans un autre mémoire (Faits pour servir à l'histoire des montagnes de l'Oisans, *Annales des mines*, 3^e série, t. V, page 38), que, depuis que le Cantal a pris sa forme générale, l'action du temps sur cet escarpement a été à peu près insensible.

Il est donc évident que c'est ailleurs que dans les agens extérieurs de dégradation qu'il faut chercher la cause première des divers escarpemens que présente le Cantal, et de ceux en particulier que présentent ces murailles, dont l'existence est devenue le point de départ d'une objection contre l'hypothèse du soulèvement.

Plusieurs personnes s'étonnent avec raison de la grande étendue des parties des assises du Cantal qu'on suppose avoir été démolies dans le voisinage de son centre. Les restrictions que les considérations qui précèdent obligent à assigner au rôle qu'il est permis d'attribuer aux simples agens de dénudation ne peuvent qu'ajouter encore aux motifs de cet étonnement; mais je répondrai, comme nous l'avons déjà fait dans notre premier mémoire, que la démolition dont il s'agit est bien plus difficile à concevoir dans l'hypothèse d'un cône d'éruption simplement dégradé par des agens extérieurs, que dans celle d'un soulèvement qui aurait occasioné un crevassement

considérable, un fendillement très étendu et un ébranlement général; et j'ajouterai que la difficulté dont il s'agit s'étend à des montagnes d'une nature toute différente. Les petits lambeaux de terrain crétacé restés dans les Pyrénées sur les sommets des pics de Baletous, de Lestibet et d'Anie, y sont autant de témoins de l'ancienne continuité, sur l'emplacement de l'axe actuel de la chaîne, des assises de ce terrain, qui se trouve aujourd'hui réduit à deux bandes appliquées sur les bases de ces deux flancs (1). Pour reculer de part et d'autre de cette manière, le terrain crétacé a dû subir une démolition infiniment plus considérable que celle qu'on est conduit à admettre dans le Cantal, démolition qui n'est pas moins étonnante, qui présente plus en grand le même problème, et qui est cependant incontestable. Je pourrai citer aussi plus près de nous les dénudations du pays de Bray et des Wealds du S.-E. de l'Angleterre. Des exemples de ce genre se présentent partout, et l'énigme y existe tout aussi bien qu'au Cantal.

Cette énigme est donc absolument indépendante de la nature de roches qui la font naître au

(1) Voyez le mémoire de M. Dufrénoy, sur le terrain de craie dans les Pyrénées. *Annales des mines*, 3^e série, t. I, p. 27.

Cantal et des rapports que leur composition minéralogique présente avec celles qui composent les véritables cônes d'éruption. Quel que soit le mot de cette énigme, quelle que soit la combinaison d'efforts qui a fait disparaître les déblais dont on n'observe plus que l'ancien emplacement resté vide, il est certain que l'habitude de n'étudier dans les montagnes que la nature minéralogique des roches qui les constituent, et de considérer isolément les montagnes de telle ou telle composition, pourrait seule faire regarder l'origine des vallées du Cantal et des escarpemens qui les bordent commē présentant un problème spécial. Pour un observateur attentif aux grands traits des phénomènes géologiques, rien ne distingue les escarpemens qui forme le caractère du paysage des groupes montagneux qui dominent le plateau de l'Auvergne de ceux qui forment le caractère des paysages alpins. Les escarpemens à fleur desquels tombent les cascades de Quereilh, de la Dore, de la Dogne, de Mandailles, des Maronies, des Vaulmiers, ne diffèrent que par la nature minéralogique des roches qui les composent, de ceux à fleur desquels bondissent les eaux du Staubach, de la Pisse-Vache, de la cascade de Gavarnie. Partout où ces formes alpines se présentent, elles attestent avec une égale évidence l'intervention de ces forces prodigieuses,

qui, en faisant éclater l'écorce terrestre, ont donné naissance aux chaînes de montagnes. Nos longues et étroites murailles de trachytes, qui souvent se découpent en obélisques, sont une forme alpine des plus prononcées, placée au centre du Cantal comme un jalon naturel, destiné à nous rendre plus sensibles les affinités de sa forme.

Elles y occupent une place exactement correspondante à celle qu'occupent dans les montagnes de l'Oisans ces murailles et ces obélisques de granite, dans lesquels se divise la crête circulaire qui entoure la Bérarde. Elles rappellent également ces murailles et ces obélisques calcaires, composés d'assises horizontales, qui sont souvent restés debout sur la partie culminante d'un groupe de couches replié autour d'un axe horizontal, phénomène dont il existe tant d'exemples dans les Alpes calcaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse.

Peu de géologues sans doute refuseraient aujourd'hui d'attribuer la cause première de l'isolement dans lequel sont restées les murailles granitiques et calcaires dont je viens de parler aux ruptures qui ont accompagné le soulèvement des Alpes : rien n'empêche d'attribuer une origine analogue à nos murailles trachytiques ; tout conduit même à l'admettre.

Il serait facile en effet d'établir, comme un

fait au moins très probable, l'existence au Cantal d'une ligne de dislocation semi-circulaire, qui, prenant naissance derrière le Puy-Chavaroche, passant par la masse phonolithique du haut de la vallée du Falgoux, courant ensuite derrière le Puy-Marie, la montagne de Peyrarte et celle de Bataillouse, traversant la vallée de l'Alagnon, près du lambeau tertiaire de la Visière dont on a cité l'inclinaison au rebours de la pente générale, et se prolongeant derrière le plomb du Cantal, va se terminer derrière le Puy-Gros, et de montrer que c'est à cette ligne de dislocations que se sont arrêtées les vallées du Falgoux, d'Apschon et de Diene. D'après les observations de M. des Genevez, la ligne dont je viens de parler joue souvent, par rapport aux assises du Cantal, le rôle d'une ligne anticlinale semi-circulaire; ce qui place nos murailles trachytiques dans une position exactement comparable à celles des murailles granitiques et calcaires auxquelles je les ai comparées.

Ainsi on voit que l'hypothèse du soulèvement du Cantal, bien loin de se trouver en opposition avec la disposition des traces de déchirement qu'il présente, renferme des élémens propres à expliquer, au moins par comparaison, les points de sa structure, qui semble, au premier abord, les plus singuliers, et qui sont les moins susceptibles d'être expliqués par les dégradations que de sim-

ples agens extérieurs auraient fait subir à un cône d'éruption.

L'objection fondamentale de la non-prolongation de quelques vallées de fracture jusqu'au centre du massif soulevé, a été accompagnée d'une série d'objections de détails basées sur les diverses irrégularités que présente la structure du Cantal. On a cité comme donnant lieu à autant d'objections, divers points où la surface des assises volcaniques et tertiaires, au lieu de prolonger directement vers l'extérieur, plonge dans des directions obliques ou même vers le centre du système; il me semble cependant que nous avons fait d'avance une part suffisamment large à toutes ces irrégularités partielles en disant que l'hypothèse d'un soulèvement régulièrement conique ne pouvait être qu'une approximation. L'existence de toutes ces irrégularités est même implicitement comprise dans l'hypothèse du soulèvement, puisqu'il est évident que l'inégalité de résistance, tant de la masse volcanique superficielle que de la base qui la supporte, tend à modifier la tendance que le phénomène doit avoir eue en lui-même à imprimer au massif soulevé et à la surface de ses diverses assises la forme d'un sol de révolution.

Il est d'ailleurs aisé de voir que des faits particuliers de ce genre auraient dû se présenter,

même dans l'hypothèse d'un soulèvement régulièrement conique. Les surfaces primitives des assises des conglomérats trachytiques et basaltiques n'ont pu manquer, d'après leur mode d'entassement, de présenter quelquefois des irrégularités considérables; et comme la pente moyenne des assises du Cantal n'est, aujourd'hui, que de 4 à 5°, il suffit que les surfaces primitives de ces assises se soient écartées de quelques degrés de l'horizontale, pour qu'elles présentent aujourd'hui, dans les points correspondans, des pentes sensiblement différentes de la pente générale, quelquefois des pentes beaucoup plus grandes, d'autrefois des pentes inverses, et, dans certains cas très particuliers, une horizontalité complète.

Ces dernières considérations suffiraient, à elles seules, pour montrer que ce ne sont que les résultats les plus généraux des phénomènes de soulèvement qu'on peut espérer de trouver soumis à quelques règles fixes.

Ce ne serait donc pas en montrant que la simplicité d'un énoncé général dans lequel on réduit le phénomène à sa plus simple expression se trouve débordée par la complication des détails qu'on pourrait prouver que la supposition du soulèvement est inadmissible; mais en signalant dans les traits de l'ensemble quelque circonstance gé-

nérale et simple qui viendrait la contrarier, et c'est à quoi on n'a pas réussi.

La rupture de l'écorce terrestre pourrait avoir été un phénomène très compliqué, sans qu'il cessât d'être utile de donner une image simple de ces traits généraux, d'exprimer par le calcul la partie la plus simple et la plus importante du résultat total, et de montrer, comme nous nous sommes attachés à le faire, que dans le Cantal et dans les mieux connus des autres massifs analogues, qu'on a proposé de considérer comme des cratères de soulèvement, il y a un parallélisme satisfaisant entre la marche des résultats d'un calcul approximatif et celle des parties du phénomène avec lesquelles ils sont en rapport.

Ces calculs et les énoncés approximatifs dont ils sont la traduction ne sont que des moyens de parvenir à résoudre une question unique et absolue, celle de savoir si l'écorce terrestre a été crevée ou si elle ne l'a pas été. Depuis que la question des cratères de soulèvement a été remise sur le tapis, on a parlé plus d'une fois de concessions mutuelles, de moyens de s'entendre, d'accommodemens; mais il n'y pas ici d'accommodemens possibles. Un cratère de soulèvement ne peut exister que comme résultat de fracture; une fracture dans un corps solide ne peut exister à moitié; la question des cratères de soulèvement ne peut être résolue

que par *Oui* ou par *Non*. Il n'était pas nécessaire, pour servir utilement à la solution d'une question aussi tranchée, que nos calculs fussent poussés au point de représenter tous les détails possibles du phénomène.

Ce serait même méconnaître entièrement le caractère de la question des cratères de soulèvement et la nature des difficultés qu'elle peut encore présenter que de la compliquer par la considération des irrégularités de détail qui peuvent exister dans le massif soulevé. Ce que le Cantal et les autres cratères de soulèvement offrent de réellement problématique, ce ne sont pas ces irrégularités de détail, c'est bien plutôt la petitesse des dérangemens que présentent leurs assises comparées à l'état de bouleversement des couches qui sont soulevées sur les flancs des chaînes de montagnes.

Ce qui caractérise principalement les cratères de soulèvement, c'est que sur leurs pentes extérieures les élémens de la surface primitive sont simplement désunis et inclinés sans être tourmentés et repliés. Ce fait réduit à une forme très simple la condition géométrique à laquelle ces élémens doivent satisfaire. Il est nécessaire, et il suffit, pour que le soulèvement ne soit pas contredit par les faits observés, que les crevasses qui séparent ces élémens dans leur position actuelle,

soient telles et distribuées de telle manière, que si on commençait par enlever les matières d'éruption ou d'éboulement qui peuvent en avoir rempli quelques-unes, elles permettent de concevoir la surface actuelle rabattue à peu près exactement dans le plan de la base de la surface soulevée, sans que dans aucun point plusieurs masses soient venues se présenter pour occuper le même point. Or il résulte bien évidemment des calculs auxquels nous nous sommes livrés dans notre premier mémoire, que dans le Cantal et dans tous les cratères de soulèvement sur lesquels on possède des données exactes, on peut admettre l'existence de plus de crevasses, soit ouvertes, soit remplies de matières adventives, qu'il n'en faudrait à la rigueur pour permettre de concevoir le rabatement dont je viens de parler.

Mais cette disposition si simple que présentent les élémens de la surface plane primitive, en même temps qu'elle rend facile le contrôle des observations, peut servir de point de départ à des problèmes importans; ainsi que nous l'avons déjà indiqué dans notre premier mémoire, il reste là une question d'écrasement à traiter par les principes de la mécanique. Il reste à déduire de la forme que la surface a reçue la quantité et le mode de distribution de l'écrasement intérieur, dont les dérangemens de cette surface donnent la preuve.

Cette question présentera peut-être d'assez grandes difficultés analytiques, et tant que ces difficultés n'auront pas été levées, on pourrait craindre au premier abord qu'elle ne conduisit à quelque résultat absurde. Mais on ne doit pas oublier que le résultat d'un calcul quelconque sur cette matière ne sera jamais que le développement d'une hypothèse sur la structure et la composition de la base de l'écorce terrestre. Or personne ne peut se flatter de posséder des notions assez exactes sur les parties de l'écorce terrestre *inaccessibles à nos regards* pour en déduire *à priori* l'absurdité du résultat d'observations faites sur les *parties exposées au grand jour*. Ce sont au contraire ces observations et les déductions auxquelles elles conduisent qui peuvent nous fournir des données sur les fondemens de l'écorce terrestre.

Ainsi que M. Boblaye l'a fait remarquer, la production d'un cratère de soulèvement se conçoit plus aisément dans les parties de l'écorce terrestre dont la base, criblée par une multitude d'éruptions antérieures et pour ainsi dire vermoulue, pouvait permettre à la pression soulevante de venir s'exercer directement sur des points peu éloignés de la surface. Prise pour base d'un calcul exact et complet, sous le rapport de ce qui s'est passé dans la profondeur, l'existence des cratères de soulèvement pourrait bien finir par prouver

qu'il y a eu dans l'écorce terrestre des *points faibles* susceptibles d'un mode d'écrasement qui ne se produirait que difficilement en un *point quelconque*, et ce résultat n'aurait rien en lui-même que de rationnel; mais un calcul approfondi, d'un ordre élevé et peut-être difficile, est nécessaire pour résoudre la question, même dans ce sens.

On doit remarquer, en outre, que, ramenée à des difficultés de géométrie et de mécanique, sur ce qui a dû se passer dans l'intérieur de l'écorce terrestre, la question des cratères de soulèvement ne pourrait être résolue négativement que d'une manière générale et absolue, et qu'un seul cas bien constaté d'un phénomène de ce genre suffit pour prouver que la nature sait échapper aux difficultés qu'on pourrait concevoir *à priori*. Or, ainsi que je l'ai déjà rappelé plus haut, la théorie des cratères de soulèvement n'est que l'application à des contrées antérieurement volcanisées de la théorie des vallées d'élévation. Les difficultés géométriques dont les cratères de soulèvement pourraient être l'objet, celles même qui seraient basées sur la simplicité de disposition des assises soulevées circulairement, opposées à la complication des reploiements qu'ont éprouvés les couches des chaînes de montagnes allongées, s'appliqueraient aux vallées d'élévation qui pré-

sentent non-seulement une disposition circulaire semblable, mais aussi, dans beaucoup de cas, une simplicité de forme aussi grande. Pour que les difficultés théoriques qu'on pourrait être tenté d'élever contre l'hypothèse des cratères de soulèvement prissent un caractère sérieux, il faudrait qu'elles pussent être opposées non-seulement aux argumens par lesquels j'ai essayé de montrer que les cônes revêtus de basalte sont nécessairement des cônes de soulèvement, mais encore aux argumens d'un genre entièrement distinct, qui prouvent que dans des montagnes d'une nature différente les forces soulevantes ont donné naissance à des formes tout-à-fait semblables. Ce ne sont pas seulement des montagnes à flancs basaltiques et trachytiques, qui présentent une forme conique et cratériforme, sans qu'on puisse l'expliquer par l'effet des seules éruptions et de la dénudation; la masse granitique du Mont-Blanc la masse trachytique de l'Elbruz, s'élèvent chacune dans une enceinte plus ou moins régulièrement circulaire ou elliptique, formée par d'énormes assises sédimentaires qui se relèvent de toutes parts vers la pyramide centrale, et lui présentent leur tranche escarpée. D'autres groupes, moins larges et moins élevés, présentent une disposition semblable avec ou sans pyramide au milieu, comme le cirque de la Bérarde dans

l'Oisans, le cirque de Gavarnie dans les Pyrénées, le cirque de Moray et le creux du Vent dans le Jura, le cirque de Sombornon dans la Côte-d'Or, les vallées circulaires des plaines crayeuses du Dorsetshire et du Hampshire.

Mais tout en admettant l'hypothèse du soulèvement pour les montagnes calcaires et arénacées, beaucoup de géologues se souviennent encore de la répugnance qu'ils lui ont si long-temps opposée. On n'attache tant d'importance à combattre la théorie des cratères de soulèvement que parce que les cônes formés de matières d'éruptions sont aujourd'hui les seuls points de la surface du globe où les adversaires du soulèvement trouvent encore à se réfugier. Il n'est pas étonnant qu'ils y défendent le terrain pied à pied; car une fois qu'ils auront abandonné ce dernier retranchement, les phénomènes mécaniques auront acquis définitivement un des rôles principaux dans la géologie. Je crois même pouvoir faire remarquer que si le présent mémoire ramène au même point les questions relatives aux phénomènes de fracture dont les roches de sédiment et d'éruption présentent également l'empreinte, ce n'est qu'en faisant intervenir la considération des traces laissées par un phénomène mécanique particulier, celui que présente une masse visqueuse qui se refroidit en coulant; traces qui sont pour l'étude des masses

produites par éruption, ce que les traces de l'horizontalité initiale des dépôts de sédiment sont pour l'étude des masses calcaires et arénacées. L'examen des caractères minéralogiques des échantillons de roches est insuffisant pour résoudre des questions de ce genre.

Indépendamment des objections plus ou moins sérieuses que je viens de discuter, on a cherché à faire valoir quelques autres considérations auxquelles leurs auteurs eux-mêmes n'attachent pas sans doute une bien grande importance.

Ainsi on a allégué la direction à peu près horizontale de la tranche des couches de calcaire d'eau douce qui se montrent dans de petits escarpemens près de Thiesac; je connais moi-même ces escarpemens, ils sont très peu étendus, et je doute fort qu'on puisse y constater positivement si le calcaire est horizontal ou s'il plonge de quelques degrés en avant ou en arrière, circonstance qui du reste ne sera importante à examiner que lorsqu'on descendra à la discussion des irrégularités locales du soulèvement.

On a de plus allégué qu'au-dessus de ce calcaire supposé horizontal on voit du basalte incliné. L'objection serait spécieuse si le basalte se trouvait verticalement au-dessus du calcaire; mais ce basalte, quoique situé à un niveau supérieur à celui du calcaire, s'en trouve à une assez grande dis-

tance horizontale, et dès lors l'objection s'évanouit.

M. Constant Prévost s'est attaché à prouver que l'intercalation de lambeaux de calcaire d'eau douce dans le tuf trachytique de la vallée de Vic ne prouve rien relativement aux soulèvements postérieurs à l'éruption des basaltes. Si M. Prévost avait lu notre mémoire avec attention, il aurait vu que nous ne citons (*Annales des mines*, 3^e série, tome III, p. 587) le fait de cette intercalation que pour faire voir que, loin du centre actuel du Cantal, le terrain tertiaire a été disloqué par l'arrivée au jour des trachytes et de leurs tufs (ce qui concourt à démontrer la nature sporadique des éruptions trachytiques) et pour montrer combien sont légères et trompeuses les ressemblances accidentelles que présentent ces tufs avec ceux qui se forment de nos jours sur les flancs des volcans en éruption. On aurait cependant pu croire que M. Prévost avait compris la portée de notre argument lorsqu'il a mis tant d'importance à combattre les observations par lesquelles MM. Dufrenoy, Murchison et Lyell, ont établi le fait de cette intercalation, que je persiste, d'après mes propres observations, à regarder comme incontestable.

Enfin on a dit que les dépôts d'eau douce du bassin d'Aurillac sont demeurés dans leur position horizontale primitive ; cette assertion prouve

seulement que les personnes qui ont entrepris en 1833 l'examen du Cantal n'y ont pas porté de baromètres. Si elles y en eussent porté, si seulement elles fussent montées sur les collines de roches primitives qui bordent le bassin vers le sud, elles auraient vu tout le sol de ce bassin présenter, du midi au nord, un relèvement faible, mais uniforme, que l'œil seul distingue, et que le baromètre vérifie. J'ai constaté qu'entre les collines de calcaire d'eau douce au nord d'Aurillac, et la surface du bassin d'eau douce près de Bex, il y a une différence de niveau de plus de cent mètres, sans compter qu'au nord d'Aurillac le calcaire d'eau douce, plus élevé et plus voisin du foyer volcanique, a été détruit par le temps sur une plus grande épaisseur.

Que serait-ce si on comparait le fond du bassin d'eau douce à Aurillac avec le calcaire de Thiesac, dont il paraît que les phénomènes volcaniques n'ont laissé subsister que les parties les plus basses, immédiatement appliquées sur le gneiss? On allègue qu'il y avait plusieurs bassins d'eau douce, et on se fonde sur ce qu'on voit pointer le gneiss sur les bords du ruisseau près du pont de Thiesac, comme s'il n'était pas tout simple qu'un ruisseau qui coupe d'abord le calcaire d'eau douce, vienne, un peu plus bas, se jeter dans les roches primiti-

ves dont la surface raboteuse sert de support à ce calcaire.

Mais je n'insiste pas sur le fait du relèvement général que présente le terrain tertiaire, quelque évidente que soit sa liaison avec le soulèvement du Cantal, vers le centre duquel le relèvement se dirige. Ce relèvement n'est en effet qu'un cas particulier d'un fait beaucoup plus général que j'ai déjà mentionné ailleurs, et sur lequel je compte revenir; je veux parler du relèvement général de toutes les assises tertiaires et d'alluvions anciennes, vers une ligne de faite qui traverse la France dans le prolongement de la ligne de soulèvement de la chaîne principale des Alpes. Toutefois sans chercher, quant à présent, à rattacher plus complètement que je ne l'ai fait dans un autre travail (1) le soulèvement du Cantal, du Mont-Dore et du Mezenç, au grand phénomène dont il a fait partie, je ne dois pas omettre de remarquer une circonstance importante du gisement géographique de ces trois groupes de montagnes.

Nos trois massifs soulevés sont placés à très peu près par rapport à l'extrémité occidentale de la chaîne principale des Alpes, comme les îles sou-

(1) Voyez recherches sur quelques-unes des révolutions de la surface du globe (*Annales des sciences naturelles*, t. XIX, p. 187 et 188).

levées des Canaries, par rapport à l'extrémité occidentale de la chaîne principale de l'Atlas, comme Santorin, par rapport à l'extrémité occidentale de la chaîne du Taurus, et même jusqu'à un certain point comme l'Etna, par rapport à l'extrémité orientale de l'Atlas, dont la chaîne principale de la Sicile peut être considérée comme un rameau.

D'autres rapprochemens, qu'il serait trop long d'indiquer ici, compléteraient la similitude de position de ces différens points.

Il est assez naturel que d'anciens massifs volcaniques placés d'une manière aussi analogue, aient cédé d'une manière à peu près semblable à l'action des forces soulevantes, tandis que d'autres massifs volcaniques anciens placés d'une autre manière, comme ceux du nord d'Irlande, du nord de l'Allemagne, de la Hongrie, leur ont résisté.

Sans attacher à ce rapprochement une importance qui ne pourrait résulter que de développemens qui me sont interdits par les bornes déjà trop étendues de ce mémoire, je ferai remarquer qu'il se trouve en harmonie avec les analogies que différens observateurs ont depuis long-temps signalées entre les anciennes déjections qui forment la base de l'Etna, et les produits des éruptions volcaniques anciennes de diverses contrées.

Ces analogies ne se réduisent pas à de simples

rappports minéralogiques; on a indiqué aussi de grandes analogies de forme entre le Cantal et les masses qui servent de base au cône moderne de l'Etna, telles que celles qui entourent le Val del Bove.

Or ces analogies qu'on a signalées comme présentant une objection contre le soulèvement du Cantal, tendraient au contraire à prouver que l'accumulation d'anciennes matières volcaniques sur laquelle repose l'Etna aurait elle-même été soulevée avant les éruptions modernes, et conduisent à assimiler le Val del Bove, sinon aux cratères de soulèvement, du moins aux Cratères Lacs.

M. Lyell, après avoir établi, t. III, p. 87 de ses *principles of geology*, que le Val del Bove ne peut être considéré comme le reste d'un cratère d'éruption, et avoir discuté les probabilités qui lui paraissent militer, soit en faveur de l'hypothèse qui attribuerait à un éboulement la formation de cette même cavité, soit en faveur de celle qui l'attribuerait à une explosion, conclut, p. 96-97, en disant..... « Dans l'imperfection actuelle de » nos connaissances sur l'histoire des volcans, » nous éprouvons quelque difficulté pour nous » prononcer sur la probabilité relative de ces hy- » pothèses; mais si nous adoptions la théorie des » explosions de bas en haut, la cavité ne constitue-

» rait pas un *Cratère*, dans l'acception ordinaire
» du mot, et cependant elle cadrerait encore
» moins avec la notion de ce qu'on appelle *Cra-*
» *tères de soulèvement.* »

J'avoue que la dernière partie de cette conclusion me paraît voisine de la subtilité. Après avoir lu avec attention tout ce que M. Lyell dit sur l'Etna en général, et sur le Val del Bove en particulier, je ne trouve rien qui puisse me conduire de mon côté à pencher plutôt en faveur de l'hypothèse des explosions que de celle des enfoncements ; mais j'y trouve encore moins de faits qu'on puisse opposer à l'idée que le morcellement éprouvé par l'ancienne accumulation de matières volcaniques dans laquelle le Val del Bove est entaillé, aurait été la suite d'un bombement de la masse entière de ces déjections anciennes. Rien ne prouve en effet que, dans l'origine, les assises de cette masse aient été aussi éloignées de l'horizontale qu'elles le sont aujourd'hui, et rien ne prouve par conséquent que la concentration autour d'un foyer unique des éruptions modernes de l'Etna ne remonte pas à un violent effort souterrain exercé de bas en haut dans l'emplacement de ce foyer. Or il faudrait prouver que la supposition d'un pareil effort est inadmissible pour pouvoir dire que la théorie des cratères de soulèvement ne s'applique pas à l'Etna, car cest

la trace observable d'un premier effort très violent, et non telle ou telle forme, plus ou moins régulière, imprimée à la surface qui constitue la base de la théorie des cratères de soulèvement.

Nos cratères de soulèvement de la France centrale ont eu un sort comparable à celui de Palma, où il ne s'est produit d'éruptions modernes qu'à l'extérieur. A l'Etna, au contraire, les éruptions modernes se produisent, comme les éruptions les plus considérables de Ténériffe, vers la partie centrale de l'espace soulevé.

Cette idée d'une succession de phénomènes graduellement différens, sur le sol de l'Etna, est loin d'être nouvelle. M. Fleuriau de Bellevue, à qui la géologie est redevable de recherches et d'aperçus si ingénieux, a exprimé depuis long-temps et même avant l'abbé Ferrara, l'opinion que la partie de la Sicile où s'élève aujourd'hui l'Etna a été auparavant le théâtre de phénomènes d'une nature volcanique, mais d'une plus grande dimension que ceux qui s'y passent de nos jours. On se trouve seulement conduit aujourd'hui à établir des distinctions plus tranchées entre les différens phénomènes successifs, et à séparer plus nettement les phénomènes de fracture des phénomènes de déjection.

L'idée à laquelle je me trouve conduit sur la succession des phénomènes, dont la forme actuelle

de l'Etna a été le produit, est presque identique avec le résultat des observations que M. Jackson a faites en Sicile en 1832, et qu'il a bien voulu me communiquer pendant le séjour qu'il a fait ensuite à Paris, avant de retourner en Amérique.

Mais je dois laisser aux différens observateurs qui ont visité l'Etna le soin de débattre et de résoudre les nombreuses et importantes questions auxquelles sa structure peut encore donner lieu. Il me suffit d'avoir écarté les difficultés qui avaient été opposées à l'hypothèse du soulèvement du Cantal, en faisant voir que les rapprochemens qu'on a essayé d'établir entre les revêtemens superficiels du Cantal et de l'Etna, loin d'en montrer la similitude, en font mieux ressortir la différence, et donnent de nouveaux motifs pour chercher, dans un phénomène de soulèvement, la cause de la forme conique du Cantal; et d'avoir prouvé en même temps que l'épaisseur des matières volcaniques au centre du Cantal, et la non-continuité de ses fractures méridiennes, au lieu de pouvoir être objectées comme des circonstances improbables ou impossibles, fournissent au contraire une vérification de conséquences implicitement comprises dans l'hypothèse d'une série d'éruptions trachytiques et basaltiques, suivies d'un violent effort exercé de bas en haut.

Qu'une suite d'éruptions vienne à se faire jour

au centre du Cantal (1), que leurs déjections remplissent la grande cavité centrale, que la cime de leur cône s'élève par degrés à quelques centaines de mètres au-dessus de la cime actuelle du plomb, que les coulées s'étendent dans les vallées divergentes et sur les plateaux basaltiques, on aura alors un véritable Etna au milieu de l'Auvergne; mais jusqu'ici je ne vois encore que son piédestal.

(Le mémoire de M. Fournet, dont il a été question dans le commencement de cet article, p. 226, a paru dans les *Annales des mines*, III^e série, tom. V, 2^e livraison, 1833.)

(1) Les observations que j'ai faites sur les flancs de l'Etna depuis la composition de ce mémoire, m'ont appris que cette supposition serait encore plus exacte en l'appliquant au Mont-Dore, ainsi que j'espère le montrer dans un travail sur la structure de l'Etna.

SUR LA POSITION
GÉOLOGIQUE
DU
TERRAIN SILICEUX
DE LA BRIE
ET
DES MEULIÈRES
DES ENVIRONS DE LA FERTÉ;

PAR M. DUFRÉNOY,
Ingénieur en chef des mines.

THE
HISTORY OF THE
CITY OF
NEW YORK
FROM
1609 TO
1789
BY
JOHN B. HOGAN
NEW YORK
1965

MÉMOIRE

Sur la position géologique du terrain siliceux de la Brié et des meulières des environs de La Ferté.

Par M. DUFRENOY, Ingénieur en chef des mines.

Les différentes formations tertiaires, qui constituent le sol des environs de Paris, sont disposées d'une manière assez régulière dans ce vaste bassin; la vallée de la Seine, qui court à peu près du N. au S. en amont de Paris, les sépare en deux bandes, dont les limites ne sont pas, il est vrai, très distinctes. Le calcaire marin désigné également sous le nom de calcaire grossier, se montre presque exclusivement au jour sur la rive gauche, où il est exploité par de nombreuses carrières, qui fournissent les pierres de construction employées à Paris.

Les collines, qui bordent la rive droite de la Seine, sont au contraire composées de formations d'eau douce, et l'on sait que la pierre à plâtre et les pierres meulières, qui dépendent de ces assises tertiaires, proviennent de l'est de Paris. A mesure que l'on s'éloigne de la ligne que je viens d'indi-

Tome III.

21

quer, la séparation entre les formations tertiaires est plus nette, et, à quelques lieues de Paris, on ne trouve qu'accidentellement le calcaire grossier ou les sables marins qui le représentent. Le calcaire d'eau douce au contraire acquiert une très grande puissance, surtout dans le plateau de la Brie compris entre la Seine et la Marne. Dans presque toute cette vaste étendue, le calcaire est caractérisé par la présence d'une assez grande quantité de silice, circonstance que M. Brongniart a rappelée en le désignant sous le nom de *calcaire siliceux*. La silice y existe dans des proportions et à des états variés. Tantôt elle est disséminée dans la masse même du calcaire, et lui communique alors des propriétés hydrauliques très prononcées. Tantôt elle est réunie sous forme de rognons ou de masses plus ou moins considérables; ces silex ne remplacent point des corps organisés; comme cela est habituel dans la craie; ils sont dus à des concrétions siliceuses qui sont probablement contemporaines du calcaire. La séparation de ces deux substances s'est opérée au fur et à mesure que les eaux, qui contenaient la dissolution; ont déposé la formation qui nous occupe. Il est résulté de cette circonstance que la silice et la chaux carbonatée ont dû se mélanger dans toutes les proportions; aussi voit-on constamment le calcaire et les silex passer de l'un à l'autre par des dégradations insen-

Caractères
du calcaire
siliceux.

sibles; les cavités de la première de ces roches sont souvent même tapissées de parties siliceuses mamelonnées, qui possèdent assez fréquemment la structure uniforme des agates. Le calcaire de Champigny, regardé comme type du calcaire siliceux, présente cette disposition d'une manière très prononcée. Dans quelques localités la silice est très dominante, le calcaire siliceux devient alors un silex carié, lequel, étudié isolément, ne rappelle en aucune manière la formation calcaire auquel il appartient; il est au contraire entièrement semblable par ses caractères extérieurs aux blocs siliceux qui recouvrent les sommités de Meudon et des bois de Montmorency. Mais l'âge de ces deux roches, si analogues minéralogiquement, est fort éloigné; la dernière constitue l'assise supérieure des terrains tertiaires du bassin de Paris, tandis que les meulière du calcaire siliceux sont recouvertes par le grès marin supérieur, et appartiennent par suite à l'étage inférieur de ces terrains, dont elles forment l'assise la plus moderne. Malgré cette différence essentielle, on a regardé jusqu'ici toutes les meulière comme appartenant à la même assise: il est vrai que la position superficielle des meulière de La Ferté et de Montmairail rendait cette assimilation naturelle: ce sont ces circonstances qui ont engagé les célèbres auteurs de la *Géographie minéralogique des environs*

de Paris à les décrire comme contemporaines, en les distinguant seulement par les noms de meulières sans coquilles et de meulières coquillières.

L'absence de la pierre à plâtre dans la presque totalité du pays recouvert par le calcaire siliceux, a rendu la position de ce calcaire incertaine; son analogie avec les marnes d'eau douce qui existent à Saint-Ouen à la séparation du calcaire grossier et du gypse, l'ont fait regarder comme inférieur à cette dernière assise qui forme aux environs de Paris un horizon géologique si prononcé; il en résulte que les places que l'on a assignées au calcaire siliceux et aux meulières de La Ferté dans l'échelle des terrains de Paris sont fort éloignées, et que ni l'une ni l'autre de ces deux roches ne sont dans leur position réelle. Des observations nombreuses m'ont prouvé que le calcaire siliceux et la pierre meulière ne sont que des manières d'être différentes d'une même formation supérieure à la pierre à plâtre, et inférieure au grès de Fontainebleau. Le calcaire siliceux est par conséquent une alternance de plus du terrain marin et du terrain d'eau douce dans les formations tertiaires de Paris. Cette formation, très épaisse dans le plateau de la Brie, s'amincit à mesure que l'on s'approche de la vallée de la Seine, de sorte qu'elle n'est plus représentée que par des couches de quelques pieds d'épaisseur dans les col-

lines des environs de Nogent ; mais cependant elle existe encore à la butte de Pantin. Il en résulte que si dans l'intérieur du pays occupé par le calcaire l'absence du gypse ne permet pas de constater la superposition du calcaire sur la pierre à plâtre, cette position relative est au contraire facile à observer en un assez grand nombre de points de la lisière du plateau de la Brie.

Je vais donner quelques exemples pour bien établir les relations que je viens d'indiquer.

Les collines qui bordent la rive droite de la Marne entre Nogent et Lagny, présentent de nombreuses exploitations de pierre à plâtre. Cette substance ne se retrouve plus sur la rive gauche, mais les marnes vertes caractéristiques de cette formation s'y montrent encore de manière à présenter un repère géologique certain : l'amincissement de la formation de pierre à plâtre n'est pas la seule circonstance remarquable que présente la rive gauche de la Marne. Cette formation, qui s'élève presque jusqu'à la hauteur de la butte des moulins de plaisance près de Nogent (*Pl. V, fig. 2*), se retrouve à Petit-Brie au niveau de la Marne, d'où il résulte que les couches du terrain plongent vers le S. O. assez fortement.

A Fontenay-sous-Bois, situé environ à un quart de lieue de Nogent, la formation gypseuse possède à peu près la même épaisseur que dans les buttes

Superposition
du calcaire
siliceux
sur le gypse.

A Fontenay.

de Montmartre et de Pantin. Elle s'y divise également en deux masses séparées l'une de l'autre par une certaine épaisseur de marnes schisteuses et distinctes par la nature de la pierre à plâtre. L'inférieure, formée d'une multitude de petites couches dont le tissu est très serré, est exploitée par des puits qui ont une cinquantaine de pieds de profondeur; la masse supérieure est composée de couches puissantes d'une pierre à plâtre sans mélange de marnes et sans alternance de couches à larges cristaux de chaux sulfatée. On trouve dans cette masse quelques ossemens de paléotherium, de même que cela est habituel dans les carrières de Montmartre et de Pantin. Cette partie supérieure de la formation gypseuse est mise à nu par différentes coupures pratiquées sur le flanc de la colline, de manière qu'il est facile d'observer la position relative de toutes les couches qui la composent. Bientôt le sol devient glaiseux, et les marnes vertes associées au gypse succèdent aux derniers indices de pierre à plâtre. Enfin des fragmens de calcaire répandus sur la surface du sol avec une grande profusion, annoncent peu après que la nature a changé, et que des calcaires ont succédé à la formation de plâtre et à ses marnes.

Le calcaire présente les caractères que j'ai indiqués comme propres au calcaire siliceux. Il possède une dureté assez grande due à un mélange

intime de silice répandue dans sa masse. Ses cavités sont quelquefois même tapissées de petites géodes siliceuses, mais la circonstance la plus habituelle est de présenter des plaques de silex plus ou moins pures, qui se fondent insensiblement avec le calcaire, de telle sorte que le silex est fortement coloré lorsque les plaques siliceuses ont quelque largeur, tandis qu'elles sont d'un gris blanchâtre sur les bords. Ce calcaire ne présente pas d'analogie avec les silex meulières qui forment l'assise supérieure des terrains de Paris. Il en diffère essentiellement par son tissu, qui n'est point carié, tandis qu'il est au contraire identique avec le calcaire de Champigny, et celui qui constitue tout le sol de la Brie. Cette concordance entre les caractères minéralogiques de ces différens calcaires est d'accord avec l'absence des sables marins qui n'existent pas dans la côte de Fontenay et de Nogent à la séparation du gypse et du calcaire. Cependant ces sables occupent une épaisseur assez considérable dans le prolongement de cette même côte à Pantin. Les hauteurs de ces deux sommets étant à peu de chose près les mêmes, ainsi que toutes les circonstances géologiques, le manque des sables marins dans ces deux localités contiguës ne peut être attribué à l'amincissement de cette formation; il est dès lors naturel de penser que si les sables marins existaient ils seraient supérieurs

au calcaire qui recouvre les sommités de Nogent et de Fontenay. J'indiquerai bientôt qu'effectivement on les trouve dans plusieurs points en recouvrement sur le calcaire siliceux de la Brie; et, comme il résulte de l'identité de hauteur et de constitution géologique des coteaux qui bordent les deux rives de la Marne, qu'avant l'ouverture de cette vallée, le calcaire de la Brie faisait continuité avec le calcaire siliceux de Nogent, on en conclut naturellement que ce dernier calcaire ne peut être assimilé au silex meulière qui appartient à la formation la plus moderne du terrain parisien.

A Nogent.

La descente vers Nogent montre la même disposition que la montée de Fontenay (fig. 2). Sur le sommet du plateau, des tranchées ouvertes au-dessus des moulins de plaisance pour la construction d'un fort, font voir la superposition directe du calcaire siliceux sur les marnes, circonstance que nous n'avions fait que juger sur le revers opposé. La hauteur des marnes au-dessus de la vallée est moins grande qu'à Fontenay, et par suite la formation calcaire a une épaisseur plus considérable.

Entre Brie-sur-Marne et Champigny, bourgs situés tous deux sur la rive gauche de la Marne, mais sur deux pentes opposées du plateau de la Brie, le calcaire siliceux atteint une grande épaisseur (fig. 1); l'étude de ces deux localités nous montre encore l'amincissement du terrain de pierre à

plâtre et l'abaissement de marnes. La présence du calcaire marin dans la plaine qui sépare Champigny de Saint-Maur, donne un moyen certain de juger cet amincissement du terrain de pierre à plâtre. Le calcaire marin est exploité dans cette plaine par plusieurs carrières à puits, dont la profondeur varie de 32 à 36 pieds, suivant l'épaisseur du terrain diluvien, qui recouvre le fond de la vallée de la Seine et de la Marne, et s'élève à une certaine hauteur sur la pente des coteaux qui bordent ces deux courans d'eau. Ce diluvium cache souvent le contact des marnes et du calcaire siliceux; cependant il est à découvert dans quelques points, comme aux environs de Brie-sur-Marne, et surtout près du moulin qui est situé à un quart de lieue au-dessus du village. Ce contact s'observe également dans un puits qui a été creusé pour l'alimentation de la maison des fours à chaux de Champigny. Ce puits, profond de 120 pieds, traverse d'abord le calcaire siliceux, les marnes du gypse sur 10 à 12 pieds de puissance, et arrive jusqu'au contact du calcaire grossier où est la nappe d'eau. Je vais décrire cette coupe dans laquelle le calcaire siliceux est très développé. Cette formation ayant une grande uniformité dans tout le plateau de la Brie, cet exemple en donnera une idée assez exacte.

Les couches qui reposent immédiatement sur

Calcaire
siliceux
de
Champigny.

les marnes gypseuses, sont composées de marnes feuilletées blanches, assez solides et semblables à celles qui contiennent la magnésite. Il existe dans ces marnes une très grande quantité de silex, formant des masses plus ou moins irrégulières, et des plaquettes ou petites couches d'un pouce à un pouce et demi de puissance. Ces silex assez fortement colorés en gris, ne se fondent pas dans la pâte, et par suite ne donnent pas naissance à de véritables calcaires siliceux. La surface des silex est recouverte d'une petite couche blanchâtre, terreuse, en grande partie siliceuse, quelquefois cependant magnésienne. Ces marnes sont riches en fossiles. Ce sont principalement des lymnées fort allongées (*Ly. longiscata*, Brong.), quelques planorbes et des paludines (*Pal. lævigata*, Desh.). Ces fossiles ont conservé leur têt, mais il est terreux et friable. On trouve en outre dans ces marnes une assez grande quantité d'empreintes de végétaux allongés, appartenant à des feuilles de monocotylédons, probablement des graminées désignées par M. Adolphe Brongniart sous le nom de *poacites*. Les marnes n'ont pas une grande puissance près du moulin de Petit-Brie, où elles sont exploitées pour recueillir les silex; elles peuvent avoir 30 pieds d'épaisseur.

Au-dessus de ces marnes le calcaire devient compacte, mais d'une manière irrégulière et par

parties plus ou moins larges. Tantôt il est d'un gris jaunâtre clair comme le calcaire lithographique ; il présente alors une cassure esquilleuse ; tantôt il est d'un gris blanchâtre, et sa dureté est beaucoup moins grande. La silice s'y trouve aussi disséminée de deux manières assez différentes, et en rapport avec la différence dans la nature du calcaire. Ainsi le calcaire jaune esquilleux est pénétré de nombreuses veines de quartz agate, bleuâtre ou rougeâtre, et de cavités tapissées de petits mamelons de la même substance. Ces veines et ces cavités se ramifient dans tous les sens, ainsi qu'on le voit aux fours à chaux de Champigny. Le calcaire lui-même est pénétré de silice, circonstance qui lui donne des qualités hydrauliques supérieures. Dans le calcaire blanc un peu terreux, la silice n'affecte plus des caractères de concrétions aussi prononcés ; elle forme des silex blonds qui se fondent dans la pâte et s'en détachent difficilement. De telle sorte qu'au contact des silex, et sur une étendue plus ou moins considérable, la roche est à la fois calcaire et siliceuse, comme cela est habituel dans le fire-stone des Anglais, qui appartient au grès vert. Ce dernier calcaire contient une très grande quantité de petites paludines, souvent transformées à l'état siliceux, d'autrefois ayant encore leur têt, ainsi que nous l'avons observé à Villiers entre Petit-Brie et Champigny.

On y trouve aussi quelques lymnées, mais ces fossiles, très abondans dans les marnes inférieures, sont rares dans cette partie supérieure de la formation. Dans quelques points de cette côte, et notamment près de Chenevières, le calcaire siliceux est caverneux. Des échantillons isolés sont analogues à la pierre meulière de La Ferté, et indiquent déjà le passage de ces deux roches.

La côte de Casnetin près de Lagny, et celle de Quincy dans les environs de Meaux, nous offrent encore la même superposition.

A Quincy la pierre à plâtre est exploitée par des puits dont la profondeur varie suivant leur position. Les puits placés sur le plateau même ont jusqu'à 160 pieds de profondeur; ils traversent le calcaire siliceux sur une épaisseur d'environ 30 pieds. La solidité de cette roche qui ne s'effleurit pas à l'air, fait que souvent les propriétaires de carrières ne maçonnent pas la partie supérieure des puits, et l'on peut voir distinctement le contact du calcaire et des marnes gypseuses supérieures; c'est en visitant ces carrières que j'ai reconnu pour la première fois la position relative du calcaire siliceux et de la pierre à plâtre, position que j'ai vérifiée dans un grand nombre d'exploitations. A Quincy la pierre à plâtre est très développée, elle forme deux masses; la supérieure, qui peut avoir 30 pieds de puissance, est séparée de l'inférieure.

par 10 à 12 pieds de marnes schisteuses. Cette dernière masse n'a pas au delà de 12 pieds d'épaisseur; cependant elle est exclusivement exploitée; ce qui tient à ce qu'elle présente beaucoup de solidité, tandis que la masse supérieure, traversée de fissures dans différens sens, est très éboulée.

Les différens exemples que je viens de citer montrent d'une manière positive la superposition du calcaire siliceux sur le gypse; je puis maintenant donner des preuves de son infériorité au grès marin supérieur, de sorte que sa position géologique sera alors clairement établie; le grès marin n'existe que dans quelques points isolés de la Brie: pendant long-temps j'ai même douté de son existence, ce qui m'a fait supposer que le calcaire siliceux était contemporain des silices meulières supérieures; le premier point où cette superposition importante a été reconnue est la colline de Pantin; cette découverte est due à M. Elie de Beaumont, qui l'a reconnue dans une course géologique qu'il fit, il y a plusieurs années, avec MM. les élèves des mines. Dans les tranchées ouvertes pour la construction des fortifications de Paris, on trouve au-dessus des marnes vertes, et au-dessous de la couche à huîtres qui appartient encore à la formation de pierre à plâtre, une couche de calcaire siliceux d'environ deux

Superposition
du grès marin
supérieur
sur le calcaire
siliceux.

mètres de puissance. Ce calcaire est blanc et terreux; il contient de nombreux silex noirs, qui se détachent complètement du calcaire comme dans la craie; le calcaire et les silex contiennent l'un et l'autre des lymnées et des planorbes. Le grès marin supérieur recouvre les différentes couches, de sorte que la position de ce calcaire siliceux est incontestable; ce fait isolé ne serait peut-être pas suffisant pour en conclure l'âge du calcaire siliceux de la Brie, mais il a mis sur la voie, et bientôt j'ai constaté la même superposition au centre même de ce pays. L'observation faite à Pantin, combinée avec la présence de marnes d'eau douce à silex blonds de Saint-Ouen, lesquelles sont inférieures à la pierre à plâtre de Montmartre, conduirait en outre à penser que le gypse est intercalé au milieu de ce calcaire: la grande différence dans l'épaisseur de cette assise, qui présente quelquefois deux masses également puissantes, et qui souvent n'est représentée que par quelques pieds de marnes vertes, semble confirmer cette opinion; le gypse pourrait être considéré comme formant de vastes rognons au milieu du calcaire siliceux, et allongés dans le sens des couches. Il ferait alors partie du calcaire siliceux; néanmoins toute la masse de cette formation serait supérieure au gypse, ainsi que je viens de le démontrer pour le calcaire de la Brie.

Les points principaux où l'on observe la superposition de grès marin supérieur sur le calcaire siliceux, sont la montée de Mont-Lhéry, où le grès repose sur le calcaire siliceux qui est dans toute sa puissance, la forêt de Gros-Bois, la butte des Griffons, près de Villeneuve-Saint-Georges, et les environs de La Ferté-sous-Jouarre. Je parlerai de cette dernière localité en traitant la question qui se rapporte aux meuliers.

Dans la forêt de Gros-Bois (*fig. 1*), la formation marine supérieure est peu épaisse. Elle est composée d'argile ocreuse, maculée de parties vertes, et mélangée d'une grande partie de sables et de galets. Elle contient en outre des blocs plus ou moins considérables, analogues à celui que l'on trouve à la montée de Meudon. Cette manière d'être de la formation supérieure est celle qu'elle affecte habituellement en Normandie, où elle paraît s'être déposée sous une petite épaisseur d'eau : tout le sol de la forêt de Gros-Bois est composé de la même manière ; mais, sur ses lisières, on voit le calcaire siliceux sortir de tous côtés ; de plus sa surface est recouverte en beaucoup de points de blocs de grès analogues à ceux qui sont disséminés dans l'argile ; ces blocs ne sont peut-être que les restes de cette formation supérieure qui aurait été dénudée par la même cause qui a déposé le diluvium si puissant dans la vallée de la Seine.

Grès marin
de la forêt
de Gros-Bois.

Butte
des Griffons.

A la butte des Griffons, la formation de grès marin est très développée; elle a environ vingt mètres de profondeur. Elle affecte les caractères habituels au grès de Fontainebleau; elle se compose de grès siliceux sans adhérence, coloré par de l'oxide de fer avec des parties plus ou moins solides: cette butte s'élève comme un vaste tumulus au-dessus de la plaine composée de calcaire siliceux, de sorte qu'on voit sur toute sa circonférence la superposition du grès sur le calcaire siliceux: la descente vers Villeneuve-Saint-Georges présente des coupes dans lesquelles le calcaire est mis à nu sur 40 mètres de puissance; ces coupes sont d'autant plus intéressantes, que les marnes du gypse ressortent sur les bords de la Seine; on y trouve des boules de strontiane sulfatée, qui confirment la présence de la formation gypseuse. Si maintenant on examine sur une carte les différens points que je viens de citer, et dont la coupe *fig. 2* représente seulement une tranche, on remarquera que le calcaire siliceux forme une vaste nappe qui a recouvert la formation gypseuse sur toute son étendue. Sur sa surface s'élèvent de distance en distance des buttes sablonneuses, qui sont autant de témoins de la formation supérieure qui ont été respectés par la dénudation.

Caractères
des pierres
meulières.

Position des pierres meulières. Dans un grand nombre de points du pays dont le sol est formé de

calcaire siliceux, on trouve du silex carié, entièrement analogue à la pierre meulière. Mais cette roche ne forme ordinairement que des masses peu puissantes qui ne peuvent être employées à la fabrication des meules. Une autre circonstance qui la rend impropre à cet usage, c'est son mélange avec le calcaire siliceux, mélange tellement intime qu'il existe souvent une dégradation insensible entre le calcaire compacte et le silex pur. Mais dans le plus grand nombre de localités, ces deux roches sont réunies par plaques plus ou moins grandes, de sorte que les blocs que l'on extrait présentent des parties tendres, unies et compactes, composées de calcaire et d'autres dures et cariées, entièrement siliceuses. Dans quelques points, notamment à La Ferté-sous-Jouarre et aux environs de Montmirail, le silex carié devient tellement dominant qu'on n'aperçoit pas à la première inspection sa relation avec le calcaire siliceux : l'analogie que cette roche présente au contraire avec les meulières supérieures, les ont fait confondre sous le même nom, et comme appartenant à la même formation. Cependant le mélange de calcaire que nous venons d'indiquer existe même dans les pierres les plus parfaites, et quelquefois même le calcaire contient des fossiles, de sorte que l'identité de formation entre le calcaire siliceux et le silex meulière, ne peut souffrir de

doute. Mais en outre on trouve des pierres meulières recouvertes par le sable marin supérieur, et même dans quelques points, comme au tertre de Flagny (fig. 6), situé à moitié chemin de La Ferté à Montmirail, les meulières supérieures existent au-dessus de ce sable marin; cette superposition confirme d'une manière positive les conclusions qui résultent du passage de la pierre meulière et du calcaire siliceux. Je vais entrer dans quelques détails sur cette position relative des meulières.

Position
des pierres
meulière :
La Ferté.

Environs de La Ferté. Cette ville est entourée de collines, dont la base est formée par les assises les plus anciennes du terrain de Paris (fig. 4).

1° Les sables inférieurs du calcaire grossier affleurent sur tout leur pourtour; on les voit particulièrement dans le sentier qui descend du hameau des Bondons à La Ferté. Quelques couches minces de calcaire grossier surmontent ces sables, lesquels sont entièrement siliceux et contiennent une très grande quantité de coquilles, ayant toutes leur têt. Des couches argilo-sablonneuses appartenant encore au calcaire grossier recouvrent ce dernier; elles renferment comme les sables inférieurs une quantité prodigieuse de coquilles, presque toutes bien conservées. Les eaux, en dégradant ces sables, entraînent les coquilles, de telle sorte qu'après une pluie abondante on peut en recueillir en

abondance dans toutes les rigoles qui sillonnent la partie inférieure de la colline.

2° Une série de couches assez puissantes de calcaire d'eau douce se montre un peu plus haut. Le calcaire, d'abord très argileux, contient quelques silex qui deviennent plus nombreux à mesure qu'on monte le sentier. On y rencontre quelques fossiles, et j'y ai trouvé notamment deux espèces de lymnées dont l'une est la *L. longiscata*, des paludines et des planorbes; les lymnées sont de beaucoup les plus abondantes. Bientôt on trouve quelques meulières, mais on ne remarque nulle part le sable marin qui devrait marquer la séparation du calcaire d'eau douce et de la meulière, si cette dernière roche appartenait à l'étage supérieur du terrain de Paris. Le sol est ensuite tellement couvert jusqu'aux bois qui couronnent le coteau, qu'il est impossible d'observer aucune superposition; l'exploitation des nombreuses carrières qui existent dans ces bois, et notamment celles de Tarterel, nous montre en partie ce que la culture empêche de voir. Cette exploitation a lieu à ciel ouvert.

3° Pour arriver à la pierre meulière on est obligé de traverser une masse de sable, dont l'épaisseur varie avec la forme du terrain, mais qui possède dans quelques carrières jusqu'à 16 mètres de puissance. Ce sable, en général légèrement

ferrugineux et mince, ne présente aucune trace de coquilles; cette circonstance le distingue du sable du calcaire grossier dans lequel les fossiles sont répandus avec une grande profusion. Au-dessous de ces sables on rencontre presque toujours un lit d'argile très mince, désignée dans le pays sous le nom de *Pyrois*, dont la présence annonce celle de la pierre meulière. Cette roche est en blocs irréguliers, présentant cependant dans leur ensemble une certaine continuité, qui permet de regarder les meulières comme formant un ou plusieurs bancs. Le nombre et la puissance de ces bancs varient presque de toise en toise : dans plusieurs carrières les blocs n'ont pas plus de deux meules d'épaisseur (28 à 30 pouces). Dans les carrières de Tarterel on connaît cinq bancs séparés par de petits lits d'argile, et leur ensemble fournit quelquefois une épaisseur de quinze meules. La discontinuité des blocs des meulières a souvent permis aux sables supérieurs de s'introduire entre les masses que l'on exploite. La pierre meulière paraît alors se trouver au milieu du sable, ainsi que l'indique la coupe *fig. 4*. Cette disposition a fait croire que cette roche était contemporaine du sable, et qu'elle appartenait à l'étage supérieur des terrains tertiaires. S'il en était réellement ainsi, il faudrait que le sable se prolongeât au-dessous de la meulière, et qu'il y

eût une séparation tranchée entre celle-ci et le calcaire siliceux, comme cela existe dans la Beauce et dans la forêt de Fontainebleau, où l'on voit du calcaire d'eau douce, souvent mélangé d'une grande quantité de silex, reposer sur le grès marin. Mais au contraire toutes les circonstances sont d'accord pour isoler les sables et les meulières, et pour montrer qu'il existe un passage entre cette dernière roche et le calcaire siliceux. Je rappellerai que ce passage est si fréquent que beaucoup de meules présentent des parties calcaires qui en détériorent la qualité.

La superposition des sables sur la meulière se retrouve dans beaucoup de points; je l'ai observé, mais d'une manière plus nette, à Jouarre, à la côte de Flagny, située à moitié chemin de La Ferté et de Vieux-Maisons, aux carrières de la Villeneuve, près Montmirail, ainsi qu'à celles de Margny dans le même centre d'exploitation. Dans toutes ces localités, les circonstances géologiques sont exactement les mêmes; les décrire serait faire des répétitions inutiles. Je donnerai seulement quelques détails sur la côte de Flagny, attendu qu'elle présente, ainsi que je l'ai annoncé, les meulières supérieures, c'est-à-dire celles employées généralement dans les constructions, et les meulières inférieures, séparées par le sable marin.

Position
géologique
de la meulière
à la côte
de Flagny.

Pour montrer l'ensemble des formations, je supposerai une coupe faite à peu près du nord au sud (*fig. 3*), passant par Sablonnières, village situé dans le fond de la vallée du Morin, par Hondervilliers, placé à mi-côte, et arrivant au tertre de Flagny.

1° Le grès siliceux que j'ai signalé à La Ferté forme le fond de la vallée du Morin, et si on suit cette rivière jusqu'au point où elle se jette dans la Marne, on marche constamment sur les mêmes sables. Il en résulte nécessairement que la base des collines de tout ce pays est formée exactement des mêmes couches : au village de Sablonnières, les couches sableuses sont mises au jour sur une hauteur de 20 à 25 pieds. Elles contiennent une très grande quantité de fossiles, la plupart turrnelles, parmi lesquels j'ai recueilli le *cerithium giganteum*. Dans la partie supérieure de ce sable existent quelques couches minces de calcaire grossier, et le sable qui les recouvre est en partie calcaire.

2° Le calcaire siliceux recouvre bientôt le système de couches qui dépendent du calcaire grossier; cette première formation est fort puissante. Toute la première pente de la vallée est sur ce calcaire; les premières couches de cette formation sont à la fois marneuses et schisteuses; elles se délitent facilement à l'air et ne contiennent

ment que quelques rognons isolés de silex noir qui se ramifient irrégulièrement : ces marnes sont assez riches en fossiles, principalement en lymnées (*L. longiscata*, etc.); on y trouve aussi des planorbes; mais les recherches les plus minutieuses n'ont pu m'y faire découvrir de gyrogonites. Arrivé à la hauteur d'Hondervilliers, le calcaire devient compacte et très siliceux; bientôt toute la surface du pays est recouverte de fragmens de meulières enlevés par la charrue ou de débris qui proviennent des exploitations ouvertes sur plusieurs points de cette plaine. A Hondervilliers, la meulière n'est point mélangée de sable comme à Tarterel, elle est seulement associée à des argiles ocreuses, au milieu desquelles se trouvent çà et là des blocs plus ou moins considérables susceptibles d'exploitation.

3° En continuant à remonter le petit ruisseau qui passe près d'Hondervilliers, on aperçoit bientôt le tertre de Flagny qui domine le pays. Il forme un mamelon isolé, reposant immédiatement sur le calcaire siliceux qui ressort de tous côtés. Ce mamelon, entièrement indépendant du reste du terrain, paraît comme le dernier massif d'une formation qui aurait couvert la contrée, lorsque les terrains tertiaires se sont déposés.

La pente de cette colline, sans être brusque, est beaucoup plus rapide que celle du terrain que

nous venons de parcourir; la nature de son sol est également très différente; il est composé d'un sable jaunâtre, ferrugineux, argileux et micacé dans quelques parties. Au milieu de ce sable, et principalement à sa partie supérieure, on trouve des blocs plus ou moins considérables d'une meulière rougeâtre, très caverneuse, dans laquelle il existe une grande quantité de lymnées et de gyrogonites à l'état de moules siliceux. Les gyrogonites y sont disséminées avec une grande abondance, tandis que ces fossiles n'existent point dans le calcaire siliceux.

La position géologique et la nature des fossiles sont par conséquent d'accord pour distinguer les meulières supérieures des pierres meulières du calcaire siliceux; en effet, une fois qu'on s'est élevé au-dessus des couches sableuses du calcaire grossier, on ne retrouve plus de sable jusqu'à la côte de Flagny; cependant on marche pendant plus de deux lieues sur la pierre meulière; si cette roche appartenait à l'étage supérieur des terrains tertiaires, le sable devrait se montrer au jour à chaque pas, tandis qu'on ne le trouve qu'au tertre de Flagny, où sa séparation avec le calcaire siliceux est très tranchée.

Entre La Ferté et Rheims, il existe plusieurs autres buttes de sable marin supérieur placées

également sur la surface du calcaire siliceux : quelques-unes d'entre elles contiennent des parties solides exploitées pour le pavage, circonstance qui établit une identité parfaite avec le grès de Fontainebleau.

Ces différentes buttes, à peu près de la même hauteur, se correspondent exactement ; elles établissent par conséquent d'une manière certaine que le sable marin a formé à une certaine époque un vaste manteau qui a recouvert le calcaire siliceux de la Brie.

A la Cour-de-France, sur la route, les méulières supérieures et les meulières de calcaires siliceux existent réunies dans les mêmes escarpemens et elles y sont séparées, comme à la côte de Flagny, par le grès marin supérieur ; la coupe (*fig. 5*), qui m'a été communiquée par M. Huot, montre cette disposition de la manière la plus positive.

Le long des bords de la route, on voit profiler le calcaire siliceux sur une épaisseur d'environ 10 mètres. Assez pur à sa partie inférieure, il présente bientôt de nombreux rognons de silex, et cette formation est terminée par environ 1 mètre d'un silex carié, mélangé de calcaire entièrement analogue à la pierre de la Ferté : des sables sans adhérence, légèrement micacés, recouvrent le

calcaire siliceux et forment une assise de 6 à 7 mètres de puissance. Une couche d'huîtres associée à ces sables indique leur âge et leur nature; ils correspondent au grès de Fontainebleau et représentent la formation marine supérieure.

Enfin le sommet du plateau est recouvert par une petite couche de meulières coquillères, contenant des lymnées à l'état siliceux et une grande quantité de gyrogonites.

Conclusion. Les détails que je viens de donner sur le calcaire siliceux, et que j'aurais pu multiplier beaucoup, les mêmes superpositions se voyant dans un grand nombre de localités, me conduisent à conclure que la formation connue sous le nom de calcaire siliceux, et dont le calcaire de Champigny a été décrit comme un des types, est supérieure à la pierre à plâtre de Paris; qu'elle est inférieure au grès marin de Fontainebleau. Elle appartient encore à l'étage inférieur des terrains de Paris.

La pierre meulière de La Ferté, de Montmirail, et en général des différens dépôts de silex cariés exploités pour la fabrication des meules sur le plateau de la Brie, appartient au calcaire siliceux et n'est qu'un accident dans cette formation.

La position du calcaire siliceux de Champigny

est absolue. Néanmoins il ne serait pas exact d'en conclure que toute la formation des calcaires siliceux de la Brie est plus moderne que celle de la pierre à plâtre. L'exemple de Saint-Ouen, où l'on voit la partie supérieure du calcaire grossier passer à l'état de calcaire siliceux me porte à croire, comme MM. Cuvier et Brongniart l'ont indiqué dans la description géologique du bassin de Paris, qu'une partie du calcaire siliceux de la Brie est parallèle aux silex de Saint-Ouen. Dans ce cas, la pierre à plâtre, au lieu d'être une assise distincte et de former des couches continues, serait, pour ainsi dire, accidentelle; elle constituerait de vastes amas enclavés dans le calcaire siliceux qu'elle partagerait en deux parties. Cette supposition établirait une liaison entre des couches inférieures au grand dépôt gypseux de Paris et des couches qui lui sont supérieures. En admettant que le grès marin supérieur forme une ligne de séparation tranchée entre les différentes assises dont se composent les terrains tertiaires de Paris, les assises qui constituent le groupe inférieur pourraient être regardées comme parallèles et se remplacer mutuellement, quelle que soit la nature des fossiles qui s'y rencontrent. La superposition directe que l'on observe à Montereau du calcaire siliceux sur l'argile plastique et le passage que présentent ces deux formations sont d'accord avec cette idée.

Dans cette dernière localité, non-seulement le calcaire siliceux remplacerait le plâtre, mais il représenterait en outre le calcaire grossier.



TABLE DES MATIÈRES

Contenues dans le III^e volume.

	Pages.
MÉMOIRE <i>sur les terrains tertiaires du bassin du midi de la France</i> ; par M. DUFRENOY.	1
Différence entre les terrains tertiaires du Midi et ceux de Paris.	3
Les terrains tertiaires forment deux bassins distincts . .	5
Division des terrains tertiaires en trois étages.	7
Sujet de ce mémoire.	8
Forme du bassin tertiaire du Midi	<i>id.</i>
Vallée de la Garonne; elle est ouverte dans une faille. .	10
I. DES TERRAINS TERTIAIRES INFÉRIEURS	11
Calcaire grossier de Blaye.	14
Fossiles du calcaire grossier des escarpemens de la rive droite de la Gironde, entre Blaye et Plassac, et de sa rive gauche, depuis Pauillac jusqu'à la mer. — <i>Noms des espèces.</i>	18
Environs de Saint-Emilion.	20
Couches d'argile dans le calcaire grossier.	24
Rive gauche de la Garonne.	27
Fossiles du calcaire grossier de Saint-Macaire, Langon et Virelade.	28
Calcaire d'eau douce sur le calcaire grossier près de la Réole.	31
Sable de Terre-Nègre correspondant au calcaire grossier.	35
Liste des fossiles reconnus à Terre-Nègre, sous l'hôpital Richelieu et sous le jardin botanique, etc.	37

	Pages.
Calcaire grossier dans les Landes.	38
A. Saint-Justin.	39
Calcaire grossier des environs de Dax.	40
Fossiles des carrières de Garax, près Dax.	41
Résumé sur la position du calcaire grossier du Midi. . .	43
II. DES TERRAINS TERTIAIRES MOYENS.	
	45
Composition de l'étage moyen des terrains tertiaires. .	46
Distribution des différentes assises.	47
Position relative de ces différentes assises.	48
Environs d'Agen.	50
Calcaire siliceux de Beaumont.	51
Rognons de silex.	54
Pierres meulières.	55
Gypse dans le calcaire d'eau douce.	56
Calcaire de Castres avec nodules concrétionnés	57
— d'eau douce intercalé dans la mollasse.	60
Rognons de calcaire dans la mollasse.	62
Environs de Pau	66
Différence entre les terrains d'alluvion et les terrains ter- tiaires.	71
Mollasse sablonneuse de la Saintonge.	73
Argiles et lignites.	74
Grès et calcaire siliceux dans les sables de la mollasse. .	76
Empreintes végétales dans le grès de Bergerac.	id.
Ossemens de paléothériums, etc., dans la mollasse	78
Id. dans le calcaire d'eau douce.	79
Soufre dans le calcaire d'eau douce.	82
Comparaison du gisement de la pierre à plâtre à Aix et à Sijan	85
Position des lignites dans le terrain d'eau douce.	86
Lignite de Saint-Chinian.	88
Mine de la Caunette.	90
Fossiles d'eau douce abondans	91
Calcaire d'eau douce très-compacte.	93

	Pages.
Poudingue calcaire dans le terrain d'eau douce.	94
Brèche du Toulonnet.	<i>id.</i>
Calcaire compacte du défilé du Mont-Carmel.	95
<i>De la mollasse coquillière</i>	99
Caractères de la mollasse coquillière	100
Poudingue de mollasse dans la mollasse même.	102
Superposition de la mollasse sur le calcaire d'eau douce.	104
— de la mollasse sur le calcaire d'eau douce à Sommières.	107
Mollasse coquillière de Sommières.	108
Coquilles marines mélangées dans le calcaire d'eau douce de Saint-Paulet	111
Passage des faluns des Landes à la mollasse coquillière.	115
Faluns de Saucats.	116
FOSSILES DES FALUNS (qu'on pourrait nommer <i>Landais</i>) de Mérignac, Saucats, Léognan, Martillac, la Brède, Saint-Médard-en-Jalles, Gradignan et Salles.	118
Sables et argiles avec minéral de fer.	124
Minéral de fer aux environs d'Angoulême.	126
§ III. DES TERRAINS TERTIAIRES SUPÉRIEURS.	128
Preuves de la séparation du troisième étage tertiaire.	129
Composition des terrains tertiaires supérieurs.	131
Position géographique des terrains tertiaires supérieurs.	133
Sables supérieurs des Landes.	134
Superposition discordante des terrains tertiaires moyens et supérieurs près Gondrain.	135
Environs de la Tour-du-Pin.	137
Sables supérieurs de Montpellier.	139
Calcaire d'eau douce supérieure.	140
à Saucats.	141
Sables marins des environs de Perpignan.	143
Noms des fossiles des dépôts de Millas, Trouillas et Bagnols-des-Aspres.	145
Résumé.	146

	Page.
OBSERVATIONS sur l'étendue du système tertiaire inférieur dans le nord de la France et sur les dépôts de lignite qui s'y trouvent; par M. L.-ÉLIE DE BEAUMONT	153
Acception trop étroite qu'on donne ordinairement au mot <i>bassin</i> de Paris.	<i>id.</i>
Division des terrains tertiaires en trois étages.	<i>id.</i>
Tertres qui indiquent la prolongation primitive des assises tertiaires inférieures vers le nord.	155
Composition de ces tertres	156
Grès blancs à coquilles.	<i>id.</i>
Ne forme que des amas.	157
Sablé chlorité près St.-Quentin, etc.	158
Grès des environs de Cambrai, d'Arras, de Douai, de Condé, etc.	159
Lambeaux tertiaires qui s'étendent sur la surface des terrains carbonifères et de transition.	160
Minerais de fer disséminés sur la surface des Ardennes.	161
Poudingue ferrugineux de Revin.	<i>id.</i>
Epoque de l'ouverture de la vallée de fracture de la Meuse.	161
Tertre de Cassel (Nord).	162
Sa composition.	<i>id.</i>
Fossiles qui s'y trouvent.	163
Identité des sables coquilliers de Cassel, de Laon et de Chaumont.	164
Ancienne étendue du terrain tertiaire inférieur	<i>id.</i>
Forme du bassin dans lequel il s'est déposé.	<i>id.</i>
Rivières qui s'y jetaient.	165
Lignites qu'elles y ont transportés	<i>id.</i>
Sables qu'elles y ont entraînés	<i>id.</i>
Structure générale des environs de Saint-Quentin.	166
Sablière de Holnon.	168
Coupe du plateau des bois de Vermand.	170
Environs de Compiègne.	172

	Pages.
Relevement de la crâie à la côte de Marigny, à Beaumont et à Chambly; alignement de ces trois points.	173
Tertres de Séchelles et de Sorel.	<i>id.</i>
Sablère près de Conchy-les-Pots.	174
Exploitation d'argile près de Conchy-les-Pots.	175
Coquilles qui s'y trouvent.	176
Analogie de ces couches avec celles de Newhaven (en Sussex).	<i>id.</i>
Avec celles du puits de Marly près Paris.	178
Induction contraire de MM. Prévost et Deshayes.	180
Argumens tirés des caractères purement géognostiques.	181
Disposition des assises tertiaires inférieures depuis Gisors jusqu'à Epernay.	182
Observations sur les environs de Rheims et d'Epernay.	183
Passage latéral qui s'y opère entre le calcaire grossier et le calcaire siliceux.	184
Côte de Monchenot.	186
Vallon de Courtagne.	<i>id.</i>
Descente du plateau de St.-Imoges à la Marne	187

SUR QUELQUES POINTS de la question des CRATÈRES DE SOULÈVEMENT; réponse à différentes objections élevées contre l'hypothèse du soulèvement du CANTAL. (Mémoire lu à la Société géologique de France, le 17 février 1834), par M. L.-ELIE DE BEAUMONT 193

Objections successivement élevées contre l'application de l'hypothèse du soulèvement à telle ou telle aspérité de l'écorce terrestre.	<i>id.</i>
Objections relatives à la théorie des cratères de soulèvement, et à son application au Cantal, au Mont-Dore et au Mezenc.	194
Ces objections s'appliquent plus spécialement au Cantal.	<i>id.</i>
Elles portent sur trois points principaux.	195

Tome III.

23

	pages.
Importance qu'on a attachée à trouver sur les flancs de l'Etna des coulées d'une compacité presque basaltique.	196
Ce fait prouve cependant le contraire de ce qu'on a voulu en conclure.	<i>id.</i>
Forme de la coulée de 1669 et des coulées en général.	197
Inclinaison variable des pentes de l'Etna.	198
Elle doit influer sur la texture des coulées de lave. . .	199
Différence des idées exprimées par le mot <i>lave</i> et le mot <i>basalte</i>	200
Structure tourmentée des coulées de lave.	<i>id.</i>
Uniformité des basaltes.	203
Exceptions, coulée basaltique du Cruchet-du-Bois-du-Mas.	205
La distinction des laves et des basaltes ne peut être faite d'après des échantillons, mais seulement sur place, d'après l'ensemble.	206
Oppositions des caractères que présentent les surfaces de l'Etna et du Cantal considérées de cette manière, <i>le Cantal ne peut être qu'un cône de soulèvement</i>	207
Secteurs du Cantal supposés rabattus dans le plan du plateau de l'Auvergne.	209
Secteurs de l'Etna supposés rabattus dans le plan de sa base.	210
Comparaison des résultats de ces deux constructions; différences qu'elles font ressortir dans l'origine des deux montagnes.	211
L'une est un cône d'éruption et l'autre un cône de soulèvement.	212
Uniformité des caractères de tous les basaltes de la France centrale, quelle que soit leur position actuelle. . . .	213
Tous doivent s'être solidifiés dans une position peu éloignée de l'horizontale.	<i>id.</i>
Opposition de caractères entre les basaltes et les coulées modernes, ou <i>chèires</i> de l'Auvergne.	214
Pentes d'un certain nombre des coulées modernes de l'Auvergne.	215

	pages.
La comparaison des assises basaltiques et des autres modernes de l'Auvergne fournit une nouvelle démonstration du soulèvement du Cantal.	219
Petitesse des coulées modernes, même de l'Etna, comparées aux assises basaltiques du Cantal.	221
Discussion relative au lambeau basaltique de Prudelle.	224
Grande fluidité des basaltes lors de leur épanchement.	230
Différences qui paraissent avoir existé entre le mode d'émission des basaltes et celui des laves modernes.	231
Difficulté d'établir une ligne de démarcation entre les basaltes et les trapps.	233
Trapps de la Nouvelle-Ecosse.	235
Grandeur de la masse qu'ils constituent.	238
Combien le phénomène de leur émission doit avoir différé des éruptions volcaniques modernes.	239
Dans la série des roches trapéennes les basaltes du Cantal s'éloignent déjà sensiblement des basaltes les plus récents.	240
Disposition de l'ensemble des masses trachytiques, basaltiques et trapéennes répandues sur la surface du globe.	<i>id.</i>
Disposition sporadique des lambeaux basaltiques.	241
Deux catégories de masses basaltiques et trapéennes	242
1° En dykes ou culots.	<i>id.</i>
2° En grandes nappes.	<i>id.</i>
Les trapps et basaltes, ou grandes nappes, qui ne présentent pas de traces de déchirement, se trouvent toujours à de faibles hauteurs.	<i>id.</i>
Formes tuberculeuses des masses de phonolites, de domites et même d'un grand nombre de masses trachytiques.	244
Trachytes de la Hongrie.	<i>id.</i>
Différences qui paraissent avoir existé entre les modes d'émission de ces roches et les éruptions volcaniques actuelles.	246
Les substances gazeuses jouaient probablement un rôle	

	Pages.
moins considérable dans les éruptions basaltiques que dans les éruptions actuelles.	246
Comment cette supposition explique la différence de forme des masses basaltiques et des volcans modernes.	247
Les basaltes ne se sont généralement épanchés en grandes nappes que dans des contrées peu élevées.	248
Les laves actuelles ne s'élèvent elles-mêmes que jusqu'à une certaine hauteur.	<i>id.</i>
Absence des laves dans les grands volcans de Quito.	<i>id.</i>
Les basaltes pénétrés de moins de gaz se refroidissaient moins vite et coulaient plus facilement.	249
Ils n'avaient que peu de tendance à former des montagnes coniques.	<i>id.</i>
Les masses qui s'élèvent obliquement sur les flancs des cônes de soulèvement ne sont pas moins anormales par l'effet de la hauteur qu'elles atteignent que par celui de leur inclinaison.	251
Uniformité de manière d'être à laquelle toutes les nappes basaltiques seraient ramenées si on supposait que les masses obliques fussent rabattues horizontalement.	251
Coquilles marines dans les couches interbasaltiques de la Grande-Canarie.	254
Ces coquilles prouvent à la fois le soulèvement des basaltes de la Grande-Canarie, et l'identité de texture des basaltes qui se sont solidifiés à l'air libre et dans la mer.	255
Les soulèvements au moins aussi probables dans les contrées volcaniques que dans les autres.	256
Objection déduite de ce que, dans les massifs soulevés de l'Auvergne, l'épaisseur visible des matières volcaniques est plus grande près du centre que près des bords.	<i>id.</i>
Le sol de l'Auvergne a cessé de très bonne heure d'être plat et uni.	258

C'est dans les dépressions ou sur leurs bords, que les éruptions trachytiques et basaltiques ont dû avoir lieu.	259
Cette hypothèse se vérifie dans le bassin du Puy.	260
Comparaison entre les accumulations de matières volcaniques du Cantal, du Mont-Dore, du Mezenc et du bassin du Puy.	265
Une masse de déjections volcaniques, plus épaisses à son centre que vers ses bords, peut se former de deux manières.	266
Position sporadique des points où ont eu lieu des éruptions anciennes.	267
Lorsque des éruptions sporadiques ont eu lieu sur des surfaces à peu près horizontales, elles n'ont jamais produit des masses lenticulaires aussi renflées que celles de l'Auvergne.	268
Manière dont s'entassent dans une dépression les produits d'éruptions sporadiques.	270
L'augmentation des assises en nombre et en épaisseur, lorsqu'on approche du centre des massifs, montre que l'accumulation a eu lieu dans des dépressions.	272
Pourquoi les points où avaient eu lieu les accumulations de matières volcaniques ont cédé de préférence à une force soulevante.	283
Objections qu'on a essayé de déduire des lois géométriques auxquelles les fractures sont assujetties.	387
Cette objection ne s'adresse qu'à une comparaison mise en usage dans notre premier mémoire.	288
Il n'est pas dans l'essence du phénomène que les vallées de fracture qui partent de la circonférence se prolongent jusqu'au centre.	290
La dislocation à laquelle on a attribué l'origine des vallées, implique l'idée d'un soulèvement.	291
On ne peut attribuer en entier l'origine de ces vallées à la simple action érosive des eaux.	292
Crêtes étroites qui ferment à leur partie supérieure quelques-unes des vallées divergentes.	<i>id.</i>

	Pages.
Les courans diluviens ne les auraient pas respectées. . .	292
Les causés actuellement agissantes n'ont pas à elles seules creusé des Vallées	293
Les crêtes étroites qui ferment plusieurs vallées doivent leur première forme à des causes indépendantes de la marche du temps	294
L'existence des cascades prouve que les parois verticales des vallées sont aujourd'hui immuables.	295
Énigme que présente, dans le Cantal comme ailleurs, la disposition des matières soustraites par dénudation.	296
Aspects alpins du Cantal et du Mont-Dore. Cet aspect dénote sans doute des phénomènes d'une grande violence.	297
Comparaison avec les montagnes de l'Oisans.	298
Indication, dans le Cantal, d'une ligne anticlinale semi-circulaire.	299
Irrégularités de détail ; leur peu d'importance.	300
La question des cratères de soulèvement ne peut être résolue que par <i>oui</i> ou par <i>non</i>	303
Ce que les cratères de soulèvement présentent de réellement problématique, c'est la petitesse des dérangemens de leurs assises.	<i>id.</i>
Les fragmens désunis de la surface primitive du Cantal satisfont à la seule condition à laquelle elles soient assujetties	304
Problème d'écrasement qui reste à résoudre	<i>id.</i>
Peu de valeur des difficultés que pourrait faire naître, au premier abord, une solution analytique de ce problème	306
Ces difficultés ne prendraient un caractère sérieux qu'autant qu'elles pourraient s'appliquer aussi aux vallées d'élévation qui existent dans des montagnes couvertes de restes marins	307
Les cratères de soulèvement sont devenus le dernier re-	

fuge des adversaires de l'hypothèse de la formation des montagnes par voie de soulèvement	308
Considérations de détails qui avaient été mises en avant à l'appui des trois objections principales réfutées ci-dessus	309
Le relèvement des calcaires d'eau douce, vers le centre du Cantal, se rattache à des phénomènes géologiques beaucoup plus étendus	312
Comparaison des gisemens géographiques du Cantal, du Mont-Dore, du Mezenc, des Canaries, de Santorin, de l'Etna, etc	313
Analogies entre la structure du Cantal et celle du massif d'anciennes déjections volcaniques qui sert de base à l'Etna	314
<i>MÉMOIRE sur la position géologique du terrain de calcaire siliceux de la Brie et des meulières des environs de La Ferté; par M. DUFRÉNOY, ingénieur en chef des mines</i>	321
Caractères du calcaire siliceux	322
Superposition du calcaire siliceux sur le gypse	325
A Fontenay	<i>id.</i>
A Nogent	328
Calcaire siliceux de Champigny	329
Superposition du grès marin supérieur sur le calcaire siliceux	333
Grès marin de la forêt de Grosbois	335
Butte du Griffon	336
Position des pierres meulières de La Ferté	338
Position géologique de la meulière à la côte de Flagny	341
Conclusion	346

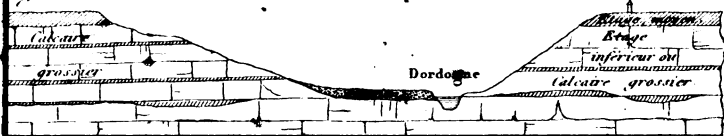
042314

ERRATA.

Page 346, ligne 31, *au lieu de Saint-Chiniau, lisez Saint-Chinian.*

Id. ligne 32, *au lieu de la Cannette, lisez la Caunette.*

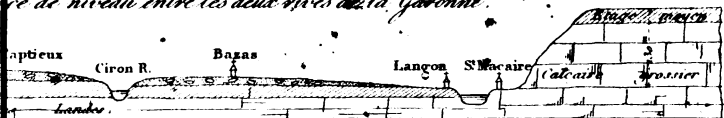
Garonne à la hauteur de Bordeaux.



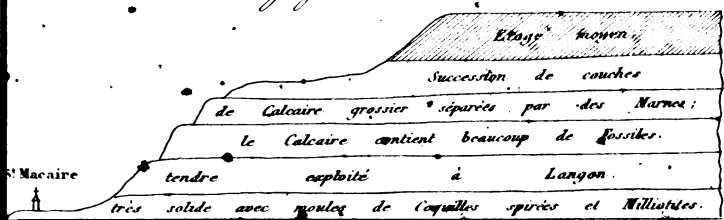
de la rive droite de la vallée de la Dordogne.



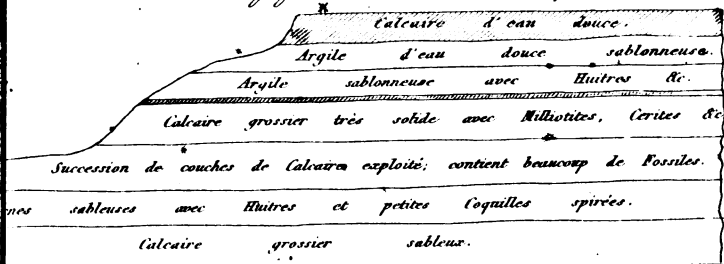
de niveau entre les deux rives de la Garonne.



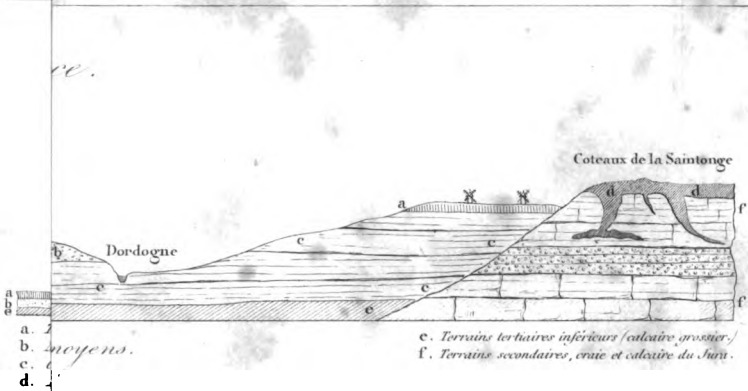
des couches de calcaire grossier à S' Macaire.



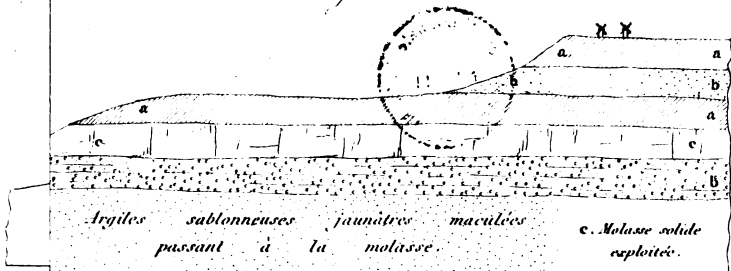
l'eau douce sur le calcaire grossier aux moulins de Minait près la Néole.



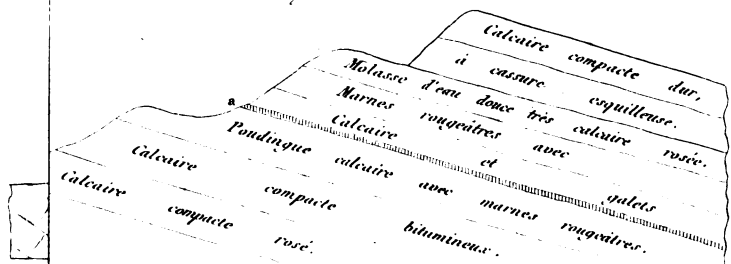




en et la vallée de la Dordogne.

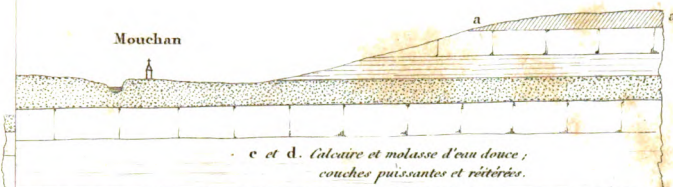


Eau douce dans la molasse aux moulins de la Ramière.



Dans le calcaire d'eau douce près St. Chinian.

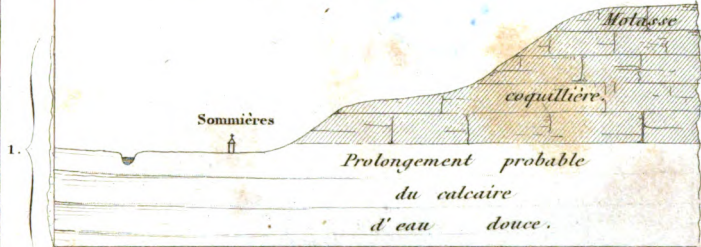




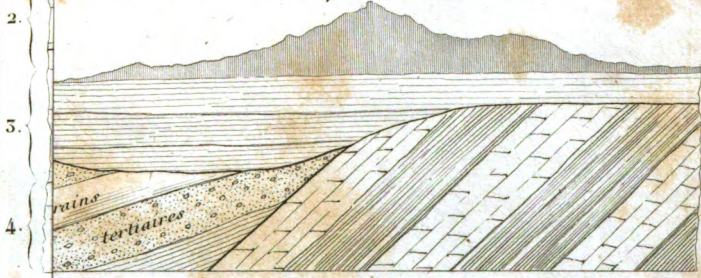
allière près Gondrin.



Terrains tertiaires supérieurs à la Tour du Pin.



le calcaire d'eau douce près Sommières.



*res supérieurs sur les terrains tertiaires moyens
l'Infretet près Aix.*



[Faint, illegible text from a document or manuscript, possibly bleed-through from the reverse side. The text is arranged in several lines and appears to be a formal or official document.]

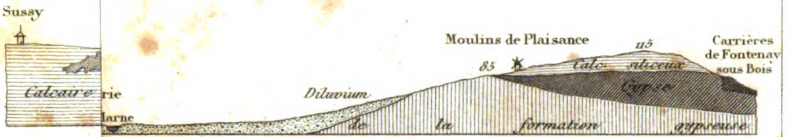


Fig



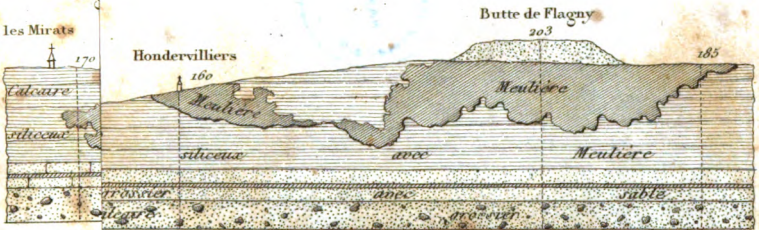
leucue S^t Georges et Gros Bois.

Fig



Bois et à Petit Brie.

Fig



Montuirail.

Fig

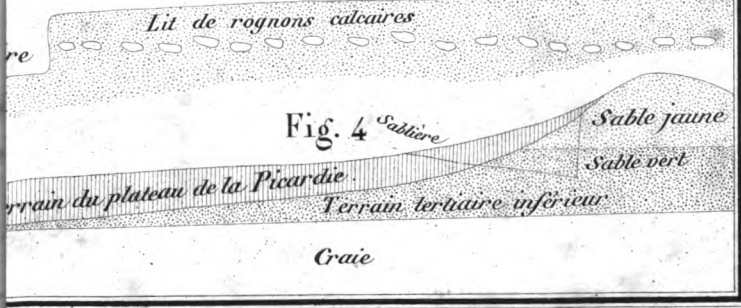
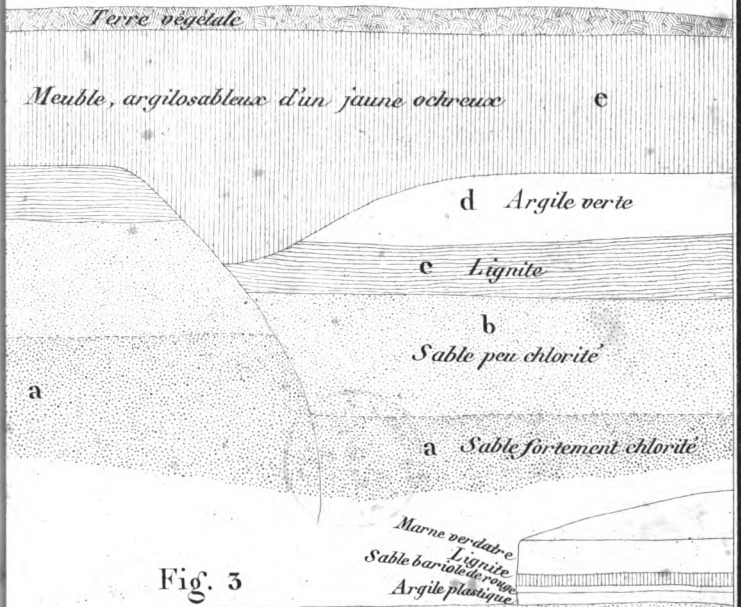
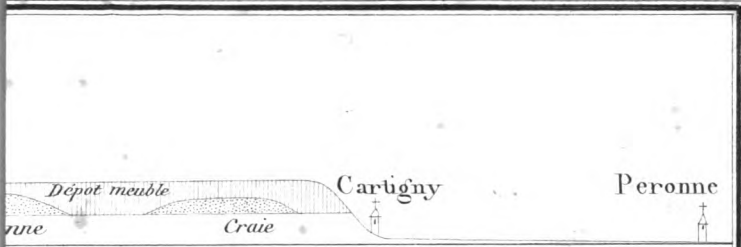


Fig. 6.



Supplé la pierre Meulière par le Grès marin supérieur.
à la Butte de Flagny.





Gravé s. pierre par L. Bouffard, r. du Regard II.

MÉMOIRES

POUR SERVIR

A UNE DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE.

TOME IV.

PARIS. — IMPRIMERIE ET FONDERIE de FAIN,
rue Racine, 4, place de l'Odéon.

MÉMOIRES . 393268

POUR SERVIR

A UNE DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE,

RÉDIGÉS

PAR ORDRE DE M. LE DIRECTEUR DE L'ADMINISTRATION
GÉNÉRALE DES PONTS ET CHAUSSÉES ET DES MINES,

SOUS LA DIRECTION

DE M. BROCHANT DE VILLIERS,
Inspecteur-général au corps royal des mines, etc.,

PAR MM. DUFRENOY ET ÉLIE DE BEAUMONT,

Ingénieurs en chef des mines.

TOME IV,

RECHERCHES SUR LES TERRAINS VOLCANIQUES DES DEUX-SICILES,
COMPARÉS A CEUX DE LA FRANCE CENTRALE.



PARIS,

F.-G. LEVRAULT, Libraire, rue de la Harpe, n. 81.
STRASBOURG, rue des Juifs, n. 33;

1838.



AVIS AU LECTEUR

SUR CE QUATRIÈME VOLUME.

LES observations publiées de nos jours sur les terrains volcaniques de la France centrale, par des géologues habiles, dont nous partageons les idées sur beaucoup de points, et celles que nous avons consignées nous-mêmes dans les tomes 2 et 3 de cette série de mémoires, ont donné lieu à des discussions qui nous ont fait désirer d'étudier les volcans brûlants. Nous voulions examiner par nous-mêmes si certaines idées théoriques, que l'étude du Cantal et du Mont-Dore nous conduisait à adopter, s'appliquaient également à des massifs volcaniques encore actifs et de formes plus élancées, tels que le Vésuve et l'Etna. M. le directeur général des ponts

et chaussées et des mines, comprenant toute l'utilité de ces recherches, nous a autorisés à faire, en 1834, une excursion géologique dans les Deux-Sicules, dans laquelle nous avons été assez heureux pour être guidés par l'un des hommes aujourd'hui les plus versés dans la connaissance des volcans, M. Léopold de Buch. Le présent volume contient les résultats de notre exploration; on y verra que nos vues sur l'Auvergne ont trouvé leur application dans les Deux-Sicules, et y ont même reçu de nombreux et importants développements. Rédigés dans un esprit de comparaison avec nos travaux antérieurs, sans en renfermer la répétition; accompagnés de cartes du Vésuve et de l'Etna, dressées exprès sur la même échelle que celles du Mont-Dore et du Cantal, nos nouveaux mémoires ne pouvaient être séparés des anciens; telles sont les raisons qui nous ont engagés à les comprendre dans une collection dont les premiers volumes sont consacrés à la

description de diverses parties du territoire
de la France, comme le seront aussi ceux
qui suivront bientôt celui-ci.

DUFRENOY. — ELIE DE BEAUMONT.

Paris, juillet 1838.

RECHERCHES

Sur la structure et sur l'origine du Mont Etna.

Par M. L. ÉLIE DE BEAUMONT,
Ingénieur en chef des Mines.

CHAPITRE I^{er}.**DESCRIPTION OROGRAPHIQUE.**

N'ayant observé l'Etna que pendant trois semaines (en septembre et octobre 1834), je ne puis avoir pour objet d'en donner dans ce mémoire une histoire, ni même une description complète.

Un grand nombre de savants siciliens, et notamment le chanoine Recupero, l'abbé Ferrara et M. Mario Gemellaro, ont, par de longs travaux, réuni des documents nombreux et riches en détails circonstanciés sur les éruptions et même sur la structure de l'Etna. Plusieurs savants étrangers au pays, et qui ne l'ont visité que passagèrement, particulièrement Dolomieu, Saussure, Brydone, le chevalier Hamilton, MM. Fleuriau de Bellevue,

VILLE DE LYON**Biblioth. du Palais des Arts**

Smyth, Herschel, Poulett - Scrope , Buckland, Lyell, Hoffmann, Constant - Prevost, Jackson, Abich, et plusieurs autres, ont fait sur les mêmes objets des observations importantes.

Tous ces matériaux ne pourraient être fondus en un corps d'ouvrage complet que par quelqu'un qui ferait sur les lieux un séjour prolongé. Je devrai me trouver heureux si , par quelques remarques faites dans des courses rapides , je réussis à faire envisager comme moins difficile la construction d'un édifice , dont l'achèvement présenterait un véritable intérêt pour la science, puisqu'il s'agit du volcan le plus considérable de l'Europe, et de celui de tous les volcans dont l'histoire authentique remonte à l'époque la plus reculée. Mais comme mes remarques , tout en ne s'appliquant spécialement qu'à quelques points, se rattachent cependant à la forme et à la structure générale de la montagne entière , je serai obligé de commencer par en tracer une esquisse rapide.

Tout le monde sait que l'Etna s'élève sur la côte orientale de la Sicile ; que sa base est baignée par la mer et empiète même légèrement sur la ligne générale des rivages ; que sa masse imposante et solitaire est complètement détachée des montagnes calcaires et granitiques qui remplissent une partie de son horizon ; que la forme pyramidale de sa cime, l'aspect brûlé de ses flancs,

la disposition de leurs anfractuosités, qui décèle un groupement autour d'un centre commun, la belle et riante végétation qui couvre sa base, les villes, les villages élégants et presque monumentaux qui s'y détachent sur la verdure : que tout y révèle à l'œil, d'aussi loin qu'il puisse l'apercevoir, un massif à part, une existence individuelle, un de ces points où s'est concentrée de nos jours l'activité de la nature minérale, où vit une cause sans cesse agissante de destruction et de renouvellement, un *volcan*, à la fois source de désastres par les secousses qu'il occasionne, par les déjections dont il recouvre le terrain, et source de richesses par la nature du sol que font naître à la longue ses produits accumulés.

Les détails même de cet imposant tableau sont pour la plupart généralement connus; mais, parmi ces détails, il en est cependant une classe dont les descriptions, publiées jusqu'à ce jour, me paraissent laisser beaucoup à désirer : ce sont les anfractuosités qui accidentent la vaste pyramide dont le cratère de l'Etna occupe le point culminant. Les descriptions que le chanoine Recupero et M. Lyell en ont publiées, quoique généralement exactes dans les détails qu'elles renferment, ne donnent peut-être pas une idée complète de l'ensemble de ces anfractuosités aux personnes qui ne les ont pas observées. Désirant contribuer à introduire plus

complètement dans la science des éléments si remarquables, j'ai cru devoir ajouter de nouvelles figures à celles qu'ont déjà données les savants que j'ai cités, et j'ai cherché à rendre sensibles les traits généraux du massif de l'Etna, au moyen d'une carte (*Pl. 1^{re}*) et de quatre vues (*Pl. 2, 3, 4, 5*); j'ai même essayé de réaliser en petit les éléments de ces diverses figures dans un modèle en relief construit sur l'échelle même de ma carte.

J'ai pris pour base du tracé de ma carte celui qui se trouve sur la carte marine de la côte orientale de la Sicile, par le capitaine Smyth, en y faisant seulement, quant aux positions des points, de légères modifications basées sur quelques mesures angulaires que j'ai prises de la cime de l'Etna et de diverses autres stations, au moyen d'un sextant et d'un horizon artificiel de Mercure. J'ai eu d'abord à rectifier, conformément à l'ouvrage même de M. Smyth, la position de la cime de l'Etna, à l'égard de laquelle le dessinateur s'était trompé d'une minute (1). J'ai été en outre conduit à porter Riposto plus au nord. J'ai profité, pour placer les cônes parasites et un certain nombre de villages, des cartes de l'Etna, publiées par le chanoine Recuperero et par M. Gemellaro, et de la carte de Sicile, en quatre feuilles,

(1) Sicily and its Islands, by captain W. H. Smyth, p. 145, et appendix, p. 38.

publiée en 1809 et 1810, par l'état-major de l'armée sicilienne. J'ai aussi profité des dessins que M. le docteur Abich vient de publier. Quant au figuré du terrain, j'ai eu à le refaire presque en entier. Je me suis servi, pour cela, de croquis pris sur les lieux et des vues publiées par le chanoine Recupero, par M. Mario Gemellaro, par M. Smyth, par M. Lyell et par M. Abich. J'ai adopté l'échelle de $\frac{1}{1111111}$, qui est celle de la petite carte de l'Auvergne, par Desmarest, et des cartes du Cantal et des Monts-Dores, que j'ai publiées précédemment, de concert avec M. Dufrenoy (*Ann. des mines*, 3^e série, t. III, et *Mém. pour servir à une desc. géol. de la France*, t. II) : cette conformité d'échelle facilitera les comparaisons.

Je ne doute pas que des levés rigoureux ne fissent apercevoir dans ma carte de nombreuses déficiences ; mais je croirai avoir rendu quelque service à la science si, en publiant cet essai, je provoque l'exécution d'une carte rigoureuse du principal volcan de l'Europe. J'ose espérer, du moins, que ma carte, tout imparfaite que je la suppose, ne donnera pas d'idées fausses sur la forme générale du massif ni sur la disposition de ses anfractuosités. Je crois pouvoir en dire autant des vues pl. 2, 3, 4 et 5. Ces vues ont pour base des croquis pris sur les lieux ; mais sachant combien il est rare qu'en prenant une vue de montagne on

n'en exagère pas la saillie et qu'on n'en déforme pas l'ensemble, j'ai pris de chacune de mes stations les distances et les hauteurs angulaires des points les plus remarquables, et, à l'aide du calcul, j'ai développé mes croquis, de manière à faire de chacun d'eux une portion d'un panorama de 60 centimètres de rayon. Quant au modèle en relief, il n'est, comme je l'ai déjà dit, qu'une simple réalisation des éléments de la carte et des panoramas dont je viens de parler, et, en le regardant sous divers aspects, on s'assurera aisément de l'accord de mes différents dessins entre eux et avec ceux de MM. Recupero, Gemellaro, Lyell et Abich.

On sera sans doute étonné du peu de saillie de ce relief, et le même sentiment de surprise aura peut-être accueilli ma carte et mes panoramas. On ne pourra manquer de remarquer qu'ils répondent bien peu à l'image poétique que Pindare nous a laissée de l'Etna, la *Colonne du ciel*. On conçoit cependant que le rapport de la hauteur de l'Etna à sa base n'est pas un élément sur lequel il puisse aujourd'hui rester des incertitudes susceptibles d'être appréciées sur l'échelle que j'ai employée. La surprise dont je viens de parler ne serait réellement que l'expression de l'idée exagérée qu'on se fait généralement de la rapidité de l'Etna, et je pourrais même dire des montagnes en général.

La *platitudo même de l'Etna*, s'il est permis d'employer cette expression, est peut-être, au reste, destinée à devenir aux yeux de la science un de ses traits les plus remarquables. Elle résulte surtout de l'adoucissement progressif que subissent les pentes en s'éloignant du centre du massif, et de la grande étendue que cet adoucissement fait acquérir à la base; et cet adoucissement, qui croît de siècle en siècle, résulte lui-même des lois mécaniques suivant lesquelles les coulées de laves et les déjections incohérentes s'étendent et se stratifient les unes sur les autres. Complètement analysée, cette faiblesse de la plus grande partie des pentes de l'Etna serait déjà presque une théorie, ainsi que j'essaierai de le faire voir dans la suite de mon travail.

La carte, pl. 1^{re}, montre que l'Etna, sans former une île, est cependant environné d'eau presque de toutes parts. La mer baigne la partie orientale de sa base, et les rivières *Simeto* et *Onobola* le détachent presque complètement du reste de la Sicile, à la charpente montueuse de laquelle il ne se rattache que par un col dont la hauteur est à peine égale à un cinquième de la sienne.

Sa cime est le point culminant d'un espace irrégulièrement triangulaire, dont les trois côtés sont les deux rivières que je viens de nommer, et la partie de la côte de la Sicile qui sépare leurs

embouchures. La plaine basse de Catane, couverte d'alluvions, occupe une partie de ce triangle ; l'Etna forme sur le reste une pyramide à pentes inégales et quelquefois accidentées. Sur presque toute sa circonférence, une falaise plus ou moins prononcée marque la limite de son domaine. Au haut de cette falaise commence un terre-plein légèrement bombé, sur lequel s'élève un cône très-surbaissé, dont les pentes vont se terminer de toutes parts au pied d'une gibbosité irrégulière qui forme la montagne proprement dite, dont le terre-plein bombé et le cône surbaissé constituent en quelque sorte les avant-corps. Cette gibbosité est elle-même tronquée par une surface presque plane, sur laquelle s'élève en pain de sucre le cône ébréché que termine le cratère du volcan.

La planche 2, qui représente l'Etna vu de la ville de Lentini, située à 12 lieues au sud de sa cime, donne une idée de cette disposition. Le spectateur n'est séparé du commencement du terre-plein bombé que par la plaine de Catane, plaine basse et très-unie, qui se trouve cachée par les collines voisines de Lentini, au-dessus desquelles se déploie dans son entier le massif imposant de l'Etna.

La planche 3 est destinée à compléter l'idée générale exprimée par la planche 2, en représentant la *Gibbosité centrale* de l'Etna, vue de la cime

des Monti-Rossi, situés près de Nicolosi, à environ 3 lieues au sud du grand cratère, vers la ligne de jonction du terre-plein bombé et du cône surbaissé qui le surmonte.

Le terre-plein bombé, qui forme le commencement des pentes de l'Etna, est cultivé dans toutes les parties, que des coulées de laves trop récentes ne frappent pas de stérilité. On l'appelle la région cultivée (*Regione culta* ou *Regione piemontese*). Sa pente est très-légère : il est rare que sur une étendue un peu grande elle dépasse 3°, elle est souvent de moins de 2°.

Le cône surbaissé, auquel le terre-plein bombé va se rattacher par une augmentation plus ou moins progressive de sa pente, est couvert d'une vaste forêt de chênes, de pins et de quelques autres arbres qui ne s'interrompent que dans les parties couvertes récemment par les produits des éruptions. On l'appelle vulgairement *il Bosco*, le Bocage, ou *Regione sylvosa*, *Regione nemorosa*. Sa pente, quoique déjà très-sensible à l'œil, dépasse rarement 7 à 8°. Je nommerai souvent ces pentes régulières les *Talus latéraux de l'Etna*. Leur uniformité n'est guère interrompue que par les cônes de scories qu'y ont formé les éruptions latérales, et dont les planches 2 et 3 indiquent les formes et les proportions. Le *Monte-Minardo*, qui se voit sur la gauche de la planche 2, est un

des plus considérables de ces cônes parasites.

En se rapprochant du centre du massif, l'ensemble presque régulièrement conique de ces talus latéraux est brusquement interrompu par un groupe de saillies plus rapides, dont j'ai déjà désigné la réunion par le nom de *Gibbosité centrale*. Cette gibbosité est l'Etna proprement dit, la *Montagna*, le *Mongibello* des habitants du pays. L'excentricité de ses contours fait qu'elle interrompt la régularité des différents talus à des hauteurs diverses. Toute la partie de ses flancs, qui se trouve comprise au-dessous de 1,700 mètres, est encore couverte par les arbres du Bosco; le reste est nu et constitue ce qu'on appelle la troisième région de l'Etna, *Regione deserta*, *Regione scoperta*, *Regione netta*.

Cette gibbosité centrale n'est pas un cône, mais elle ressemble à peu près aux débris d'un cône elliptique, dont une partie aurait disparu. Sa partie la plus massive et la plus élevée se présente comme une espèce de tronc, duquel partent, suivant l'expression de M. le chanoine Recupero, deux bras légèrement recourbés l'un vers l'autre, qui embrassent un espace grossièrement elliptique, dans l'intérieur duquel se prolongent avec leur pente et leur régularité ordinaires les talus latéraux. Les planches 4 et 5 sont destinées à donner une idée de cette disposition.

Les deux bras de la montagne sont deux crêtes étroites, presque tranchantes, quelquefois dentelées, dont les deux pentes sont inégales. Les pentes extérieures, quoique rapides, ne sont jamais escarpées, elles atteignent même rarement 32° d'inclinaison avec l'horizon. Au contraire, les pentes intérieures, qui se regardent mutuellement, sont abruptes et souvent même presque perpendiculaires sur des hauteurs de plusieurs centaines de mètres. L'espace qu'elles circonscrivent, et qu'on appelle le *Val del Bove*, est un cirque immense, d'où les regards ne peuvent s'échapper que du côté de la mer. C'est dans les flancs de ce vaste abîme que l'histoire des commotions qui ont façonné l'Etna se trouve écrite en caractères ineffaçables, que j'essaierai de déchiffrer dans la suite de ce mémoire.

Du pont d'Alcantara, situé sur la rivière Onobola, au bord du massif de l'Etna, l'œil embrasse dans presque toute son étendue le Val del Bove, comme le représente la planche 4, et, par un temps serein, au lever du soleil, on peut à la fois saisir l'ensemble et tous les détails de sa structure. La planche indiquée représente dans tout son développement la paroi méridionale du cirque, qui s'appelle le *Monte-Zoccolaro*. Cette crête, escarpée vers le nord, se termine vers l'est à un défilé nommé *Porta de Callana*, par lequel

on peut sortir du Val del Bove pour descendre à Zaffarana. Vers l'ouest ou vers la droite, elle se rattache au tronc de la montagne; près du point de jonction elle est couronnée par un dôme de scories formé, au moins en partie, dans l'éruption de 1763; on l'appelle la *Montagnuola*, ou la Petite Montagne, nom qui vient sans doute de ce qu'aux yeux des habitants de Nicolosi cette cime rivalise presque, comme le montre la planche 3, avec la cime de l'Etna, qui est la montagne proprement dite. A droite de la Montagnuola, au fond du Val del Bove, le tronc de la montagne présente une pente très-rapide, de 28° dans son ensemble, et quelquefois même escarpée dans certaines parties. On appelle cette pente *Serre del Solfizio*; elle est interrompue par deux crêtes rocheuses qui s'y élèvent à une grande hauteur, et qu'on appelle *Rocca Giannicola* et *Rocca del Solfizio*.

Le flanc septentrional du Val del Bove ne se voit sur la planche 4 que par derrière, et presque en raccourci. La partie la plus élevée de cette crête se rattache au corps de l'Etna, dont elle est cependant détachée en partie par un vallon profond, où la neige ne fond jamais complètement, et qu'on appelle *Valle del Leone*. Ce point le plus élevé de la crête septentrionale, est appelé aujourd'hui *Shiena dell'Asino*. Son prolonge-

ment s'appelle *Monti delle Cancazze*, et quelques-unes de ses dentelures portent les noms de *Monte Monaco* et *Il Poyo*. Sa terminaison vers l'est ou vers la mer s'appelle *Finaite della Cirritta*. Sur le revers septentrional de la *Shiena dell' Asino*, se trouve, pour ainsi dire à son pied, un cône parasite formé de scories rouges, figuré sur la planche 4; on l'appelle *Monte Rosso*. Il marque le point où les talus latéraux viennent se rattacher de ce côté à la gibbosité centrale. C'est seulement au-dessous de ce cône que cette partie des pentes de l'Etna est couverte de déjections modernes.

Le fond du Val del Bove, formé lui-même de coulées modernes entassées les unes sur les autres, s'élève en pente douce entre les escarpements qui le circonscrivent jusqu'au pied du *Serre del Solfizio*. La couleur noire des laves qui le couvrent tranche d'une manière prononcée avec la couleur grisâtre des escarpements du *Solfizio*, du *Monte Zoccolaro* et de la *Shiena dell' Asino*. Ainsi que l'indique la planche 4, plusieurs coulées de laves sont descendues sur la pente du *Serre del Solfizio*, ou à son extrémité septentrionale, pour venir se confondre avec la mer de laves qui couvre le fond du Val del Bove, à peu près comme les glaciers du Mont-Blanc, des grandes Jorasses et de l'Aiguille du midi viennent se réunir

et se confondre dans la mer de glace de Chamonny.

La planche 5 est aussi destinée à donner une idée de la forme et de la grandeur du *Val del Bove*; mais elle ne montre que le contour supérieur des escarpements qui le circonscrivent : les regards sont arrêtés en avant du *Val del Bove* par une large sinuosité du *Monte Zoccolaro*, par-dessus laquelle on aperçoit la partie supérieure du *Serre del Solfizio* et les extrémités des crêtes de la *Rocca Giannicola*, et de la *Rocca del Solfizio*. Sur la gauche on voit les escarpements tourner au pied du dôme de scories de la *Montagnuola*, et les premières crêtes du monte Zoccolaro, se présentent en raccourci. A droite on voit la serré del Solfizio se terminer à un petit cône de scories, qui est venu pour ainsi dire s'implanter sur son extrémité; mes guides me l'ont désigné sous le nom de *Boccone de Lunegi*. Plus à droite encore on voit l'enfoncement du *Valle del Leone*, au-dessus et à droite duquel s'élèvent les escarpements de la *Shiena dell' Asino*. Les escarpements de cette cime, et ceux des *monti delle Concazze*, qui en sont le prolongement, se dessinent par une ligne presque droite, fait qui m'a paru des plus remarquables, parce qu'eu égard à ma position par rapport à ces crêtes, il m'a permis de conclure qu'elles font toutes partie d'une vaste

écaïlle, presque plane, et inclinée de 27 à 30°, qui constitue tout le flanc septentrional de la gibbosité centrale de l'Etna.

J'aurais désiré pouvoir transporter aussi le spectateur sur le couronnement du serre del Solfizio, près du cône de scories qui le termine, mais j'ai été arrêté par la difficulté de dessiner d'une manière intelligible un terrain vu de haut en bas, et dont par conséquent aucune partie ne se projetait sur le ciel. M. Lyell a su vaincre en partie cette difficulté, et on trouvera, dans le tome III de la 4^e édition de ses *Principles of Geology*, pl. IX, p. 432, une vue du Val del Bove, dessinée dans la direction dont il s'agit. De ce point, où je me suis arrêté pour mesurer une partie des angles, qui m'ont servi à dresser ma carte, j'em brassais, comme l'indique la planche citée de l'ouvrage de M. Lyell, toute la pente orientale du massif de l'Etna, depuis Taormina jusqu'à Catane et au-delà, et je planais sur le Val del Bove. Il se présentait comme une ellipse tronquée, dont le sommet existant était tourné vers la mer, et dont l'autre sommet était coupé par le Serre del Solfizio, dont l'arête, presque rectiligne, se dirigeait de la *Montagnuola* à la *Shiena dell'Asino*. La plus grande dimension de cette ellipse tronquée est la longueur de la portion existante de son grand axe, qui est d'environ 9.000 mètres;

la plus grande largeur, qui représente le petit axe, est d'environ 5.000 mètres.

De la *Montagnuola* et de la *Shiena dell' Asino*, je voyais partir les escarpements des deux bras de la montagne, qui, en s'abaissant graduellement, allaient presque se réunir au-dessus de Milo pour former le sommet de l'ellipse. L'intervalle qui restait entre leurs extrémités était rempli, et presque effacé par une série de petits escarpements détachés, de la même apparence que les escarpements principaux. Ces derniers présentaient chacun une inflexion qui faisait saillie dans le Val del Bove, à peu près au milieu de sa longueur ; elles y déterminaient un léger étranglement. Cet étranglement était même rendu encore plus sensible par une sorte de barrage qui se détachait de la saillie des *Monti delle Concazze*, et qui s'avancait vers la saillie correspondante du *Monte Zoccolaro*. Les laves modernes, en se répandant dans le fond du Val del Bove, se sont déversées comme des cascades par-dessus ce barrage, mais elles n'ont fait qu'entourer plusieurs pitons rocheux qui le couronnent, et qu'on appelle *Capra*, *Musarra* et *Lepre*.

En suivant sur mes dessins, et sur ceux des auteurs déjà cités, les détails dans lesquels je viens d'entrer, on comprendra, je crois, sans

peine, que la gibbosité centrale de l'Etna n'est réellement autre chose que le contour inégal du vaste cirque, appelé *Val del Bove*, et que ce que j'ai appelé le tronc de la montagne, tronc duquel partent les deux bras que j'ai décrits, n'est lui-même que la partie la plus large et la plus intacte de l'ensemble de ce contour. Ce tronc est bien loin d'être circulaire, il est beaucoup plus large dans le sens de la circonférence que dans la direction transversale, et il se coordonne à la forme générale de cette circonférence, de telle sorte que si on retranchait la partie nécessaire pour donner au cirque une figure complètement elliptique, on réduirait à peu près ce tronc à l'épaisseur des autres parties du contour.

Ce renflement des contours du grand cirque est terminé supérieurement par une surface presque plane, légèrement inclinée du nord au sud, qui fait au premier abord l'effet d'une troncature accidentelle, mais dont l'existence est intimement liée à la structure intérieure du massif qu'elle couronne. On l'appelle *Piano del Lago*, d'après une flaque d'eau qu'y formaient autrefois les eaux de la fonte des neiges, ou *Piano Arenoso*, d'après les sables volcaniques qui couvrent une grande partie de sa surface.

Sur le *Piano del Lago* se trouvent plusieurs constructions, dont les plus remarquables sont

la *Casa Inglese*, qui sert aujourd'hui d'abri aux voyageurs, et la *Torre del Filosofo*.

Cette dernière, qui paraît être une construction grecque ou romaine, est certainement un des objets les plus intéressants que l'Etna offre aux géologues. On peut dire que, sans y penser, les anciens ont établi là un point de repère presque aussi important pour la géologie que pourront l'être dans 1.500 ans les repères tracés par Celsius sur les rochers du golfe de Bothnie. Il est en effet évident, comme Brydone l'a déjà remarqué, et comme je le développerai plus loin, que les déjections de l'Etna, n'ayant pu depuis 1.500 ou 2.000 ans ensevelir ce faible édifice, ce ne sont pas elles qui ont nivelé le Piano del Lago, qui doit être considéré, tout aussi bien que le grand cirque, comme un des traits primitifs de la gibbosité centrale de l'Etna. La Torre del Filosofo se trouve sur une petite éminence du Piano del Lago, peu éloignée de la crête du Serre del Solfizio; je l'ai indiquée sur mes quatre vues.

Au milieu de la partie septentrionale du Piano del Lago s'élève le cône terminal de l'Etna, qui s'y trouve presque aussi nettement circonscrit que le massif de l'Etna l'est lui-même au milieu des montagnes de la Sicile. Ainsi qu'on le verra plus loin, ce cône terminal est l'ouvrage et le domaine spécial des feux volcaniques actuels, tandis que

le massif de la gibbosité centrale dont le Piano del Lago forme le couronnement, est le monument gigantesque de phénomènes qu'on ne peut aujourd'hui que deviner.

Ce cône terminal, dont mes divers dessins indiquent la configuration actuelle, n'est qu'un édifice éphémère; à chaque éruption il change de forme, tantôt il s'élève, tantôt il s'en écroule de vastes lambeaux, dont la chute laisse à ce qui reste un contour ébréché. Ce contour, il y a peu d'années, était tellement dentelé qu'on donnait habituellement aux parties les plus élevées le nom de *Bicorne*. Quelquefois ce cône si mal assis s'éboule en entier, et le gueulard du foyer volcanique se réduit alors à un soupirail immense, ouvert sans aucun parapet au milieu du Piano del Lago. L'histoire de l'Etna présente plusieurs exemples de ce phénomène, dont le dernier ne remonte qu'au commencement du dix-huitième siècle. Des éruptions subséquentes régénèrent ensuite le cône terminal. Celui qu'on voit aujourd'hui n'a guère qu'un siècle d'existence, et il s'écroule déjà pièce à pièce.

La hauteur de la troncature ébréchée de ce cône étant variable, sa détermination rigoureuse, à une époque donnée, ne présente que peu d'importance, et par conséquent la détermination de la hauteur totale de l'Etna à une époque donnée, n'a elle-

même qu'une importance momentanée. Les points de l'Etna, dont la hauteur est véritablement importante à déterminer, sont des points fixes pris sur le Piano del Lago, tels que la *Casa Inglese* ou la *Torre del Filosofo*.

M. le capitaine W. H. Smyth et M. J. F. W. Herschel ont déterminé ces hauteurs en même temps qu'ils ont mesuré celle qu'avait à l'époque de leurs voyages le point le plus haut des bords du cratère. Par là, ils ont rendu à la science un service qui, comme M. Boussingault l'a judicieusement remarqué dans son mémoire sur le Chimborazo (1), deviendra avec le temps de plus en plus important, en donnant les moyens de déterminer les changements que la hauteur de ces points, fixes en apparence, éprouve elle-même par l'effet des secousses qui accompagnent les éruptions. Aux époques des ascensions de ces deux savants, la hauteur du point culminant des bords du cratère était la même. Le premier, par des opérations trigonométriques, a trouvé 10.874 pieds anglais = 3.314 mètres. Le second, par des mesures barométriques, a trouvé 10.872 pieds anglais = 3.313 mètres. La coïncidence presque

(1) Ascension au Chimborazo, exécutée le 16 décembre 1831 par M. Boussingault (*Annales de chimie et de physique*, t. 58, p. 150, février 1835).

exacte de ces deux résultats, obtenus par des voies si différentes, doit laisser peu de doute sur leur exactitude. La moyenne de ces deux hauteurs qui ne diffèrent pas d'un mètre, serait de 3.313^m, 50. Cette moyenne se trouve confirmée par le peu de différence qu'elle présente avec les mesures obtenues par M. Cacciatore (3321^m, 8) et par M. Schouw (3359^m); qui ont déterminé la hauteur de la cime de l'Etna à des époques où elle était aussi la même que lorsque MM. Smyth et Herschel ont exécuté leurs mesures (1).

Ces nombres, déterminés avec tant de soin, ne sont déjà plus que des documents historiques. Au mois de novembre 1832, la cime la plus haute de l'Etna, qui n'était autre chose que le point le plus saillant des bords déchirés du cratère, a été engloutie à la suite d'une violente secousse, et le premier rang est resté à la dentelure qui n'occupait auparavant que le second. Je crois que la hauteur de cette dernière doit s'éloigner peu en ce moment de 3.300 mètres, nombre qui ne peut être lui-même que provisoire, car le point culminant actuel n'est pas plus immuable que le précédent.

(1) Voyez l'article *Etna* dans l'ouvrage de M. de Buch sur les îles Canariés et sur les volcans en général, publié en français. Paris, Levrault, 1836.

MM. Smyth et Herschel, ayant trouvé la même hauteur pour la cime de l'Etna, ont trouvé aussi des résultats semblables entr'eux pour les autres points qu'ils ont mesurés. J'ai réuni tous ces résultats dans le tableau suivant, et j'y ai joint, d'après M. Abich, les résultats de diverses mesures barométriques exécutées par M. Hoffmann, ainsi que l'évaluation de quelques autres hauteurs que j'ai essayé de déterminer approximativement par une estimation comparative.

Tableau des hauteurs des points les plus remarquables du massif de l'Etna.

<i>Hauteur que pourrait tout au plus atteindre la pointe du cône supérieur de l'Etna s'il n'était pas tronqué par le cratère.</i>	3475 ^{m.}
<i>Cime la plus élevée du bicorne du cratère telle qu'elle se trouvait avant l'éruption de 1832 (Smyth et Herschel).</i>	3314
<i>Seconde cime du bicorne qui subsiste seule aujourd'hui, et qui forme en ce moment le point culminant de l'Etna</i>	3300
<i>Pied du cône supérieur qui renferme le grand cratère (Smyth).</i>	2975
<i>CASA INGLESE (avant 1832) (Smyth et Herschel).</i>	2924
<i>Monte Frumento (Hoffmann).</i>	2902
<i>TORRE DEL FILOSOFO (avant 1832) (Smyth et Herschel).</i>	2885
<i>Schiena dell' Asino (Hoff).</i>	2862
<i>Crête de l'escarpement del solfizio, un peu au sud du petit cratère d'éruption appelé Boccone de Lunegi. Environ.</i>	2835
<i>Montagnuola (Hoff).</i>	2756
<i>Pietra di Piano del Lago (Hoff).</i>	2286
<i>Glacière de l'Évêque de Catane (Smyth).</i>	2259
<i>Pied de la gibbosité centrale du côté qui regarde l'O. S. O. Environ.</i>	1943
<i>Partie supérieure du Bosco (Smyth) ?</i>	1914
<i>Monte Zoccolaro (Hoff).</i>	1782
<i>Limite de la végétation (Hoff.) ?</i>	1754

	m.
Monte dei Fagi (sur la pente qui regarde Nicolosi) (Hoff.) . . .	1729
Pied du Serre del Solfizio (Hoff.)	1719
Rocca Musarra (Hoff.)	1582
Salto di Giumento (Hoff.)	1435
Monte Grosso (Hoff.)	1428
Monte Pinitello (Hoff.)	1296
Angelo (maison du berger) (Smyth)	1282
Cime du monte Minardo. Environ	1100
Monte Serra Pizzuta (Hoff.)	1033
Cime du mont Elce. Environ.	980
Monti Rossi (Hoff.)	977
Porta di Callana (Hoff.)	966
Bronte (Hoff.)	828
Randazzo (Hoff.)	827
Nicolosi (couvent) (Smyth)	746
Nicolosi (Hoff.)	708
Nicolosi (maison de M. Mario Gemellaro) (Herschel)	682
La rivière Onobola , près de Randazzo. Environ	680
La rivière Simeto en face de Bronte (Hoff.)	650
Zaffarana (Hoff.)	604
Anunziata (Hoff.)	551
Lingua Grossa (Smyth.)	528
Station d'où j'ai dessiné la vue pl. 5, au-dessous de Zaffa- rana. Environ	520
Santa Lucia (Hoff.)	430
La Motta di Catania (Hoff.)	264
Piedemonte. Environ.	250.
Aci-Reale. Environ.	244
Fasano (Hoff.)	185

CHAPITRE II.

RÉCIT D'UNE PROMENADE SUR L'ETNA.

Je suis monté sur le bord du cratère de l'Etna, le 19 septembre 1834, avec M. Léopold de Buch, M. le professeur Link, M. Achille Richard, et plusieurs autres savants.

Nous partîmes de la *Casa Inglese* environ une heure et demie avant le lever du soleil. Nous traversâmes d'abord avec lenteur une coulée de lave qui, en 1754, est sortie du pied du cône supérieur, est venue se bifurquer près de l'emplacement où la *Casa Inglese* a été bâtie en 1811, et dont les deux bras poursuivent, à partir de là, sur la surface du Piano del Lago, des cours séparés, l'un vers l'E. et l'autre vers le S.-E. Quoique cette lave ait coulé sur un terrain très-uni, et incliné seulement de 4 à 6°, sa surface est extrêmement raboteuse, et la traversée en est assez pénible. Bientôt après nous commençâmes à monter les premières pentes du cône supérieur, que nous abordâmes par une partie déchirée, dont les anfractuosités présentent des pentes moins rapides que ne le sont les parties

régulièrement coniques. Au milieu des anfractuosités de ce terrain inégal, nous ne tardâmes pas à apercevoir, à la faible clarté d'un ciel étoilé, un espace blanchâtre, qui semblait au premier abord couvert d'une petite couche de neige, mais qui réellement ne devait sa couleur qu'à l'altération des roches et à des efflorescences salines. Au milieu de cet espace nous distinguâmes en plusieurs points des flammes pâles et à peine lumineuses qui paraissaient sortir de terre. Nous nous en approchâmes pour les observer, et même pour jouir de leur chaleur, car la température de l'air était presque à zéro : en un instant nous fûmes tous réunis autour de ces foyers naturels, dont la flamme sulfureuse, répandant sur nous une lueur livide, donnait véritablement au groupe que nous formions en nous chauffant l'aspect d'une troupe de fantômes, plutôt que d'une réunion scientifique.

Les flammes occupaient les orifices de plusieurs ouvertures irrégulières, larges d'un à deux mètres, qui n'étaient que des élargissements d'une crevasse tortueuse. Elles étaient évidemment produites par un gaz qui se dégageait de cette crevasse, et qui ne trouvait qu'à sa sortie l'oxygène nécessaire pour sa combustion. La combustion avait lieu presque exactement dans le plan de la surface du sol. La flamme s'élevait rarement à

un mètre au-dessus ; elle produisait un bruit un peu intermittent, assez analogue à celui d'un très-grand feu, ou, plus exactement, à celui qu'on entend près des buses d'un haut-fourneau dont la soufflerie est mal réglée. Les gaz produits par la combustion étaient tout-à-fait irrespirables ; ils avaient une très-forte odeur d'acide sulfureux ; on distinguait aussi quelques bouffées d'hydrogène sulfuré, mais je n'y ai jamais distingué l'odeur de l'acide hydrochlorique. Tout annonçait donc que la flamme était entretenue par un courant d'hydrogène sulfuré ; et plus tard, lorsque le soleil éclairait la montagne, on voyait un long nuage bleuâtre partir de ce point de sa surface. Les efflorescences blanchâtres qui couvraient le sol aux alentours avaient une saveur très-styptique : c'étaient évidemment des sulfates.

Le crépuscule qui commençait à paraître nous fit abandonner cette première station, et nous gravâmes la pente extérieure du cratère. Avant que le jour fût complet, nous atteignîmes le point le plus haut de ce qui reste aujourd'hui de la cime naguère la plus élevée. Ce fut pour nous tous un moment de surprise assez difficile à dépeindre : nous nous trouvâmes à l'improviste, non au bord du grand cratère, mais au bord d'un gouffre presque circulaire, d'environ 80 à 100 mètres de diamètre, qui ne touche au grand cratère que par

une petite partie de sa circonférence. Ce gouffre occupe exactement la place de la cime dont M. W. Smýth et M. John Herschel ont mesuré la hauteur; il s'est formé au mois de novembre 1832, par la disparition de cette cime, qui, à la suite d'une violente secousse, a été engloutie dans les abîmes intérieurs de la montagne. Nos regards plongeaient avidement dans cet entonnoir presque cylindrique; mais c'était en vain qu'ils y cherchaient le secret de la volcanicité! Les assises à peu près horizontales, qui se dessinaient dans ses escarpements presque verticaux, ne nous révélaient que la structure du cône supérieur. En cherchant à les compter les unes au-dessous des autres, on les voyait se perdre peu à peu dans l'obscurité complète du fond. Aucun bruit ne sortait de ce fond ténébreux, il ne s'en exhalait que des vapeurs blanchâtres, légèrement sulfureuses, formées principalement de vapeur d'eau. L'aspect lugubre de ce gouffre noir et silencieux, dans lequel nos regards se perdaient; ses flancs obscurs et humides, le long desquels serpentaient d'une manière languissante et monotone, de longs flocons de vapeur d'une teinte grise et mélancolique; le grand cratère auquel se rattache le gouffre étroit, et dans lequel l'entassement confus de matières diversement colorées en jaune, en gris, en rouge, semblait l'image du

chaos : tout présentait autour de nous un aspect funèbre et sépulcral. Le froid du matin, secondé par un léger vent du N.-E., augmentait encore pour nous cette impression triste et sauvage.

Mais bientôt nos regards furent attirés vers l'extérieur : l'orient s'anima, le tableau s'agrandit par degrés ; la Sicile, la Calabre, le cône élégant de Stromboli, sortirent peu à peu des ombres du crépuscule ; le disque du soleil parut au-dessus de la mer ionienne, d'abord terne et irrégulier ; bientôt, s'élevant de plus en plus et se réduisant à son cercle ordinaire, il brilla de tout son éclat ; la grande ombre de l'Etna, qui couvrait d'abord une partie considérable de la Sicile, se raccourcit à vue d'œil comme celle d'un gnomon gigantesque. Mais à mesure que le soleil s'élevait, l'air devenait moins transparent, et le tableau que nous avions sous les yeux devenait moins distinct à mesure qu'il s'éclairait davantage. Au bout d'un quart-d'heure il fallut renoncer à en distinguer les détails les plus éloignés, et restreindre nos observations aux objets qui nous entouraient.

Avant de descendre, je mesurai, au moyen d'un sextant et d'un horizon artificiel de mercure, l'angle de dépression du point de la côte le plus rapproché, situé à côté du village de Santa-Anna, non loin de Riposto. Je trouvai cet angle de $9^{\circ} 28'$. J'aurais tenu compte de cette observation dans les

légères corrections que j'ai fait subir à la carte de Smyth, si je n'avais cru devoir lui en préférer une autre qui n'était pas affectée au même degré par la réfraction.

L'aspect de ce vaste horizon m'avait si vivement attaché, que le lendemain, à la même heure, je remontai encore sur le même observatoire, pour jouir une seconde fois du même spectacle. Pendant le temps que j'y demeurai, mon guide cherchant à s'échauffer, se mit à remuer quelques-uns des blocs de lave qui, lancés par les éruptions, gisent en grand nombre sur le bord du petit cratère formé par éboulement en 1832. Il en fit rouler quelques-uns dans le gouffre et je fus frappé de la longueur du temps que le bruit de leur chute mettait à revenir à mon oreille. Je mesurai cet intervalle aussi exactement qu'il était possible de le faire avec une montre ordinaire; il me parut, après plusieurs essais, être d'environ $\frac{1}{5}$ de minute, ce qui, en ayant égard au temps que le son mettait à revenir du fond à l'orifice, suppose une chute d'environ 400 mètres. La chute de chacun de ces blocs se terminait par un coup sec et violent qui annonçait qu'il tombait et qu'il s'arrêtait sur des masses solides. Ces masses solides ne sont cependant elles-mêmes, selon toute apparence, que la partie supérieure de l'amas de débris produit par l'éboulement.

Dans cette seconde ascension, je pris avec la boussole les directions de divers points sur les bords du cratère, sur le Piano del Lago, etc.; et, pour rendre cette détermination plus exacte, j'eus l'idée d'orienter ma boussole d'après la position du soleil. Comme c'était le 20 septembre, jour de l'équinoxe, le soleil, après s'être un peu détaché de l'horizon de la mer, devait se trouver à très peu près à l'Est, et je remarquai avec surprise qu'en dirigeant vers le centre de son disque le point *Est* de ma boussole, l'aiguille ne tombait qu'au Nord 14° O., tandis que dans cette partie de la Sicile la déclinaison est généralement d'environ 16° , et tandis que M. Fischer, en 1829, avait trouvé sur cette même cime de l'Etna une déclinaison de $18^{\circ}35'$. Je conclus de là que sur la cime de l'Etna l'aiguille aimantée se trouve aujourd'hui ramenée vers le méridien vrai d'environ 2° , tandis qu'en 1829 elle en était écartée d'environ 2° en sus de la déclinaison ordinaire. Si l'Etna était une montagne ordinaire, ces deux observations seraient contradictoires; mais comme entre les deux observations a eu lieu la grande éruption de 1832, tout s'expliquera facilement, pourvu qu'on admette que sur la surface d'un volcan la direction de l'aiguille aimantée est influencée par l'état dans lequel se trouve, au moment de l'observation, l'appareil volcanique.

Depuis mon retour, j'ai trouvé qu'en ne supposant qu'une déclinaison de 14° dans toutes les observations de direction que j'ai faites, non-seulement de la cime de l'Etna, mais encore de divers points du Piano del Lago, ces observations se rapportaient sur ma carte beaucoup plus facilement qu'elles ne l'auraient fait si j'avais supposé la déclinaison de $16 \frac{1}{2}$, comme dans le reste de la contrée.

Le 19, lorsque l'horizon de l'Etna eut perdu la transparence du matin, nous redescendîmes vers la *Casa Inglese*, en repassant près des flammes sulfureuses dont j'ai parlé plus haut, et nous suivîmes quelque temps la crevasse qui leur donne issue. Cette crevasse passe à l'est de la *Casa Inglese*, elle rase ensuite la *Torre del Filosofo*, et va se perdre vers l'extrémité du *Piano del Lago*, dans la direction de la *Montagnuola*. Je la décrirai plus loin, ainsi que la *Torre del Filosofo* elle-même. Nous nous avançâmes ensuite vers le bord oriental du *Piano del Lago*, au haut de la crête du *Serre del Solfizio*, d'où nos regards, plongeant sur le vaste cirque du val del Bove l'embrassaient dans son entier. Je m'y arrêtai longtemps pour me rendre compte de sa forme et pour prendre les notes et les angles qui m'ont fourni les premiers éléments d'après lesquels je l'ai décrit et figuré. Je mesurai, par exemple, à quelques

minutes d'intervalle la dépression apparente de Catane ($5^{\circ} 58'$) et de Santa-Anna ($9^{\circ} 2'$); c'est au moyen de cette dernière observation, que j'ai rectifié la distance de Santa-Anna au bord du Piano del Lago, en supposant exacte la position de Catane.

Au milieu de la journée, je retournai vers le cône supérieur, pour visiter le grand cratère. Je gravis la pente qui aboutit à la saillie aujourd'hui la plus élevée de ses bords. Cette arête du cône est inclinée dans son ensemble de 36° , mais elle présente dans quelques parties des pentes de 32 à 35° ; en d'autres points la pente se réduit à 25° . L'ascension en est assez pénible; elle se fait sur des lapilli presque incohérents, sur lesquels sont épars des blocs de lave à grain serré, dont les plus gros ont près d'un mètre de diamètre; ils y ont été lancés par les éruptions. Ces blocs mal assurés exigeaient quelques précautions de ma part et de celle de mes guides, pour ne pas les faire rouler de manière à nous blesser mutuellement. Mais ces obstacles sont du nombre de ceux qui n'exigent que de la patience, et nous atteignîmes, sans autre embarras, la cime la plus élevée de la montagne.

Cette cime fait partie intégrante de la circonférence du grand cratère; elle n'est que la dentelure aujourd'hui la plus élevée de la crête à peu près circulaire qui l'entoure. Cette crête s'élève et s'échancre successivement plusieurs fois dans l'é-

tendue de la circonférence totale ; sa partie la plus basse est tournée vers le N.-N.-O., tandis que la cime la plus élevée, sur laquelle j'étais monté, occupe le S.-S.-E. Plusieurs des échancrures qu'elle présente sont très-abruptes, de sorte qu'il serait impossible d'en suivre sans interruption toute la circonférence.

Ce n'est, comme je l'ai déjà dit, que depuis le mois de novembre 1832 que la cime, aujourd'hui la plus saillante, se trouve dominer tout le reste; auparavant elle n'occupait que le second rang, elle était dominée par la cime écroulée à cette époque, et qui se trouvait à environ 150 mètres plus au N.-E. Elles constituaient à elles deux ce qu'on appelait le *Bicorne*. M. Mario Gemellaro a estimé à 7-cannes ou environ 14 mètres la différence de hauteur des deux pointes de ce bicorne; et comme MM. W. Smyth et John Herschel ont trouvé 3.314 mètres pour la hauteur de la pointe la plus élevée, la seconde pointe, celle qui subsiste encore, doit avoir environ 3.300 mètres.

De cette sommité ma vue embrassait de nouveau tout l'horizon que j'avais contemplé le matin, mais toutes les parties éloignées étaient obscurcies par le peu de transparence de l'atmosphère. Je pouvais cependant distinguer toute la circonférence de la base de l'Etna. Mais une remarque

assez importante, et que j'ai faite aussi des autres points des bords du cratère sur lesquels je suis monté, c'est que je ne voyais pas les déclivités rapides du massif de l'Etna, les bords du Piano del Lago me les dérobaient et se projetaient sur la surface des talus latéraux. Ainsi, je ne voyais pas la partie du fond du val del Bove la plus rapprochée de moi, je n'en voyais que le milieu et la terminaison orientale. Pour apercevoir les déclivités qui viennent se terminer au Piano del Lago, il faut s'avancer jusqu'au bord de ce terre-plein, comme je l'avais fait le matin, du côté du Serre del Solfizio. Cette disposition est fidèlement reproduite sur la carte, *pl. 1^{re}*; les vues, *pl. 2, 3, 4, 5*, l'indiquent également.

Arrivés sur cette cime, nous nous y trouvâmes au milieu de fumées blanchâtres qui se dégageaient à travers les cendres et les lapilli qui la composaient et leur communiquaient une chaleur très-sensible, même à travers la chaussure. Elles couvraient le sol d'efflorescences blanches ou jaunes. On y distinguait alternativement l'odeur de l'acide sulfureux et celle de l'acide hydrochlorique; mais elles n'étaient pas suffocantes, la vapeur d'eau y dominait considérablement. Ce dégagement de vapeurs à travers la cime actuelle doit naturellement faire naître l'idée que des vides existent dans son intérieur, qu'elle n'est guère mieux assurée que

ne l'était sa sœur, et qu'elle pourra bien être engloutie elle-même dans quelque prochaine convulsion de la montagne.

Cette cime ne touche pas immédiatement le petit cratère sur le bord opposé duquel j'avais été le matin, mais elle s'y rattache par une pente si rapide, qu'il y aurait eu de la témérité à s'y engager. Elle touche, au contraire, le grand cratère vers lequel elle est coupée à pic. Malgré les vapeurs qui nous enveloppaient, je pouvais en distinguer toutes les parties. Il ne présentait rien de majestueux; il était rempli jusqu'à un niveau moyen de 80 ou 100 mètres au-dessous de moi, par des blocs de laves, des lapilli et des scories entassés sans ordre, sous forme de monticules irréguliers, confusément groupés les uns à côté des autres, et qui m'ont rappelé la comparaison déjà faite plusieurs fois de l'intérieur du cratère du Vésuve, avec un modèle en relief de la Suisse.

Les parois intérieures du cratère étaient en général coupées à pic, et les assises qui composaient le cône supérieur s'y dessinaient par des lignes à peu près horizontales. Mais plusieurs des monticules, dont le cratère était rempli, étaient adossés à ces mêmes parois, et formaient des talus sur lesquels il était facile de descendre. Nous en choisîmes un situé dans une échancrure, à environ 150 mètres à l'est de la cime la plus élevée, et

nous circulâmes assez longtemps au milieu de l'espèce de chaos dont je viens de parler ; il présentait, vu de près, un spectacle plus bizarre qu'intéressant. Les monticules qui le composaient étaient formés de blocs de laves anguleux de diverses grosseurs, de lapilli et de cendres ; ils avaient de 15 à 30 mètres de hauteur. De beaucoup de points de leurs surfaces sortaient des fumées blanchâtres, chaudes, plus ou moins épaisses, composées principalement de vapeur d'eau, mais ayant cependant une forte odeur d'acide sulfureux et d'acide hydrochlorique, l'un et l'autre de ces deux acides dominant alternativement. Les surfaces à travers lesquelles sortaient ces fumées étaient en partie couvertes d'efflorescences salines blanches, qui paraissaient être des sulfates acides, et en partie colorés en orangé par des muriates de fer, ou en jaune foncé par des particules de lave, en parties décomposées par les acides. Dans quelques fissures j'ai trouvé du *gypse blanc fibreux*, mélangé de lave décomposée, jaunâtre, pulvérulente, dans laquelle se rencontrent quelquefois des nodules de soufre. Quelques parties, qui ne donnaient plus issue aux vapeurs, mais à travers lesquelles il paraissait en être sorti, étaient colorées elles-mêmes en jaune foncé ou en rouge. Les surfaces à travers lesquelles les vapeurs sortaient étaient fortement chargées d'acides, car,

m'étant mis à genoux sur une de ces fumarolles pour recueillir les efflorescences salines, je remarquai le lendemain que le tissu de mon pantalon de toile était détruit à l'endroit que j'avais appuyé sur le sol.

Les fumées chaudes et acides ne sortaient pas par tous les points du cratère. Dans les parties qui étaient un peu éloignées des points de sortie des vapeurs, la neige tombée quelques jours auparavant s'était conservée en plaques épaisses, et contrastait par sa blancheur autant que par sa nature avec le reste du tableau. Mes guides allèrent chercher de cette neige pour rafraîchir le vin qu'ils portaient au soleil depuis quelques heures, et firent sur un bloc de lave les apprêts d'un dîner frugal, que ne troublèrent ni la pensée du géant Encelade, prêt, comme on dit en Sicile, à tressaillir sous nos pieds, ni le souvenir du philosophe Empédocle, notre devancier dans cette enceinte.

Cette sécurité n'avait rien de téméraire, car, quelque frêle que pût être l'échafaudage qui nous soutenait alors verticalement au-dessus de la cheminée de l'Etna, il s'était conservé dans le même état depuis dix-huit mois. En effet, la dernière main avait été donnée à la forme du cratère, tel qu'il se présentait alors à nous, par une petite éruption arrivée au mois de mars 1833, dans

laquelle la lave, après avoir rempli le fond du cratère, se déversa et s'écoula par-dessus la partie la plus basse de ses bords, qui est celle qui regarde le N.-N.-O. Nous n'eûmes qu'à grimper sur une petite pente formée de blocs de laves éboulés les uns sur les autres pour nous trouver sur cette lave, et ce fut sur sa surface que nous atteignîmes le bord du cratère.

Cette surface présentait à l'observation plusieurs circonstances remarquables. Dans toute la partie située en dedans de la crête du cratère, elle était couverte de blocs scoriacés, entassés confusément, et elle s'inclinait vers le centre du cratère, dans lequel elle paraissait s'être affaissée; mais à peine avait elle dépassé la crête qu'elle s'inclinait vers l'extérieur en suivant la pente du cône. Dans cette partie-elle était dégagée de sa couverture de blocs et de scories; elle se présentait à nu, elle offrait de profondes cannelures parallèles entre elles, dirigées dans le sens du mouvement qui l'avait déversée à l'extérieur, et qui étaient croisées par de nombreuses gerçures transversales. Elle rappelait en grand l'aspect d'une loupe de fer qu'on a commencé à dégrossir en la faisant passer entre des cylindres cannelés. On voyait clairement qu'étant déjà en partie refroidie, et dans un état pâteux, elle avait été entraînée par-dessus la crête du cratère, et qu'en se rabattant sur la pente ex-

térieure du cône elle s'était étirée par l'effet de son poids, et gercée transversalement par l'effet de la courbure qu'elle avait eu à subir. Mais elle ne conservait cette forme que sur une petite étendue. Un peu au-dessous de la crête elle se réduisait en blocs détachés, confusément entassés les uns sur les autres. La pente du cône était en ce point de 26°.

Avant de commencer à redescendre, j'essayai de promener mes regards sur la grande chaîne septentrionale de la Sicile, qui se déployait à mes pieds ; mais, quoique le soleil fût déjà près de l'horizon, l'air n'avait pas repris assez de transparence pour que je pusse en distinguer la configuration. Je ne pus donc vérifier les intéressantes observations que, quatre ans auparavant, M. le docteur Cristie avait faites sur elle de la cime de l'Etna. Je fus obligé de me borner à considérer, vers le bord du massif de l'Etna, la ville de Randazzo, l'emplacement du lac Gurrida, Bronte, et la coulée de lave encore fumante qui, au mois de novembre 1832, menaçait d'engloutir cette dernière ville. Mes guides me montrèrent, sur le bord du Piano del Lago, à l'O. 14° N., le point d'où cette lave avait commencé à couler. Un second point d'où elle coula ensuite avec plus d'abondance était situé plus bas dans la même direction, mais il m'était dérobé par le bord du

Piano del Lago, qui se projetait sur les talus latéraux au-delà du pied de la gibbosité centrale. Je descendis ensuite obliquement pour gagner le pied oriental du cône supérieur. Je traversai, chemin faisant, des arêtes de ce cône, dont la pente était de 32° ; elles étaient couvertes de cendres, de lapilli et de blocs détachés. Quelques-uns de ces blocs roulèrent sous mes pieds, et chacun d'eux, dans sa chute, en mit en mouvement plusieurs autres, dont le nombre s'accrut progressivement de manière à produire un véritable éboulement. Ce fait montrait assez clairement que la pente de 32° , que je venais de mesurer, touchait à la limite de celles qui sont susceptibles de se maintenir dans de pareilles conditions.

Le Piano del Lago, que j'atteignis au pied O. S. O. du cône, présente de ce côté, comme dans presque toute son étendue, une surface légèrement ondulée, couverte de cendres et de lapilli. Près du pied oriental du cône j'observai le point de sortie d'une lave qui, en 1754, a coulé sur le Piano del Lago, et est venue se bifurquer, ainsi que je l'ai dit plus haut, près de l'emplacement où s'élève aujourd'hui la Casa Inglese. Quoiqu'elle n'ait pas rencontré dans cette partie de son cours des pentes de plus de 6° , sa surface a pris l'empreinte du plus violent tiraillement ; elle est hérissée de cannelures longitudinales et de rides transversales.

Sur la surface du Piano del Lago, les voyageurs trouvent deux abris. L'un, très petit, nommé la *Gratisima*, a été bâti en 1804, par M. Mario Gemellaro, de Nicolosi, à qui la météorologie, la géologie et la botanique de l'Etna doivent un si grand nombre d'excellentes observations. L'autre abri est une véritable maison bâtie en 1811, sous la direction du même savant, des produits d'une souscription ouverte dans l'armée anglaise, qui occupait alors la Sicile, par lord Forbes, qui en avait le commandement. On a choisi pour l'établir la sommité d'une petite protubérance couverte de lapilli, sur laquelle est venue se bifurquer la lave de 1754, dont le bord la protège du côté du volcan.

Le cône supérieur actuel n'est que le résultat des éruptions du siècle qui vient de s'écouler, car, au commencement du 18^e siècle, le cône qui existait auparavant s'était éboulé, et le cratère, ainsi que je l'ai déjà dit, s'ouvrait sans aucun parapet au milieu du Piano del Lago. C'est depuis lors qu'il s'est réédifié pour s'écrouler probablement un jour, peut-être même à une époque peu éloignée de celle où j'écris. Les éboulements l'ont déjà diminué, notamment celui qui, au mois de novembre 1832, a produit le second cratère à la place qu'occupait auparavant la pointe la plus élevée du *bicorne*.

Le cône supérieur, en même temps qu'il s'éroule par lambeaux, s'élève graduellement, quoique dans une proportion à la vérité très-lente, par l'effet des pluies de cendres, de lapilli et de blocs de scories ou de laves compactes, qui lancées par le cratère retombent en abondance sur ses flancs. Chaque éruption du grand cratère en ajoute une nouvelle couche, et le cône supérieur paraît formé tout entier par l'accumulation de matériaux de cette espèce entassés en couches successives qui se dessinent par des lignes horizontales, très-nettement marquées sur toutes les parties escarpées de la circonférence intérieure.

Il paraîtrait naturel de penser que ces couches plongent de toutes parts vers l'extérieur avec une pente égale à celle des arêtes du cône. J'en serais moi-même demeuré persuadé, si un examen attentif des parois presque verticales du petit cratère, formé en 1832, ne m'avait convaincu du contraire. L'éboulement qui a produit ce petit cratère a déterminé un effet comparable à celui qu'on obtiendrait avec un emporte-pièce de 80 à 100 mètres de diamètre, qu'on appliquerait sur la crête du grand cratère, et qu'on y enfoncerait verticalement. Si les assises dont le cône supérieur se compose étaient constamment inclinées, elles se dessineraient par des lignes obliques sur les parois du vide ainsi obtenu. Or, elles s'y des-

sinent, au contraire, par des lignes à peu près horizontales.

Le grand cratère a aujourd'hui, comme il a eu dans tous les temps, la forme d'un vaste entonnoir, en partie cylindrique, en partie conique. Le diamètre de son ouverture résulte de plusieurs éléments; il dépend d'abord de la solidité du cône supérieur, qui peut lui permettre de présenter du côté du cratère des parties verticales plus ou moins étendues; il dépend aussi de la hauteur à laquelle le jeu des éruptions place dans la cheminée volcanique le point où commence l'entonnoir. Si la pointe de l'entonnoir est placée très-haut, le cratère sera très-étroit, il ne tronquera le cône d'éruption que près de son sommet. Si, au contraire, la pointe de l'entonnoir descend très-bas, le cratère sera très-large, il pourra engloutir le cône supérieur tout entier; on conçoit même qu'il pourrait acquérir un diamètre plus grand que celui de la base du cône supérieur, et empiéter en dehors de sa base sur le Piano del Lago. Il ne paraît pas cependant que ce dernier cas se soit jamais réalisé, car, s'il en avait jamais été ainsi, on ne concevrait pas comment le Piano del Lago aurait repris sa surface plane jusqu'au pied du cône actuel.

Il résulte de là que le diamètre de la base du cône actuel est en même temps le plus grand dia-

mètre que le cratère de l'Etna puisse jamais avoir présenté, et que la plus grande hauteur que le cône supérieur de l'Etna, dans ses phases successives, ait jamais pu acquérir, serait celle qu'il acquerrait aujourd'hui si on le complétait jusqu'à son sommet.

Ces nombres-limites peuvent présenter quelque intérêt. Il est facile de les déduire du diamètre actuel du cratère, de la hauteur de ses bords au-dessus du Piano del Lago et de l'inclinaison de ses arêtes, inclinaison qui, ainsi qu'on l'a vu ci-dessus, atteint à peu près aujourd'hui le maximum dont elle est susceptible. La moyenne de quatre mesures angulaires prises de distances à peu près connues, de Lentini, des Monti-Rossi, des environs de Zaffarana et du pont d'Alcantara, m'a donné pour le diamètre du grand cratère de l'Etna 346 mètres, nombre que je crois à la vérité un peu trop petit, parce qu'il se rapporte à la largeur de l'espace d'où s'élevait la fumée, espace un peu moindre que la circonférence supérieure du grand cratère. Mais dans tous les cas le diamètre moyen de la circonférence du grand cratère n'atteint certainement pas 500 mètres. La hauteur du point le plus élevé du bord du cratère au-dessus de la base du cône a été trouvée par MM. Smyth et Herschel de 339 mètres ; mais ce nombre se rapportait à une dentelure culminante

qui n'existe même plus aujourd'hui, et la hauteur moyenné des bords du cratère au-dessus de la base du cône ne peut être évaluée pour notre calcul à plus de 320 mèt. En supposant aux arêtes du cône une inclinaison moyenne de 32° avec l'horizon, ce qui doit être très-près de la vérité, et en supposant que le diamètre moyen de la circonférence du grand cratère soit de 500 mètres, le diamètre de la base du cône doit être de 1524 mèt. et sa circonférence de 4.788 mètres. Telles sont à peu près, comme je l'ai déjà dit, les plus grandes dimensions que le cratère de l'Etna puisse jamais avoir eues. Les nombres beaucoup plus considérables qui sont indiqués dans différents ouvrages ne peuvent être que le résultat d'illusions qui sont très-fréquentes en pareille matière.

Il est aisé de calculer, d'après les données ci-dessus, que, si le cône actuel était complet, s'il se terminait complètement en pointe au lieu d'être tronqué par un cratère, il s'élèverait à 475 mètres au-dessus de sa base. Il est difficile qu'il ait jamais atteint cette hauteur, toute faible qu'elle est.

Le 20 septembre, après avoir terminé mes observations sur le cône supérieur, sur les deux cratères et sur les alentours de la *Casa Inglese*, je m'avançai de nouveau vers le bord oriental du Piano del Lago, afin de chercher un passage com-

mode pour descendre dans le fond du Val del Bove.

Je visitai d'abord à l'extrémité septentrionale du Serre del Solfizio, un petit cratère d'éruption qui s'est formé précisément au bord du Piano del Lago; mes guides le nommaient *boccone de Lunegi*. Il est figuré sur les *Pl. 4* et *5*. Une des bouches de l'éruption de 1819 s'est ouverte au bord S.-E. de sa base, dans le penchant du Serre del Solfizio. Il remonte lui-même à une éruption plus ancienne. Son contour incomplet est ouvert du côté du Piano del Lago, et son fond est un peu au-dessous du niveau de la partie adjacente de ce terre-plein. Par une rencontre assez bizarre, un rameau d'un courant de lave descendu du pied du cône supérieur y est entré et en a rempli le fond. Le contour de ce petit cratère est très-régulier, mais il n'appartient pas à une seule circonférence de cercle. L'éruption qui l'a produit paraît avoir eu deux centres peu éloignés l'un de l'autre, et situés sur une ligne qui passerait par le grand cratère; une section faite à une hauteur quelconque est formée de deux portions de circonférences qui se coupent, et dont les centres répondent respectivement aux deux centres d'éruption. Si ces centres eussent été un peu plus éloignés, il se serait produit deux cratères distincts. De plusieurs points des parois de ce petit cratère, s'élèvent aujourd'hui des vapeurs blan-

châtres, formées principalement de vapeur d'eau. J'ignore si l'origine de ces jets de vapeur remonte à l'éruption de 1819, qui s'est faite en partie à une petite distance de ce point, ou seulement à l'ébranlement général produit par l'éruption de 1832. Cette dernière supposition me paraît la plus probable.

De la partie septentrionale de la crête de ce petit cratère, je voyais devant moi les escarpements du flanc septentrional du val del Bove, se relevant jusqu'à la cime appelée Schiena dell' Asino, et je n'étais séparé de leur pied que par une longue pente presque uniforme, qui se rattache vers la gauche, au fond du valle del Leone, figuré sur les *Planches* 4 et 5, entre le Serre del Solfizio et la Schiena dell' Asino. Je retournai à quelques centaines de mètres vers le N.-O., pour atteindre un point où elle était un peu plus douce, et je descendis sur ce penchant jusqu'au fond du val del Bove, que j'atteignis tout près du petit cône d'éruption qui s'y est élevé en 1811. Cette pente est formée dans toute son étendue de cendres et de lapilli, dans lesquels le pied s'enfonce légèrement, de manière que, quoique son inclinaison dépasse quelquefois 24°, la descente n'a rien de pénible.

Ce ne fut qu'en arrivant au bas que je perdis entièrement de vue le rivage de la mer. Jusque

vers les $\frac{2}{3}$ de la descente je continuai à apercevoir Catane par-dessus la crête du monte Zoccolaro, qui forme le flanc méridional du Val del Bove; et, avant de perdre Catane de vue, je remarquai que je me trouvais presque exactement dans le prolongement d'une longue portion rectiligne de la grande route, qui de Saint-Giovani la Punta descend à Catane. Le prolongement de cette portion de grande route doit passer à peu près au pied du penchant sur lequel je descendais.

En descendant sur ce penchant, j'eus à traverser successivement plusieurs rameaux de ces mêmes coulées parties du pied du cône supérieur, dont un autre rameau est entré, comme je l'ai dit ci-dessus, dans le cratère du *Boccone de Lunegi*. Deux de ces rameaux de coulée qui ont atteint le penchant l'ont parcouru jusqu'au bas, et se sont ensuite répandus sur le fond du val del Bove. Ils se dessinent, sur le penchant couvert de cendres et de lapilli dont la teinte générale est d'un gris plus ou moins foncé, sous la forme de bandes noires, dont l'ensemble est représenté sur la *Pl. 4*. Chacun de ces rameaux n'a qu'une largeur peu considérable, qui est généralement de moins de 50 mètres. Chacun d'eux est terminé latéralement, à droite et à gauche, par une digue étroite, formée de scories accumulées, dont la pente extérieure est rapide, c'est-à-dire d'environ

30°. Leur hauteur au-dessus du sol peut avoir 7 à 8 mètres. L'intervalle entre ces deux digues latérales est aussi couvert de scories entassées, mais qui ne s'élèvent pas jusqu'au niveau de la crête des digues latérales. Tout annonce que la lave en coulant a entassé des scories de part et d'autre jusqu'à la hauteur maximum à laquelle elle s'est élevée, mais qu'ensuite, à mesure qu'elle s'est écoulée, son niveau s'est abaissé, et qu'elle a fini par ne laisser entre les deux digues latérales que l'assise de scories dont elle s'était recouverte. Dans la partie où j'ai traversé ces différents rameaux de coulée, leur pente était d'environ 24°. Les scories dont ils se composaient étaient entièrement détachées les unes des autres, et elles étaient remarquables par la petitesse de leur volume, qui ne dépassait pas généralement la grosseur du poing et atteignait rarement celle de la tête. Je n'aperçus absolument rien qui pût permettre de soupçonner l'existence d'une masse cohérente continue : la coulée entière se réduisait évidemment à une épaisse trainée de scories. En cela, son allure différait totalement de celle des parties des mêmes coulées qui se sont étendues, sur le Piano del Lago, sur des pentes de 4 à 6°, et dont la surface est couverte de fragments de lave coriacée, diversement redressés et entassés les uns sur les autres, qui ont souvent plus

d'un mètre de longueur. Cela tient évidemment à ce que sur la pente douce du Piano del Lago, la lave n'avait qu'un mouvement modéré qui permettait à sa surface de se consolider en forme d'écorce solide, que le mouvement brisait plus tard, et dont il redressait les lambeaux; tandis qu'arrivée sur une pente de 24° , la même lave ruisselant rapidement et brisant par son mouvement toutes les parties qui se consolidaient, au fur et à mesure de leur consolidation, n'a laissé sur sa route qu'un amas de fragments peu volumineux. Aussi peut-on traverser sans la moindre peine ces rameaux de coulées très-inclinés, tandis qu'en traversant les coulées répandues sur le Piano del Lago, il faut prendre des précautions continues pour ne pas se blesser en tombant dans les interstices des gros blocs dont elles sont en grande partie composées. Toutes les coulées que j'ai observées sur les flancs de l'Etna et du Vésuve m'ont conduit à des remarques du même genre, que je développerai dans la suite du mémoire.

Vers le milieu de la descente, j'eus à traverser un talus moins rapide, dans lequel j'observai une crevasse large de plusieurs mètres, et qui était demeurée ouverte sur une longueur de 20 à 30 mètr. ; elle coupait plusieurs assises alternatives de laves solides et de scories, que je décrirai plus loin.

Le talus dont je viens de parler est complé-

tement dépourvu de végétation dans presque toute son étendue; seulement, vers le bas, quelques touffes d'herbes sont éparses au milieu des lapilli mouvants; un troupeau de moutons était occupé à les brouter, et faisait rouler de temps à autres de petites pierres qui passaient à côté de nous comme des balles; c'est le seul danger que j'ai rencontré sur l'Etna.

Pendant toute la durée de la descente, mes regards plongèrent sur le petit cône d'éruption qui s'est formé dans l'éruption de 1811, au pied de l'escarpement septentrional du val del Bove. Il est composé de scories en partie noires, en partie d'un rouge de brique foncé. A la cime est un cratère circulaire qui me rappelait le nid de la poule au pied du Puy-de-Dôme. Ses arêtes, parfaitement régulières, sont inclinées de 30 à 35°; elles sont toutes à peu près complètes; seulement la lave, en sortant vers l'est pour tourner immédiatement au sud, a fait écrouler et a entraîné une portion de la pente orientale, et y a déterminé une légère échancrure.

J'atteignis le fond du val del Bove au pied du cône de 1811, et je gagnai de suite le pied des escarpements qui le dominent au nord, pour étudier les assises alternatives de laves anciennes et de conglomérats dont les escarpements se composent, ainsi que les filons des laves anciennes qui

les traversent , et qui se projettent quelquefois en avant des escarpements, comme des pans de murs en ruines. M. Lyell en a donné une très-bonne figure dans une des vignettes de ses *principles of geology*, t. III, p. 444, 4^e édition. Je parcourus ensuite le vaste cirque du val del Bove pendant le reste de la journée, et j'en sortis à la nuit par le défilé nommé *Porta de Callana*, qui me conduisit à Zaffarana.

Le récit de mes autres courses sur le massif de l'Etna alongerait inutilement ce mémoire.

Je n'ai présenté celui qu'on vient de lire que pour rendre plus claire l'exposition de quelques-unes des observations dont se composera la suite de mon travail.

CHAPITRE III.

**PARTAGE DU MASSIF DE L'ETNA EN SIX FORMATIONS ,
DESCRIPTION DE LA FORMATION CONTEMPORAINE
DES TEMPS HISTORIQUES, REMARQUES SUR LE MODE
D'ACTION DES ÉRUPTIONS QUI CONTINUENT A AC-
CROÎTRE LA MASSE DES PRODUITS MODERNES.**

Les minéralogistes se sont souvent plaints de la monotonie de l'Etna. Il est en effet certain que les produits volcaniques de différents âges qui entrent dans la composition de sa masse, sont presque tous formés à peu près des mêmes éléments, et ne fournissent aux collecteurs d'échantillons que des variétés assez peu tranchées; mais aux yeux d'un géologue l'Etna est une montagne très-composée.

Les divers groupes de roches dont la réunion constitue le massif de l'Etna, se divisent naturellement en plusieurs formations qui, comme la plupart de celles de la série géologique, présentent souvent une grande ressemblance de composition, et ne se distinguent nettement que par la différence de leur gisement.

Ces formations sont au moins au nombre de six :

A la première se rapportent les roches dites primitives, qui, à la vérité, ne se montrent nulle

part au jour dans le massif de l'Etna, mais dont l'existence dans la profondeur semble être attestée par les fragments de roches granitoïdes que rejettent fréquemment les bouches volcaniques.

La deuxième formation, indiquée sur la planche 1^{re} et sur le modèle en relief par la couleur jaune, se compose des roches calcaires et arénacées, qui constituent principalement les montagnes dont l'Etna est séparé par les rivières Simeto et Onobola, et sur lesquelles ces rivières coulent le plus souvent. Ces roches traversent même les deux rivières que je viens de nommer, et elles se montrent en plusieurs points dans l'intérieur du circuit qu'elles déterminent. Aux environs d'Aderno elles forment le support des produits volcaniques, et elles se relèvent plus encore près de Bronte et de Maretto d'une part, et près de Franca-Villa et de Linguagrossa de l'autre, pour former des collines considérables qui tournent leurs escarpements du côté du centre du massif, et dont les produits volcaniques n'ont fait qu'entourer les bases sans pouvoir encore les recouvrir. Les couches sédimentaires qui pénètrent ainsi dans le circuit déterminé par les rivières Simeto et Onobola, me paraissent se rapporter au terrain crétacé inférieur (Wealden formation et Green-Sand).

La troisième formation indiquée sur la planche 1^{re} et sur le modèle en relief par la couleur

bleue, se compose des roches basaltoïdes, qui constituent les îles Cyclopes, la colline de la Motta di Catania, et les escarpements colonnaires de Paterno, de Licadia, d'Aderno, etc.

La quatrième formation, indiquée sur la carte et sur le modèle en relief par la couleur verte, comprend le dépôt de cailloux roulés qui forme une ligne de collines à la jonction de la plaine de Catane et des premières pentes de l'Etna. Les assises de ce dépôt se relèvent vers l'Etna, sous un angle de 4 à 5 degrés, et lui présentent leur escarpement. Elles me paraissent se rapporter à l'une des époques tertiaires les plus récentes.

La cinquième formation, indiquée sur la carte et sur le modèle en relief par la couleur grise, comprend les laves anciennes dont sont formés les escarpements qui circonscrivent le Val-del-Bove.

Enfin, *la sixième formation*, indiquée sur la carte et sur le modèle en relief par la couleur brune, et en quelques points par la couleur d'ocre rouge, se compose des déjections modernes dont la masse s'accroît encore sous nos yeux.

Parmi ces six formations, les deux dernières sont celles dont il serait le plus facile de confondre minéralogiquement les éléments. Mais si au lieu de les considérer minéralogiquement on les considère géologiquement, c'est-à-dire sous le

rapport de la disposition générale de leurs masses, on voit presque du premier coup d'œil, qu'elles forment deux systèmes indépendants l'un de l'autre. En effet, les produits modernes n'ont recouvert qu'en partie les laves anciennes, ils en ont laissé à découvert des étendues considérables, ils se sont étendus au pied des escarpements composés de ces dernières, ils ont comblé des vallées ouvertes au milieu des massifs qu'elles constituent. On voit là aisément deux ensembles aussi distincts l'un de l'autre, que le sont en aucun point de la série géologique deux formations superposées, composées de matériaux analogues. Suivant l'heureuse expression que M. d'Omalius d'Halloy n'avait appliquée qu'aux relations de deux formations de sédiment superposées à stratification contrastante, les masses de laves anciennes se présentent ici au milieu des produits modernes, *comme les sommités d'un ancien monde enseveli sous un monde plus nouveau.*

L'une des questions les plus intéressantes que présente aujourd'hui l'étude de l'Etna, consiste peut-être à bien tracer la ligne de démarcation qui existe entre cet ancien monde et le monde plus nouveau qui le recouvre en partie, et à remonter aux causes qui ont fait naître entre eux cette ligne de démarcation. Pour parvenir à résoudre ce problème, il est avant tout nécessaire

de se rendre un compte exact de la composition, de la structure et de la disposition des produits des éruptions modernes. Tel est l'objet que je vais essayer de remplir dans ce chapitre.

DESCRIPTION DES PRODUITS DES ÉRUPTIONS DE L'ETNA.

Les produits des éruptions de l'Etna ressemblent extérieurement à ceux d'un grand nombre d'autres volcans, mais ils présentent une composition particulière que M. Fournet a signalée depuis plusieurs années dans ceux du Puy-de-Louchadière et de quelques autres puys de l'Auvergne, et qui se retrouve également dans les produits de Stromboli.

M. Gustave Rose, dans un mémoire sur la composition des roches appelées *grunstein* (voyez *Annales des mines*, 3^e série, t. VIII, p. 3), a publié pour la première fois le fait que les laves de l'Etna ne renferment pas le feldspath ordinaire ou *orthose*, mais le *feldspath labrador*. Elles sont composées de *labrador*, de *pyroxène* et de quelques grains de *péridot* et de *fer titané*.

La détermination de M. Rose n'était pas connue lors de notre voyage, mais la vraie composition des laves de l'Etna ne put échapper longtemps aux yeux exercés de M. de Buch qui me la fit remarquer presque dès le premier moment où nous

mêmes le pied sur le massif volcanique. La suite de mes excursions a présenté une confirmation continuelle de cette première remarque.

C'est d'après leurs formes et leurs clivages que les cristaux blancs, disséminés dans les laves de l'Etna, ont été rapportés par M. Rose et par M. de Buch au labrador.

Plusieurs essais que j'ai faits dans le laboratoire de l'école des mines ont confirmé ce résultat, en montrant que les laves de l'Etna sont attaquées à la longue d'une manière très-sensible par l'acide sulfurique concentré, qui leur enlève un peu de chaux.

Désirant savoir jusqu'à quel point une analyse rigoureuse confirmerait ce premier aperçu, j'ai prié M. Auguste Laurent d'appliquer aux laves de l'Etna, les procédés ingénieux qu'il a imaginés pour décomposer les silicates alcalins.

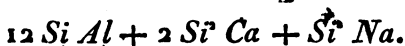
Voici le résultat de M. Laurent, tel qu'il est consigné dans les Annales de chimie et de physique, t. LX, p. 332. (C'est par erreur que la lave en question y est indiquée comme provenant du Vésuve; l'échantillon remis à M. Laurent provenait de l'Etna. Il a été pris dans une *cheire* parfaitement conservée, coupée par la tranchée de la grande route, près de San-Leonardo, entre Giarre et Aci-Reale.)

« Ces cristaux sont si friables et tellement en-

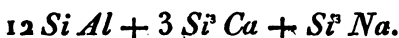
» gagés dans la lave, qu'il est impossible de les
 » détacher sans entraîner de cette dernière; aussi
 » l'analyse que nous en donnons, ne doit être
 » regardée que comme une approximation, mais
 » suffisante pour vérifier la prévision de M. Elie
 » de Beaumont. Ils renferment :

		Oxygène.	Rapport.
Silice.	47,9	— 25,00	18
Alumine.	34,0	— 15,90	} 12
Peroxyde de fer.	2,4	— 0,72	
Soude.	5,1	— 1,30	} 1
Potasse.	0,9	— 0,15	
Chaux.	9,5	— 2,66	} 2
Magnésie.	0,2	— 0,01	

» ce qui conduit à la formule :



» M. Berzélius a admis pour la formule du labradorite :



» Si on remarque que les analyses du labradorite sont très-anciennes, et que la nôtre a été faite sur un échantillon impur, on verra que si les analyses ne suffisent pas pour donner une formule exacte de ces deux substances, elles peuvent cependant les rapprocher. »

Un observateur, qui parcourt les flancs de l'Etna et qui promène un œil attentif sur le sol qu'il foule aux pieds, le trouve presque partout com-

posé d'une substance à cassure mate, grise-noire, ou d'un rouge d'ocre à l'extérieur et à l'intérieur, parsemée de cristaux nombreux de feldspath labrador, de cristaux de pyroxène et de grains de péridot, et présentant presque toujours un grand nombre de cellules à contours arrondis, et souvent aplaties ou allongées dans un même sens. Ces matières portent le nom de scories; tout le monde connaît leur origine. Elles sont denses ou légères, suivant la rareté ou l'abondance des cellules. Ces scories se présentent en grains, en fragments, en lopins, en blocs de toutes grosseurs, de formes très-diverses, et très-diversement entassés.

Quelquefois de grandes étendues sont couvertes de fragments de scories assez légères, dont la grosseur moyenne est à peu près celle d'une noix, et qui forment à la surface du sol une couche plus ou moins régulière d'une épaisseur variable. On les appelle *lapilli*.

La grosseur de ces *lapilli* se réduit quelquefois au volume d'un grain de sable ou de cendre; on les nomme alors cendres volcaniques. Les cristaux de pyroxène et de labrador, qui sont ordinairement renfermés dans les scories, sont alors disséminés dans la masse sablonneuse. Ces cendres et ces *lapilli* sont en général le résultat des éruptions pulvérulentes qui les rejettent à de grandes hauteurs, d'où ils retombent sous forme de pluie sur

une partie plus ou moins étendue du massif volcanique, et souvent bien au delà de ses limites.

Quelquefois les cendres, les lapilli ou même des scories en pièces plus considérables, au lieu d'être étendus sur la surface d'un sol irrégulier, sont entassés en forme de cône tronqué, très-régulier, très-distinct de la base sur laquelle il s'élève, ayant ses arêtes inclinées de 18 à 36° : ce sont les cônes parasites produits par les éruptions latérales du volcan.

D'autres fois des scories en fragments détachés les uns des autres, d'une grosseur variable, mais qui ne dépasse que rarement celle de la tête, forment, sur des pentes inclinées d'une quantité très-sensible de 15 à 32° par exemple, une couche assez uniforme, ayant souvent plus d'un mètre de puissance, et bordée de part et d'autre par un rebord plus élevé, semblable à une espèce de digue qui se termine extérieurement par un talus assez rapide. Ce sont les traces du passage de laves qui se sont écoulées rapidement.

Enfin, dans d'autres cas plus fréquents encore, des scories d'un grain très-variable, les unes très-légères, les autres très-denses et presque compactes, en blocs de toute grosseur, depuis celle d'un grain de sable jusqu'à plusieurs mètres de côté, tantôt indépendants les uns des autres, tantôt aggrégés en lopins irréguliers, tantôt anguleux;

tantôt grossièrement arrondis, se trouvent confusément entassés sur de vastes surfaces légèrement inclinées. Ces surfaces, qui dans leurs détails présentent un désordre presque effrayant, mais qui, dans leur ensemble, présentent des pentes assez régulières, portent le nom de *cheires*, en sicilien, *schiarra*. Ce sont les surfaces des coulées de laves qui se sont répandues sur des pentes médiocres, c'est-à-dire de 1 à 8 ou 10° environ.

Lorsqu'on surmonte les obstacles que le désordre d'une *cheire* oppose aux pas de l'observateur, on trouve que sa surface ne se compose que de fragments irrégulièrement entassés et soulevés les uns sur les autres, dont quelques-uns sont en équilibre et faciles à mettre en mouvement, dont quelques autres sont placés en appui et en arc-boutant les uns contre les autres, dont quelques uns même des plus grands, sont redressés verticalement, et comme plantés au milieu des autres à l'instar des pierres druidiques.

Si on scrute d'un œil attentif les intervalles de ces blocs, en commençant par les points où leur accumulation est la moins épaisse, on voit bientôt qu'ils ne sont tous que des fragments détachés d'une masse continue, scoriacée elle-même à sa surface, le plus souvent tirillée et tourmentée, dans laquelle on ne tarde pas à reconnaître la masse solidifiée de la lave elle-même. La surface

de cette lave est presque toujours extrêmement irrégulière; quelquefois elle est hérissée d'appendices encore plus scoriacés que la masse, d'une forme bizarre et presque fantastique, qui se perdent et se confondent au milieu des scories détachées; d'autres fois elle présente des cannelures tantôt rectilignes, allongées dans le sens de la pente, comme si la masse s'était étirée avant de se solidifier, tantôt courbes et tournant la convexité de leur courbure vers le bas de la pente, comme si la masse s'était au contraire froncée en se solidifiant. Rarement la surface de cette masse solide offre, même en grand, quelque uniformité, presque toujours elle présente des ondulations multipliées; presque toujours aussi, elle est partagée par des fentes irrégulières, de part et d'autre desquelles elle se trouve à un niveau différent, comme si, avant de se réduire à une inertie complète, elle avait été travaillée par de violents efforts et s'était irrégulièrement affaissée. Quelquefois la masse entière de cette partie solide se trouve retroussée et vient présenter sa tranche sur la surface de la *cheire*. On voit alors qu'elle a une épaisseur d'un demi-mètre à plusieurs mètres, une texture variable, grossièrement cristalline, généralement moins scoriacée dans le milieu de son épaisseur que vers ses deux surfaces, et que la surface inférieure est à-peu-près

aussi scoriacée et aussi tourmentée que la surface supérieure, quoique sur une échelle moins grande.

Mais si on n'étudiait la partie solide des *cheires* que dans ces redressements partiels, on n'en acquerrait qu'une idée incomplète. Il existe heureusement des sections naturelles et artificielles qui les mettent à nu sur toute leur épaisseur, dans toutes sortes de positions. Les routes qu'on a tracées récemment sur la base de l'Etna, ont beaucoup augmenté le nombre des sections artificielles. On voit dans toutes ces sections, que la partie solide d'une *cheire* n'a généralement qu'un très-petit nombre de mètres d'épaisseur, qu'elle est rarement uniforme sur une certaine longueur, qu'elle est plus rarement encore rectiligne; d'où il résulte que la tranchée d'une route l'entame tantôt en entier, tantôt en partie, tantôt la laisse tout-à-fait au-dessous d'elle, et cela, à plusieurs reprises, dans de très-courts intervalles. Le grain varie plus ou moins d'un point à l'autre, ainsi que le nombre et la grosseur des cristaux de labrador et de pyroxène. La quantité des cellules varie aussi beaucoup, et généralement elle est plus grande près des deux surfaces. La partie solide de la coulée repose presque toujours sur des scories détachées, analogues à celles qui la recouvrent, mais présentant rarement des blocs aussi considé-

rables. Ces scories inférieures sont souvent accumulées en amas très-épais autour desquels la partie solide se contourne en forme de voûte. Les sections naturelles ou artificielles coupent fréquemment ces voûtes; les scories qui les remplissaient étant enlevées naturellement ou artificiellement, il en résulte des grottes quelquefois assez vastes. J'en ai observé une entre Aderno et Brontè qui avait 6 mètres de hauteur et 10 mètres de largeur, et qui était dégagée sur 13 mètres de profondeur; on en avait fait un pressoir. La nappe de lave qui en forme la voûte a une épaisseur d'environ un mètre et demi.

Les parties solides des coulées sont fréquemment brisées par des fentes qui les divisent en parties discontinues. Ces fentes, en devenant plus nombreuses, les partagent quelquefois en polyèdres irréguliers, ou même en gros prismes verticaux très-irréguliers. Entre le Giarre et Aciréale, j'ai remarqué une division en prismes grossiers verticaux de 0^m,70 à 0^m,90 de diamètre, dans une lave à section horizontale, ondulée et tourmentée, de 3 à 4 mètres de puissance. J'ai remarqué d'autres traces moins nettes de divisions prismatiques, dans quelques autres des sections artificielles exécutées récemment pour l'établissement des grandes routes.

La structure tourmentée, dont j'ai parlé, s'ob-

serve, sans exception, dans les cheires qui couvrent des pentes sensibles à l'œil. Mais lorsqu'elles s'étendent sur des surfaces presque horizontales, cette forme tourmentée devient moins prononcée, et la section de la coulée présente même une disposition basaltoïde très-marquée.

La lave de 1603 s'est étendue dans la vallée du Simeto, entre Bronte et Aderno, et en a rempli tout le fond; elle s'y est accumulée sur une hauteur de plus de 12 mètres, et s'y est arrêtée. Le Simeto, en coulant ensuite sur sa surface, l'a entamée d'abord dans sa partie la plus avancée vers le bas de la vallée, et y a ouvert une échancre qui s'agrandit progressivement en remontant, et au haut de laquelle il forme une cascade. Pendant longtemps le recreusement de la vallée a marché par la chute successive des gros prismes verticaux, dans lesquels la lave est divisée, et dont la cascade formée par le Simeto, déchaussait successivement la base. Mais tout récemment, afin de protéger une prise d'eau située au bas de la cascade, sur la rive droite, on a construit un mur qui empêche l'eau de suivre son ancienne rigole, et l'oblige de couler sur une partie de l'escarpement, qui forme une corniche saillante, et dont elle ne fait qu'user légèrement la surface supérieure. La pente de la vallée doit être ici d'environ 48 minutes.

Plus anciennement, un autre courant de lave était descendu dans la vallée du Simeto, un peu au-dessus d'Aderno, en avait rempli et nivelé le fond, et s'était étendu en large nappe horizontale dans l'élargissement que la vallée présente au confluent du Salso.

Depuis lors, le Simeto a recreusé sa vallée sur une largeur de 500 mètres, à travers la plateforme très-unie que forme cette lave, et elle présente aujourd'hui, des deux côtés, des escarpements de 10 à 12 mètres de hauteur, dans lesquels elle se divise en gros prismes verticaux d'un aspect basaltoïde, mais cependant plus gros et moins réguliers que ceux de la plupart des colonnades basaltiques. La pente de la vallée doit être ici d'environ 44 minutes. Il est évident que la lave s'y est arrêtée faute de pente, et s'y est refroidie dans un état de repos presque complet.

Le Simeto a recreusé sa vallée au pied des escarpements de cette lave, plus profondément qu'elle ne l'était lorsque la lave a coulé, et il a mis à découvert au-dessous de la base des prismes une épaisse assise de gros cailloux roulés, dans laquelle on trouve des blocs d'une lave encore plus ancienne; il a même mis à découvert des couches fortement redressées, d'un grès quartzeux, à ciment de calcaire jaunâtre, que je crois devoir rapporter au terrain crétacé inférieur, et dont

les tranches supportent non-seulement les produits volcaniques modernes, mais aussi les roches basaltoïdes qui forment les beaux escarpements prismatiques et le plateau d'Aderno.

DISTRIBUTION DES PRODUITS DES ÉRUPTIONS MODERNES SUR LA SURFACE DU MASSIF DE L'ETNA.

On voit par ce qui vient d'être dit, que la lisière orientale de la base de l'Etna a éprouvé des changements notables par l'effet des éruptions modernes. Il en est de même des autres parties de la circonférence du massif volcanique.

Thucydide nous représente une armée carthaginoise arrêtée sur la côte près de Taormina, par une coulée de lave qui venait de descendre jusqu'à la mer et de former le promontoire de Schisso, l'an 396 avant J.-C.

En 1669, la coulée qui se fit jour près de Nicolosi coula jusqu'à la mer, et couvrit d'une assise qui a souvent plus de 20 mètres d'épaisseur, un grand nombre de villages et de terrains cultivés. Elle s'accumula sur une grande épaisseur derrière les murs de la ville de Catane, qui faillit être ensevelie, et, se détournant pour entrer dans la mer, elle donna naissance à un nouveau promontoire qui constitue aujourd'hui un des abris du port de Catane.

Les produits des éruptions modernes s'accumulent avec une rapidité remarquable sur ces parties du massif volcanique les plus éloignées du centre. Le pied des monuments grecs et romains qui subsistent encore dans la ville de Catane est enseveli sous les produits des éruptions modernes. Des coulées déjà anciennes ont comblé le port d'Ulysse, situé au nord de cette ville. D'autres sont venues s'étendre et s'accumuler aux environs de Giarre et d'Acì-Réale, sur la surface du terre-plein bombé qui forme la ceinture du massif volcanique, et elles en ont complètement changé la configuration.

Au contraire, et c'est peut-être un des faits les plus remarquables que l'Etna présente à l'observation, les parties centrales et les plus élevées du massif ne s'accroissent presque pas par l'accumulation des déjections; à la vérité, le cône supérieur s'écroule et se réédifie de temps à autre, mais le Piano-del-Lago au milieu duquel il s'élève, ne reçoit par l'effet des éruptions, que des surcharges extrêmement légères.

L'emplacement de la *Torre del Filosofo*, petit monument antique situé entre la Casa Inglese et le Serre-del-Solfizio, est encore le sommet d'une petite protubérance du Piano-del-Lago. Ce serait encore aujourd'hui un des points qu'il serait le plus naturel de choisir, si on voulait établir quelque

construction sur la surface de ce terre-plein. Cet endroit est cependant situé de la manière la plus favorable possible pour l'accumulation des déjections incohérentes ; car non-seulement les cendres et les scories, mais même des blocs de plus d'un mètre cube, rejetés par le grand cratère, retombent beaucoup au-delà. Ainsi il paraît, d'après la seule disposition des lieux, que depuis la construction de ce monument, les déjections incohérentes et les courants de lave qui se sont répandus sur le Piano-del-Lago n'en ont pas changé la configuration d'une manière sensible.

Mais l'existence même de la *Torre del Filosofo* fournit une preuve encore plus irréfragable de l'excessive lenteur avec laquelle ces produits s'accumulent sur les parties élevées du massif volcanique.

Le nom de ce petit édifice vient de ce qu'on a cru pendant longtemps qu'il avait été habité par Empédocle, lorsque ce philosophe observait l'Etna. Plus tard on y a vu un temple de Vulcain. Aujourd'hui on paraît s'accorder à croire que ce n'était qu'un tombeau ou peut-être un belvédère construit pour l'agrément de l'empereur Adrien lorsqu'il monta sur l'Etna. Toujours paraît-il certain que cet édifice est d'origine antique.

Voici en quels termes le chanoine Recupero décrit cette construction d'après des observations faites à une époque où elle était moins dégradée

qu'elle ne l'est aujourd'hui : «..... Sur ce plan (le » Piano-del-Lago), presque sur la ligne du monte » Frumento , sur une saillie assez considérable que » je crois être un volcan très-ancien, a été bâti un » édifice vulgairement appelé *Torre del Filosofo*. » Il y a deux siècles (ceci a été écrit avant 1769) » il était sur pied presque dans son entier, car » Filoteo et le père Fazello assurent que la voûte » du milieu se soutenait encore ; mais de nos jours » il est totalement démoli, il en reste à peine des » vestiges. Ces restes suffisent cependant pour » qu'on puisse en conclure quel était le plan du » monument Cette construction est de figure » circulaire et bien conditionnée quant à la qualité » de la chaux mélangée avec une certaine propor- » tion de sable et de pouzzolane de l'Etna, qui » avec le temps la rend très-solide. Les pierres et » la chaux forment tout le mur inférieur jusqu'à la » hauteur de deux palmes (0^m,50) au-dessus du » terrain, où furent posés deux rangs de briques » épaisses, larges de deux palmes (0^m,50), sur » lesquelles fut encastrée une tablette de marbre » haute d'un pouce , qui formait un petit cordon » sur la circonférence des briques. On observe en » outre beaucoup de fragments et d'écaillés de » marbre renfermés dans le mur entre les pierres ; » ce qui indique bien clairement que les pièces de » marbre ont été travaillées sur le lieu même. On

» a de plus trouvé parmi les sables et les ciments
 » quelques liens de plomb de figure pyramidale.
 » J'en conserve un, ayant donné les deux autres à
 » M. le chevalier Hamilton, lorsque nous montâ-
 » mes ensemble sur l'Etna. Je regarde comme
 » certain que ces plombs ont été portés là pour
 » servir à quelque usage et particulièrement pour
 » plomber quelque vase rompu par accident. Dans
 » la construction même j'ai trouvé deux petites
 » pièces de marbre percées comme si elles avaient
 » été liées avec du plomb.

» Sur la bordure déjà décrite reposent une
 » petite corniche et ensuite une palme et demie
 » de maçonnerie rustique. Tout le reste de l'é-
 » difice est déjà démoli, et on craint avec raison
 » qu'il ne soit promptement détruit par les ha-
 » bitants de la montagne, qui espèrent y trouver
 » de l'or et de l'argent. Effectivement, en 1769,
 » je l'ai trouvé entièrement rasé à fleur de terre.

« L'épaisseur de cette construction n'excède pas
 » deux palmes (0^m,50). Le diamètre du vide inté-
 » rieur est de quatre palmes et demie (1^m,30);
 » de là j'ai inféré qu'elle ne peut avoir été destinée
 » qu'à former un tombeau, un tel édifice étant
 » inhabitable tant à cause de son étroitesse que de
 » la rigueur du climat dans lequel il est placé.
 » Loin de confirmer tant de conjectures alambi-
 » quées qui se sont complètement écroulées, je

» soutiens qu'il est impossible que le célèbre
 » Empédocle y ait séjourné, et que par conséquent
 » c'est mal à propos qu'on l'a nommé *Torre del*
 » *Filosofo*. En parlant du temple de Vulcain,
 » nous avons fait voir qu'un pareil édifice ne pou-
 » vait pas non plus avoir été consacré, comme le
 » pensent quelques personnes, à une telle divi-
 » nité.» (*J. Recupero, Storia naturale e gene-
 rale dell' Etna*, t. 1, p. 242.)

M. Agatino Recupero, dans les annotations qu'il a jointes en 1815 à l'ouvrage de son oncle en le publiant, ajoute ce qui suit (note 50 du t. 1^{er}):

« La description que l'auteur fait de la *Torre del*
 » *Filosofo* ne s'accorde pas avec ce que j'ai observé
 » sur les lieux en 1807, époque à laquelle l'in-
 » génieux Gemellaro avait déjà fait fouiller autour
 » de la base de l'édifice pour la découvrir tout
 » entière. Ce soubassement qui aujourd'hui est à
 » découvert, ne se voyait pas du temps de l'auteur,
 » parce qu'alors il se trouvait recouvert de sable
 » et de scories. Ce soubassement est carré; la lon-
 » gueur de chacun de ses côtés, d'après la mesure
 » exacte de M. Gemellaro, est de 32 palmes
 » (8^m38), et sa hauteur est d'une palme (0^m25).
 » Sur cette base on voit une construction en bri-
 » ques qui rentre de tous côtés de deux palmes;
 » elle est composée de cinq rangs de briques, et a
 » plus de cinq palmes (1^m,25) de hauteur et onze

» palmes (2^m,75) de largeur. Le nombre des
» briques qui existent encore s'élève à quarante-
» sept (1). Au-dessus de cette construction en
» briques se trouvent cinq palmes d'une maçon-
» nerie composée de chaux et de pierres de lave ,
» informe, dégradée, et rentrante de toutes parts.
» Rien ne porte à conjecturer qu'elle ait présenté
» aucun vide, mais il paraîtrait qu'elle était revêtue
» de pierre et ornée de marbre , comme l'annon-
» cent quelques fragments qu'on en a retrouvés.
» La continuation de l'édifice décrit par l'auteur,
» et qu'il a trouvé démoli jusqu'au niveau du sol
» en 1769, doit être considérée comme ayant été
» un second ordre de figure circulaire, un peu
» plus étroit que la base carrée, et placé au-dessus.
» M. Gemellaro a trouvé deux ou trois plombs
» en tout semblables à ceux décrits par l'auteur ,
» ainsi que quelques petites pièces de marbre sur
» lesquelles étaient sculptées des lettres bien con-
» servées, et un fragment de vase cinéraire. Toutes
» ces observations tendent à rendre plus que pro-

(1) Il y avait dans ce passage une confusion évidente dans l'application de deux des mesures citées. Cette confusion m'a paru résulter d'une transposition opérée par l'imprimeur et que j'ai fait disparaître dans la traduction. Si on la laissait subsister, la hauteur de la partie inférieure de la Torre del Filosofo, découverte par les fouilles de M. Gemellaro, serait encore moindre.

» bable l'opinion de l'auteur, qui pense que cette
» construction était un tombeau. »

On voit ; en comparant ces deux récits, que le désaccord signalé entre eux vient uniquement de ce que le second observateur a vu l'édifice dans un autre état que le premier.

Ces ruines sont aujourd'hui plus informes encore qu'elles ne l'étaient en 1807 ; cependant elles sont encore reconnaissables, et l'origine antique des matériaux dont elles se composent ne paraît pas susceptible d'être révoquée en doute.

D'après les mesures citées, et pour l'exactitude desquelles on peut s'en rapporter à M. Mario Gemellaro, il paraît qu'au moment où ses fouilles ont été faites, les fondations de l'édifice étaient ensevelies tout au plus (1) de 11 palmes ou 2^m,75 au-dessous de la surface du sol. Si donc on évalue seulement à 6 palmes ou 1^m,50, c'est-à-dire à la hauteur du premier soubassement et de la première assise de briques, la quantité dont on aurait creusé pour asseoir le monument sur un fond moins mouvant que ne devait être alors comme il est aujourd'hui le sable superficiel, il ne restera que 1^m,25 pour la quantité dont le sol, par l'effet des

(1) Je dis tout au plus, parce que je n'ai pu obtenir cette faible quantité de 11 palmes qu'en faisant disparaître une faute d'impression. Si ce que j'ai corrigé n'était pas une faute, la hauteur de 11 palmes devrait être diminuée.

pluies de cendres et de lapilli émanées du cratère de l'Etna, s'est élevé autour de cet édifice, depuis l'époque de sa construction qui doit remonter au moins à 1.500 ans et peut-être à plus de 2.000. Cette quantité bien évidemment n'a pas dépassé deux mètres, ce qui suppose que le Piano-del-Lago ne s'élève moyennement, par l'effet des matières qui y tombent, que d'environ un millimètre par an.

Les savantes recherches auxquelles M. Girard, membre de l'Académie des sciences, s'est livré pendant l'expédition d'Egypte, ont prouvé que le sol de la vallée du Nil s'élève moyennement, par l'effet du dépôt annuel des crues du fleuve, de 1^m,260 en mille ans, ou de 1^{mm},26 par an. Ainsi le Nil travaille plus efficacement à ensevelir sous ses alluvions les monuments de Thèbes et de Memphis, que l'Etna à ensevelir sous ses déjections la *Torre-del-Filosofo*

L'importance dont un pareil fait peut être pour l'histoire de l'Etna a déjà été entrevue par le célèbre Brydone, qui, dans une lettre écrite à Faujas, le 29 mai 1770, s'exprimait de la manière suivante (*Voyez histoire naturelle des volcans, par Faujas, p. 61*) :

« ...Nous arrivâmes avant le crépuscule auprès
« des ruines d'un ancien bâtiment, appelé *il Torre*
« *del Filosofo*. Quelques auteurs supposent qu'il

» fut érigé par Empédocle, qui y choisit son habitation, pour mieux étudier la nature du mont Etna; d'autres pensent que ce sont les ruines d'un temple de Vulcain, qui, comme chacun sait, avait dans cette montagne son atelier.»

P. 64. « En examinant la Tour du Philosophe, nous vîmes avec surprise que les ruines de cet édifice ont resté pendant tant de siècles découvertes, presque au sommet de l'Etna, tandis que les laves ont enterré à plusieurs reprises, et en beaucoup moins de temps, des milliers d'endroits qui en sont fort éloignés; ce qui prouve qu'il y a eu peu d'éruptions à cette hauteur... »

Les derniers mots de la remarque de Brydone ne sont pas entièrement exacts; car il n'y a que bien peu d'éruptions dans lesquelles le grand cratère reste inactif. Le fait dont il avait déjà été frappé prouve seulement qu'une très-faible portion des produits des éruptions se fixe sur les parties élevées de la montagne.

Quelque opposé que ce fait soit en lui-même à l'idée qu'on se fait généralement de l'origine des montagnes volcaniques, il est cependant parfaitement d'accord avec ce qu'on sait de la manière dont les produits des éruptions qui ont été observées, se sont répartis sur la surface du massif de l'Etna.

Pour répéter le moins possible des descriptions si

souvent publiées, je citerai d'abord ce qui est arrivé dans les deux dernières, qui ont eu lieu en 1832 et en 1833. Les circonstances que m'ont présentées les traces encore récentes de ces éruptions, vont me conduire à prendre en considération deux genres de phénomènes dont je n'ai pas encore parlé.

L'éruption du mois de mars 1833 n'a produit qu'un petit courant de lave, qui s'est déversé par-dessus le bord le moins élevé du grand cratère, et que j'ai déjà décrit.

L'éruption du mois de novembre 1832 a été beaucoup plus considérable; elle a présenté les circonstances ordinaires des grandes éruptions. D'après le récit de mes guides, elle dura en tout 22 jours. Elle commença par des secousses, qui donnèrent naissance à la crevasse légèrement tortueuse qu'on voit courir aujourd'hui, depuis les flancs du cône supérieur, jusqu'au-delà de la *Torre del Filosofo*, dans la direction du Sud, 20 à 26° E. Une autre fente paraît s'être produite dans un plan vertical, passant par l'axe de la cheminée volcanique, et dirigé à-peu-près vers l'O. 14° N. D'autres fentes ou des fissures se seront sans doute produites, suivant d'autres rayons divergeant autour du grand cratère, principalement vers le N.-E. dans la direction de la partie supérieure du Val-del-Leone.

La lave ne coula pas par-dessus les bords du cratère, elle se fit jour un peu au-dessous du pied du cône supérieur, en deux points différents, situés l'un au N.-E. du centre du grand cratère, l'autre à l'O. 14° N., au haut du Val-del-Leone, sur le bord du Piano-del-Lago. Du premier orifice il ne sortit qu'une très-petite quantité de lave, tandis qu'elle s'écoula pendant trois jours par le second, en formant un courant qui descendit en bande étroite sur la déclivité rapide de la gibbosité centrale, dans la direction de Bronte. Au bout de ce temps, la lave se fit jour beaucoup plus bas, au pied même de la gibbosité centrale; en un point situé sur le prolongement du rayon mené du centre du grand cratère au second orifice; et tout porte à croire que ces deux orifices se sont établis sur une même ligne de fracture. La lave coula de l'orifice inférieur pendant tout le reste du temps que dura l'éruption. Elle ruissela d'abord sur les talus latéraux, à travers le Bosco, avec une lenteur due sans doute à son peu d'abondance, et elle mit 17 jours à parvenir au bord des terres cultivées, en formant sur les talus du Bosco, inclinés dans cette partie de 8° , une bande sinueuse analogue à un large torrent. Arrivée aux terres cultivées qui sont situées au bord du Bosco, et dont la pente est beaucoup plus faible, elle s'y étendit beaucoup plus en largeur, et en

même temps elle marcha très-vite, car en deux jours elle s'y avança de 5 milles, ou de 9260 mètres, ce qui suppose que dans ces deux derniers jours l'émission de la lave devint beaucoup plus abondante. Enfin, la sortie de la lave s'arrêta, et la coulée cessa de s'avancer, fort heureusement pour la ville de Bronte, vers laquelle elle se dirigeait, et dont elle n'était plus éloignée que de 2 milles au plus.

La terminaison de l'éruption fut marquée par une violente secousse, qui arriva à 10 heures du soir, et qui ébranla fortement le bourg de Nicolosi : des toits s'y écroulèrent, et des enfants furent écrasés sous les décombres. Ce fut cette secousse qui fit tomber la pointe la plus élevée du Bicorne, et qui fit naître à sa place le gouffre circulaire que j'ai déjà décrit.

Les terrains couverts de vignes, au milieu desquelles la coulée s'est arrêtée, à 2 milles au-dessus de Bronte, ont une pente générale de moins de 2°, qui vers l'extrémité de la coulée se réduit même à moins de 1°. Sur cette pente, la coulée a formé une vaste *cheire*, qui s'élève de 10 à 15 mètres au-dessus des terrains qu'elle recouvre. Elle est bordée par une espèce de digue de gros blocs et de scories entassées qu'elle a poussés en avant ou de côté au fur et à mesure de son mouvement. Le talus de ces digues latérales, dont

la structure rappelle jusqu'à un certain point les moraines des glaciers, est de 32°. La surface de la *cheire* est elle-même chargée d'une immense quantité de gros blocs de lave scoriacée, confusément entassés. Le désordre y est extrême : non-seulement elle présente des aspérités presque infranchissables, mais même des creux et des saillies qui la rendent pour ainsi dire montueuse. Il a fallu un travail assez considérable pour pratiquer des sentiers sur lesquels on pût la traverser sans trop de peine. Au moment où je l'ai visitée, c'est-à-dire 22 mois $\frac{1}{2}$ après sa sortie, elle était encore tellement chaude dans son intérieur, qu'on sentait à chaque instant des bouffées d'un air très-chaud sorti de ses interstices venir frapper le visage. De plus, il se dégagait d'une quantité de fissures, et particulièrement des parties les plus saillantes qui correspondent aux plus grandes épaisseurs de la masse, des filets de vapeur d'eau à une température assez élevée pour qu'il fût impossible d'enfoncer le bout du doigt dans les orifices. Ces vapeurs avaient une forte odeur d'acide hydrochlorique, qui les rendait presque suffocantes, mais aucune odeur sulfureuse ne s'y laissait distinguer. Elles déposaient sur les parois des fissures une assez grande quantité de substances salines, et principalement de l'hydrochlorate d'ammoniaque, qui tantôt était parfaitement blanc et tantôt coloré en

jaune-orangé par l'hydrochlorate de fer. En quelques points, le dépôt salin était légèrement coloré en vert. L'hydrochlorate d'ammoniaque était assez abondant pour que mon guide pût gagner sa vie à le recueillir; et quoiqu'il employât une pointe de fer pour déplacer les pierres de la surface desquelles il le détachait, je remarquai qu'il avait aux mains plusieurs brûlures profondes qu'il s'était faites en travaillant à sa pénible exploitation : cela, je le répète, 22 mois $\frac{1}{2}$ après la sortie de la lave. Ce fait, sur lequel j'insiste parce qu'il m'a vivement frappé, n'a du reste rien d'inusité. La grande coulée de 1669, qui vint s'amonceler à une grande hauteur au pied des murs de Catane, fumait encore au bout de huit ans. Les grandes coulées qui surgirent en 1783, au pied du Skaptâr Jekul, en Islande, fumaient encore en 1794, onze ans après l'éruption.

Vers la fin d'octobre 1834, je visitai la grande coulée qui, deux mois auparavant (le 28 août), était sortie des flancs du Vésuve et s'était dirigée vers Ottajano. Il s'en dégagait un épais nuage de fumée, qu'on apercevait du milieu du golfe de Naples, à quatre lieues de distance. Je viens de lire, dans le mémoire que M. le professeur Daubeny a déjà publié sur cette éruption, que ce dégagement de fumée continuait encore à la fin de décembre. (Voyez le mémoire de M. le profes-

seur Daubeny dans les transactions philosophiques de la Société royale de Londres pour l'année 1835, p. 153. D'après les observations de M. Daubeny, les substances qui se dégageaient de la lave étaient aussi principalement de la vapeur d'eau, de l'acide hydrochlorique et de l'hydrochlorate d'ammoniaque.)

Dans cette coulée et dans celle vomie par l'Etna en 1832, les seules parties que j'aie trouvées encore fumantes étaient celles qui s'étaient répandues sur des pentes peu considérables; ce qui prouvait bien clairement que sur les pentes plus rapides où la lave était déjà refroidie, elle s'était amincie, tandis que sur les pentes peu considérables elle s'était au contraire amoncelée. Cette remarque trouvera plus loin son application.

Je n'ai pas manqué de me demander, sur les lieux mêmes, d'ou sortaient toutes ces vapeurs, et il ne m'est pas resté à cet égard le moindre doute: elles se dégageaient des parties non encore refroidies de la coulée. La question de savoir comment ces matières gazeuses peuvent rester engagées dans la roche fondue pendant des années entières, et ne s'en dégager que lors de son refroidissement et de sa solidification, n'est certainement pas le moins ardu des problèmes de physique moléculaire que présente la géologie; peut-être pourrait-on supposer que ces substances gazeuses forment,

autour des molécules de la matière en fusion , de petites atmosphères très-condensées qui se trouvent expulsées lorsque les molécules se rapprochent et s'accolent en forme de cristaux. Mais quelle que puisse être la cause de ce phénomène singulier, il me paraît incontestable.

Abstraction faite de ces dégagements de substances gazeuses, la propriété qu'ont toutes les coulées de lave un peu épaisses de rester intérieurement à une température élevée pendant plusieurs années, est en elle-même aussi importante que remarquable, quoique moins difficile à comprendre. Elle tient simplement à ce que les laves sont des substances très-peu conductrices pour la chaleur. Comme toute la chaleur qui élève la lave au-dessus de la température moyenne du sol de la contrée, doit finalement être transmise à travers ses surfaces, ou enlevée, soit par les substances gazeuses qui s'en dégagent, soit par l'air qui circule dans ses gerçures, la durée de son refroidissement croît avec son épaisseur dans une proportion très-rapide. Les faits que j'ai cités à cet égard sont concluants. La lave de dix à douze mètres d'épaisseur que j'ai observée au-dessus de Bronte, et qui avait coulé depuis vingt-deux mois et demi, était encore très-chaude intérieurement; tandis que la lave qui au mois de mars 1833, c'est-à-dire depuis dix-huit mois seulement, s'était

déversée par-dessus les bords du grand cratère, et qui avait environ trois mètres de puissance, était complètement refroidie.

Je cite ces deux faits parce que je les ai observés moi-même; mais il existe dans l'histoire de l'Etna et du Vésuve des faits du même genre infiniment plus remarquables. On pourra en juger par les passages suivants que je transcris textuellement :

« Je l'ai déjà dit ailleurs (*dit Dolomieu*) : quelques laves du Vésuve coulent pendant des années »
» entières avec une largeur de quelques toises et »
» peu d'épaisseur, sans que ni l'air ni le sol ne »
» leur soustraiènt la chaleur nécessaire pour les »
» entretenir fluides. L'Etna a eu une lave qui a »
» coulé dix ans pour ne parcourir que deux milles. »
» Cette lave sortit de l'Etna en 1614, et se dirigea »
» vers Randazzo. Pendant dix ans que dura l'é- »
» ruption, elle eut toujours un petit mouvement »
» progressif, et cependant elle n'avança que de »
» deux milles. » (*Dolomieu, Journal de physique, t. 44, p. 119.*)

Brydone, dans une lettre adressée à Faujas et datée de Catane, le 29 mai 1770, dit, en parlant du cône d'éruption qui se forma au pied méridional de l'Etna, vers le bas de la gibbosité centrale en 1766 : «... Cette montagne fut formée, il y a plus » de quatre ans, par l'éruption de 1766, et cepen-

» dant le feu n'y est pas éteint et la lave n'est pas
 » refroidie. Cette lave vint inonder une belle forêt
 » qu'elle ravagea dans l'espace de quelques milles.
 » Elle creusa des ravins profonds, et on nous dit
 » qu'elle les a comblés *jusqu'à la hauteur de 200*
 » *pieds : c'est là où elle conserve la plus grande*
 » *chaleur.* Aujourd'hui nous avons grimpé sur
 » cette lave, et sa surface paraît entièrement
 » froide; mais il est sûr qu'en plusieurs endroits
 » elle exhale encore beaucoup de fumée, et les
 » habitants assurent qu'où la lave est très-épaisse,
 » il en arrive toujours de même pendant quelques
 » années, ce que je suis fort disposé à croire :
 » un corps solide de feu si épais et si étendu doit
 » conserver sa chaleur un grand nombre d'années;
 » la surface se noircit et se durcit bientôt, et en-
 » ferme le feu liquide en-dedans, dans une espèce
 » de boîte qui écarte toutes les impressions de
 » l'air extérieur et du temps. C'est ainsi que j'ai
 » vu, plusieurs mois après les éruptions du Vésuve,
 » une couche légère de lave de quelques pieds qui
 » resta rouge au centre longtemps après que la
 » surface fut refroidie; et en plongeant un bâton
 » dans ses crevasses, il prenait feu à l'instant,
 » quoiqu'il n'y eût au-dehors aucune apparence
 » de chaleur. » (*Faujas, histoire naturelle des*
volcans, p. 60.)

M. Poulett-Scrope dit, dans son ouvrage sur les

volcans, page 101, qu'il a observé en 1819, sur les flancs de l'Etna, dans le Val-del-Bove, un courant de lave qui, neuf mois après son émission, avançait encore lentement à raison d'environ *un mètre par jour*.

Ce dernier fait et le mouvement que conserva pendant dix ans la lave citée plus haut par Dolomieu, sont des conséquences nécessaires de la longue durée du refroidissement total. On conçoit en effet que tant que dans l'épaisseur d'une coulée de lave il reste une assise dont la température n'est pas descendue au-dessous du terme où la lave est encore pâteuse, la partie supérieure et déjà refroidie de la coulée n'adhère pas au sol et exerce une énorme poussée, par l'effet de laquelle elle se ride, se tourmente, se déchire; ce qui contribue en partie au désordre qui forme le caractère des coulées refroidies sur des pentes. Dans ce cas l'écorce supérieure de la lave se trouve à-peu-près dans la même situation qu'un glacier qui, ne pouvant adhérer à la montagne qui le supporte, à cause de la fusion continuelle de ses parties inférieures, glisse sur sa surface et se tourmente par l'effet du glissement. Les grands glaciers des Alpes glissent quelquefois de cette manière sur des pentes qui ne dépassent pas 3°.

Pour compléter le tableau des effets que produisent les éruptions de l'Etna, j'aurais encore à

passer en revue plusieurs circonstances remarquables, mais qui pour la plupart me détourneraient en ce moment de mon objet, et dont quelques-unes trouveront leur place plus loin. Il m'importait surtout de faire connaître celles qui influent sur les manières dont les produits volcaniques s'entassent sur les flancs de la montagne, et pour cela il ne me reste guère qu'à parler des déjections de matières incohérentes.

On sait que le courant de fluides élastiques, qui dans toute éruption volcanique joue un rôle principal, entraîne toujours avec lui, sous forme de blocs, de scories, de lapilli ou de cendres, des parties détachées, soit des parois de l'orifice volcanique soit de la lave qu'il fait bouillonner. Une portion de ces matières incohérentes emportées à une grande hauteur dans l'atmosphère, retombent sous forme de pluies de pierres, de lapilli et de cendres, sur la surface de la montagne ou sur celle des contrées voisines. Souvent les cendres de l'Etna ont recouvert les toits de Messine ou les mûriers de la Calabre; quelquefois elles sont tombées sur l'île de Malte, et peut-être même sur des contrées beaucoup plus éloignées.

Mais les matières incohérentes entraînées ainsi à des distances plus ou moins considérables, ne recouvrent jamais le sol sur lequel elles retombent que d'une couche très-peu épaisse; la masse

principale des produits incohérents d'une éruption retombe toujours immédiatement à l'entour de l'orifice volcanique, et s'y entasse sous la forme d'un cône tronqué et évidé à son sommet en forme de cratère. C'est ainsi que s'est réédifié à plusieurs reprises le cône supérieur de l'Etna. C'est aussi de cette manière que se sont élevés autour des orifices principaux des éruptions latérales, les cônes parasites qui ornent et diversifient les pentes de la montagne : on peut compter soixante ou quatre-vingts de ces cônes parasites qui rappellent, tant, par leurs dimensions que par leurs formes, les *puy de scories* des environs de Clermont, tels que le Puy-de-Pariou, le Puy-de-Come, le Puy-de-la-Nugère; comme eux ils sont très-fréquemment échanrés latéralement; comme eux aussi ils présentent des arêtes rectilignes inclinées de 20 à 40°.

Abstraction faite du cône supérieur et de ces cônes parasites, qui constituent comme autant d'excroissances isolées, les produits des éruptions modernes forment sur la surface de l'Etna un manteau presque continu, mais *d'une épaisseur très-inégale*. Cette épaisseur est beaucoup moins grande vers les parties centrales et les plus élevées que vers la base. Le manteau de déjections modernes s'interrompt même en quelques points de la gibbosité centrale, pour laisser les produits de

l'époque ancienne se montrer à découvert comme des montagnes qui apparaissent à travers une éclaircie des nuages.

Relativement aux matières fondues, cette circonstance est naturelle, et cesse de surprendre aussitôt qu'on étudie la manière dont les laves se répandent sur des surfaces inclinées.

On ne pourrait s'en étonner que relativement aux matières incohérentes; mais ce que j'ai dit ci-dessus, de la manière dont elles s'entassent autour des bouches d'éruption, suffit pour faire concevoir le peu d'épaisseur de la couche qu'elles ont produite sur la plus grande partie de la surface de la montagne. Au premier abord on aurait pu croire, sans doute, que les déjections incohérentes qui forment la masse principale des produits du grand cratère, auraient recouvert toute la surface de la gibbosité centrale de l'Etna d'une couche épaisse de cendres et de lapilli; mais relativement à la manière dont ces matières se répandent et peuvent se fixer sur la surface du volcan, on ne peut avoir de moyen d'étude plus certain que l'examen de la surface de ce volcan lui-même, et il suffit d'un coup-d'œil jeté par un temps parfaitement clair sur la partie orientale de l'Etna, pour voir que plusieurs parties très-étendues de la gibbosité centrale qui sont peu éloignées du grand cratère, notamment la *Shiena*

del Asino, n'ont pas été complètement recouvertes par les déjections dont il s'agit, mais qu'elles n'ont été, pour ainsi dire, que saupoudrées d'une petite quantité de ces matières, que le temps a fini par réunir dans les ravins dont elles marquent le fond par une simple traînée noire, laissant tout le reste exposé au jour.

Dans les parties voisines de celles dans lesquelles il s'interrompt d'une manière si remarquable, le manteau de déjections modernes ne peut manquer d'être très-mince. On trouve effectivement la preuve du peu d'épaisseur qu'il présente sur le Piano-del-Lago, dans le fait que les assises des déjections anciennes se montrent jusqu'à la crête des escarpements du *Serre del Solfizio* qui forme la tranche du Piano-del-Lago, et dans la circonstance que l'effondrement circulaire appelé *la Cisterna*, qui est situé sur le Piano-del-Lago, en arrière de la crête du Solfizio, montre aussi les assises de laves et de tufs de l'ancienne formation au-dessous d'une très-faible épaisseur de produits modernes. Ce que j'ai dit ci-dessus de la Torre-del-Filosofo dont les éruptions de quinze à vingt siècles ont à peine entouré la base d'un à deux mètres de matières, met d'ailleurs hors de doute l'extrême lenteur avec laquelle les produits volcaniques s'accumulent dans ces régions élevées.

Le cône supérieur est évidemment la seule

masse un peu considérable de produits récents qui s'élève sur le Piano-del-Lago. Mais j'ai déjà fait remarquer que son existence n'est jamais que passagère, et que s'il s'élève graduellement pendant quelques siècles, c'est pour s'abîmer souvent en un jour dans le gouffre dont il forme la balustrade, comme cela lui est arrivé en 1444 et en 1702, et comme cela lui est encore arrivé partiellement en 1832.

Lorsque, dans une nouvelle phase de sa mobile existence, le cône supérieur de l'Etna se sera de nouveau engouffré dans les abîmes de la montagne, que restera-t-il des produits de l'Etna moderne sur les flancs de la gibbosité centrale? Il restera les dômes de scories de la Montagnuola, du Monte-Frumento, et quelques autres semblables; il restera sur la surface du Piano-del-Lago, cette mince couverture de cendres et de blocs lancés par la grande cheminée volcanique qui, depuis 1500 ou 2000 ans, s'est élevée d'un à deux mètres autour des fondements de la Torre-del-Filosofo; il restera aussi quelques coulées de laves qui se sont entassées dans les légères dépressions que ce plan a pu présenter; il restera enfin sur celles des pentes de la gibbosité centrale qui partent de la circonférence du Piano-del-Lago, une couverture, probablement aussi très-mince, de cendres et de ces traînées de scories que les cou-

lées laissent comme traces de leur passage sur toutes les pentes considérables; il ne restera, en un mot, sur une partie de cette gibbosité, qu'une écorce très-mince de produits modernes.

Dans tout le reste de son étendue, le manteau de déjections modernes qui recouvre la plus grande partie du massif de l'Etna est évidemment beaucoup plus épais.

C'est sur les talus latéraux de l'Etna et sur le terre-plein peu incliné qui les termine, que s'accumulent la plus grande partie des déjections modernes. Les laves et les déjections incohérentes s'y stratifient couche par couche, et c'est aux lois régulières suivant lesquelles s'opère leur accumulation, que sont dues la douceur et la régularité des pentes que présentent ces parties. La forme aplatie de l'Etna, déjà signalée plus haut, est l'expression en grand d'une partie de ces lois.

Les talus latéraux ne sont, au moins à leur surface, que des remblais formés en partie de *cheires* entassées les unes sur les autres, et en partie de matières incohérentes tombées sous la forme de pluie de cendres ou entraînées par les eaux. Les coulées de lave, sorties soit de la bouche du volcan, soit de ses flancs, soit de la surface même des talus latéraux, s'y étendent et s'y accumulent les unes sur les autres. Les déjections pulvérulentes, et les matières que les eaux peuvent arracher aux flancs de

la gibbosité centrale, s'y accumulent aussi couches par couches. Les unes comme les autres, élevant par degrés ces talus, les rendent de jour en jour plus uniformes, et expliquent parfaitement la régularité de leur inclinaison, qui se relève de toutes parts vers le pied de la gibbosité centrale sous des angles qui atteignent quelquefois mais qui dépassent rarement 8° ; aussi n'est-ce qu'en un bien petit nombre de points qu'on y voit pointer encore quelques roches étrangères aux productions de l'Etna actuel.

L'épaisseur totale de cette accumulation de produits modernes, qui forme les talus latéraux, reste souvent tout à fait inconnue, parce qu'elle dépasse la faible hauteur suivant laquelle ils sont entamés par les ravins. La structure de ces vastes remblais s'aperçoit cependant quelquefois sur une certaine épaisseur à la faveur des fentes et des cavités en forme d'entonnoirs produites par les secousses qui ont accompagné les éruptions. Partout ailleurs, on ne peut observer que leur surface, à moins qu'on n'y ait pratiqué quelque coupure artificielle, par exemple, en faisant la tranchée d'une route. Mais l'examen de la surface suffit pour reconnaître la manière dont s'opère l'entassement progressif des produits modernes.

Si on observe avec attention la position des cônes formés par les éruptions latérales, on voit

que, pour la plupart, ils sont situés vers le pied de la gibbosité centrale, et plutôt en dehors qu'en dedans de la ligne à partir de laquelle la pente de cette gibbosité commence à se prononcer fortement. Ces cônes étant comme autant de jalons qui marquent les points d'où se sont écoulés les grands courants de lave, on voit qu'il existe une harmonie complète entre leur position et la forme régulière que présentent les pentes de l'Etna, à partir de la zone dans laquelle il sont principalement concentrés.

L'action que les eaux pendant l'été, et les avalanches de neige pendant l'hiver, peuvent exercer pour arracher les matériaux des pentes rapides de l'Etna et aller les déposer sur des parties moins inclinées, est évidemment assez faible; car, si elle était considérable, le Piano-del-Lago serait remblayé jusqu'à une hauteur considérable par les matériaux arrachés ainsi des flancs du cône supérieur; et cet effet à lui seul, s'il était un peu intense, aurait suffi pour ensevelir et dérober à nos regards les ruines de la *Torre-del-Filosofo*.

Toutefois, les eaux qui, lors de la fonte des neiges et lors des grands orages, sillonnent plus ou moins fortement les talus latéraux, ne pouvaient manquer d'influer à la longue sur la pente générale qu'ils contractent; et il est assez remarquable de voir que cette pente, qui s'arrête moyennement

à 7 ou 8°, est précisément du même ordre que celles des cônes de débris que les torrents alpins entassent à l'entrée des gorges dans lesquelles ils coulent avant de se répandre dans les plaines ou vallées larges et à fond plat : fait dont on pourra aisément s'assurer en jetant un coup-d'œil sur le tableau dans lequel j'ai réuni un grand nombre d'exemples de talus formés de matières incohérentes. (Voyez chapitre IV°.)

Le mode d'ajustement des talus latéraux par rapport à la gibbosité centrale de l'Etna, sur lequel j'ai déjà plus d'une fois attiré l'attention du lecteur, m'a paru dès le premier moment une de ces circonstances simples et frappantes dans lesquelles un observateur attentif doit trouver une base assurée.

Le trait caractéristique des cônes dont la forme extérieure est entièrement due aux phénomènes d'éruptions, tels que les cônes supérieurs du Vésuve et de l'Etna, ou les cônes parasites qui se forment sous nos yeux à chaque éruption latérale de l'un de ces deux volcans, consiste dans la *continuité* et la *rectilignité* de leurs talus. Le trait caractéristique de la forme générale de l'Etna consiste au contraire dans la *discontinuité* extrêmement prononcée des deux parties principales dont il se compose. Le modèle en relief, malgré la pe-

titesse de son échelle , rend cette discontinuité sensible.

Un second point que le modèle ou relief met, ce me semble, pleinement en lumière, c'est que cette discontinuité des deux parties principales dont la surface de l'Etna se compose, n'est justifiée par la disposition des bouches latérales d'éruption, qu'autant qu'on regarde la gibbosité centrale comme ayant une existence tout à fait indépendante de celle des talus latéraux. Ces cônes, au lieu d'être concentrés sur les flancs de la gibbosité centrale, se voient aussi et même en plus grand nombre sur les talus latéraux dont ils contribuent, ainsi que je l'ai dit plus haut, à expliquer la disposition. On aurait pu, au premier abord, supposer qu'il existe un rapport entre l'existence de la gibbosité centrale et les produits des éruptions du grand cratère; mais cette supposition est renversée jusque dans ses fondements par le fait qu'une partie de la gibbosité centrale, n'a pas même été recouverte par ces déjections, et par l'observation de la *Torre-del-Filosofo* encore visible après deux mille ans.

Ce défaut de continuité dans les pentes de l'Etna trahit ainsi la *double origine du massif volcanique*.

Nous avons vu que la gibbosité centrale de l'Etna se trouve dans un état presque station-

naire comparativement aux talus latéraux, sur lesquels l'accumulation des produits des éruptions suit une marche beaucoup plus rapide. Il est même à remarquer que les parties de cette gibbosité que les produits récents n'ont pas recouvertes, n'ont pas simplement cessé de s'accroître, mais qu'elles se trouvent, comme les montagnes non volcaniques, dans un état de dégradation et d'amoindrissement graduel. Cette double circonstance rend d'autant plus sensible le remblai progressif qu'éprouvent les talus latéraux. Non-seulement les coulées de l'Etna en se répandant dans le Val-del-Bove, et s'y accumulant les unes sur les autres, tendent à le remplir et à l'effacer complètement, mais en se répandant et s'accumulant de la même manière sur les talus latéraux extérieurs, elles tendent à ensevelir complètement la gibbosité centrale tout entière.

Les éléments successifs que les éruptions actuelles ajoutent d'année en année au massif de l'Etna, sont à la vérité les éléments d'un cône, mais d'un cône extrêmement surbaissé, dont la pente, ainsi que je l'ai dit plus haut, ne dépasse pas 8°; et la dernière limite à laquelle on peut concevoir que la répétition indéfinie des éruptions actuelles tend à faire parvenir la forme de l'Etna, serait un cône infiniment moins élancé que celui

dont le noyau de la gibbosité centrale paraît être un débris.

La hauteur de l'Etna au-dessus de la mer qui baigne sa base est presque égale à celle des grands volcans de la Nouvelle-Grenade et à celle du Chimborazo lui-même, au-dessus du plateau de Quito qui leur sert de piédestal. Si, à l'exemple de ces volcans des hautes régions, l'Etna n'avait jamais vomi de coulées de lave, peut-être pourrait-il rivaliser sous le rapport de la hardiesse des formes avec les colosses des Andes; peut-être même le morcellement en forme de fer à cheval du massif de laves anciennes, qui forme le noyau de la gibbosité centrale, lui donnerait-il sous certains aspects quelque chose de plus élégant; mais les produits de ses éruptions, qui n'ont augmenté que très-faiblement et dans une partie seulement de son étendue, le noyau de la gibbosité centrale, qui ne l'ont surmonté que d'un cône d'éruption mesquin et d'une existence passagère, ont enseveli la base de ce même noyau, sous toute la hauteur des talus latéraux auxquels leur accumulation a donné naissance; ils ont ainsi dérobé à la vue une partie de la saillie qu'il présentait vraisemblablement au commencement de la période actuelle; ils ont imprimé au massif entier un caractère de platitude qui va sans cesse en croissant, et qui de siècle en siècle, lui donnera un aspect de plus en



plus prosaïque. Or, puisque la marche actuelle des phénomènes de déjection tend à effacer et à ensevelir la gibbosité centrale bien plutôt qu'à l'élever, il est évident qu'il faut chercher l'origine de cette gibbosité dans des phénomènes dont une partie aurait été d'un autre ordre que les phénomènes de déjection qui se continuent de nos jours.

Cette gibbosité centrale ne doit évidemment son existence qu'au noyau préexistant qui en forme la masse principale. Si ce noyau n'existait pas, l'Etna ne s'élèverait pas au-delà du point de concours des arêtes prolongées des talus latéraux, c'est-à-dire qu'il n'aurait pas au-delà de 1,600 à 2,000 mètres de hauteur. Mais si l'Etna doit l'existence de sa gibbosité centrale à un noyau préexistant, comment pourrait-on concevoir que des éruptions comparables à celles de l'Etna moderne, et qui n'auraient pas trouvé un autre noyau antérieur, eussent produit une masse aussi convexe que celle du noyau de la gibbosité centrale ? Si, comme quelques personnes l'ont pensé, il existait une similitude complète d'origine entre les matières dont se compose le noyau intérieur de la gibbosité centrale et les produits actuels des éruptions, on pourrait en inférer que les premiers ont dû s'entasser à la manière des produits actuels ; et on ne verrait pas pourquoi ils auraient donné

lieu à une convexité plus rapide que celle des talus latéraux.

Les philosophes et les géologues, qui depuis les Grecs jusqu'à nous ont vu l'Etna recouvrir presque périodiquement ses flancs de nouvelles assises de cendres, de scories et de laves, ont admis à peu près sans examen, et comme un fait pour ainsi dire évident par lui-même, que la montagne entière résulte simplement de la suraddition graduelle d'éléments tous semblables entre eux et semblables aux produits d'une des éruptions arrivées sous leurs yeux. En effet, au premier abord, cela paraît presque aussi naturel que d'attribuer la croissance entière d'un chêne à la répétition des phénomènes de végétation qu'on lui voit produire pendant le cours d'un été. Mais les réflexions que je viens de faire, me paraissent montrer clairement que le massif de l'Etna ne peut pas être décomposé en totalité en éléments tous analogues entre eux et d'une origine semblable, comme le sont les couches successives dont le tronc d'un chêne se compose; et qu'en comparant la croissance de l'Etna à celle d'un végétal unique, on commet à peu près la même erreur que si on attribuait à la végétation d'un lierre l'existence d'un vieil arbre mort au tronc duquel il s'est attaché.

En dernière analyse, les traits vraiment caracté-

téristiques de la forme de l'Etna, ceux dans lesquels son mode d'accroissement et son origine première se trouvent profondément écrits, sont, d'une part, la faiblesse et l'uniformité des pentes que présente la base depuis le pied de sa gibbosité centrale jusqu'aux rivages des eaux qui le circonscrivent, et, de l'autre, la saillie rapide, l'isolement et le morcellement du noyau de cette même gibbosité centrale. Les pentes douces de la base ont été produites par un remblai; mais la saillie rapide, l'isolement et le morcellement de la gibbosité centrale ont pour cause première un soulèvement; telle devra être en deux mots la théorie de l'Etna.

FRACTURES ET SOULÈVEMENTS PRODUITS PAR LES ÉRUPTIONS MODERNES.

Mais ce n'est pas seulement par voie d'exclusion qu'on arrive à chercher dans un phénomène de soulèvement la clef de la forme que nous présente le massif de l'Etna. L'observation attentive des phénomènes dont il est de nos jours le théâtre, conduisent directement à chercher la part que les phénomènes de soulèvement peuvent avoir eue dans sa production.

Parmi les circonstances que présentent toutes les grandes éruptions, il en est une que jusqu'ici j'ai

presque passée sous silence et sur laquelle je dois maintenant revenir.

Les éruptions de l'Etna s'annoncent presque toujours par des secousses de tremblement de terre qui ébranlent toute sa masse et souvent même la Sicile presque entière. L'effet de ces secousses ne se réduit pas toujours à de simples vibrations : presque toujours au contraire il finit par en survenir d'assez fortes pour que la montagne, cédant à l'effort exercé sur elle de bas en haut, se fende, et pour que les parois des fentes s'écartent d'une quantité plus ou moins grande, qui s'élève quelquefois à plusieurs mètres. Les fentes se produisent toujours à peu près suivant des plans verticaux qui passent par l'axe de la cheminée volcanique, et qui coupent la montagne suivant un de ses méridiens. Souvent il naît à la fois plusieurs fentes semblables qui se croisent près du centre de la gibbosité centrale, et qui produisent un véritable *étoilement* du massif de l'Etna.

Aussitôt qu'une pareille fente a pris naissance, la lave qui bouillonne dans la cheminée centrale ne peut manquer de s'y introduire plus ou moins rapidement, et elle finit presque toujours par s'y frayer un passage par lequel elle s'écoule latéralement sur les flancs de la montagne. Lorsqu'elle parvient à s'y faire jour, elle y produit des phénomènes tout à fait analogues aux éruptions.

du grand cratère : d'épaisses colonnes de vapeurs et des apparences de flammes s'élèvent à une grande hauteur ; des cendres, des lapilli, des blocs de laves sont lancés en l'air, et celles de ces matières qui retombent près de l'orifice y forment un de ces cônes que j'ai mentionnés ci-dessus. Le cône de scories est souvent ébrêché d'un côté par la lave qui s'écoule. Quelquefois, soit que la fente s'étende et s'agrandisse par des secousses répétées, soit que la lave finisse avec le temps par la parcourir plus facilement à mesure qu'elle l'échauffe davantage, l'éruption latérale n'a pas lieu jusqu'à la fin par le même point de la fente ; mais, après s'être faite pendant quelque temps en un certain point, elle cesse d'y avoir lieu, et elle se transporte en un second point plus bas que le premier, et plus éloigné de l'axe de la montagne, où se reproduisent les mêmes phénomènes. Ce déplacement peut se répéter ainsi plusieurs fois, et toujours dans le même sens, le long d'une même fente. M. Mario Gemellaro a cru remarquer, entre ces éruptions partielles qui se transportent ainsi de plus en plus bas dans le cours d'une même éruption de l'Etna, une relation remarquable, qui consiste en ce que leur violence augmente à mesure que l'orifice s'abaisse, dans une proportion telle que les apparences de flammes et les matières rejetées s'élèvent toujours, à peu près, dans ces érup-

tions successives jusqu'à une même hauteur absolue, jusqu'à un même plan de niveau, comme si la pression d'une même colonne liquide déterminait pendant toute leur durée la marche des phénomènes. Les laves parviennent ainsi quelquefois à se faire jour à une grande distance de l'axe de l'Etna, et à une très-petite hauteur au-dessus de la mer, comme l'attestent le cône de scories nommé *monte del Mojo*, situé près du bourg de Mojo, sur la rive gauche de la rivière Onobola, et un autre petit cône, le monte *Santa-Sofia*, situé à peu de distance de Catane; voyez la carte *Pl. 1^{re}*.

Lorsque les phénomènes dont je viens de parler ont lieu, la partie inférieure de la fente reste nécessairement remplie de lave, qui y produit un filon. Quant à la partie supérieure située au-dessus du niveau de l'orifice le plus bas, par lequel la lave s'écoule, elle se remplit souvent de scories ou de matières d'éboulement. Quelques-unes de ces fentes sont cependant restées baillantes, témoin celle dont la partie vide forme la *grotta dei Palombi*, près de Nicolosi, dont M. Mario Gemellaro a rendu l'accès praticable.

La *grotta dei Palombi* est située à trois quarts de lieue de Nicolosi, à quelque distance du pied N.-O. des Monti-Rossi. Son entrée se trouve à l'extrémité d'une dépression elliptique ouverte dans une grande assise de lave, et qui ressemble à

une carrière abandonnée. Le grand axe de cette ellipse court du N. 25° O. au S. 25° E. La caverne elle-même, qui part de l'extrémité méridionale de ce grand axe, présente un cours légèrement tortueux qui se dirige tantôt au S. 35° E., tantôt au S. 38° E.; elle s'écarte ainsi de 27 à 30° de la direction d'un plan méridien passant par la cime de l'Etna, qui se trouve au N. 8° O; ce qui montre que ce que j'ai dit ci-dessus de la direction des fentes suivant des plans méridiens de la montagne, ne doit pas être pris dans un sens absolu : ces fentes font toujours quelques zigzags.

A mesure qu'on pénètre dans la *grotta dei Palombi*, on descend assez rapidement; on arrive même à un point où il y a une chute verticale d'environ 20 mètres, qu'on ne peut franchir qu'au moyen d'un treuil que M. Mario Gemellaro a fait établir. La fente n'est pas restée vide jusqu'à la surface du sol; la partie supérieure paraît être remplie par les scories qui forment la surface du sol. L'espace vide se compose d'une série de chambres qui rappellent exactement les vides produits dans une mine par l'exploitation d'un filon. La largeur du vide varie de 1 à 4 mètres. La chambre la plus basse, dans laquelle on descend à l'aide du treuil, a pour parois une épaisse couche de lave dont la surface a été refondue, et

dont les parties refondues ont été légèrement arrachées et tirillées, pour ainsi dire tenaillées, probablement par la lave qui a bouillonné dans la fente. Au fond de la chambre la plus inférieure on voit encore la fente se continuer, mais elle devient très-étroite, et quelques coups de mine seraient nécessaires pour en rendre l'accès praticable.

L'intersection du plan de la fente avec la surface du sol est marquée par une longue file de petits monticules descories rouges, présentant entre elles plusieurs enfoncements cratériformes. Tout annonce que ces scories ont été lancées par les gaz qui s'échappaient de la lave lorsqu'elle bouillonnait dans la fente.

M. Mario Gemellaro, sentant tout l'intérêt qui s'attacherait à l'exploration de cette caverne, y a placé des inscriptions au fur et à mesure de l'avancement des travaux de déblais qu'il y a fait exécuter. Avant la descente du treuil, on en trouve une qui porte seulement la date : « *XXI junii 1807.* » Et au fond de la chambre inférieure, on rencontre celle-ci : « *Mario Gemellaro primus ima hæc in tartara venit. — anno 1823* ». J'ai trouvé la température de l'air, au fond de la chambre inférieure, de 9° centigrades, ce qui prouve que la chaleur introduite par la lave qui a oscillé dans cette fente et a fondu la surface de ses parois, est entièrement dissipée, car la température moyen-

ne de la surface, qui, près de là, est couverte de vignes, ne saurait être de moins de 9°.

La surface de l'Etna présente plusieurs autres grottes qui paraissent avoir la même origine que la *grotta dei Palombi*, et qui ne doivent pas être confondues avec les grottes qui résultent des inflexions que les écorces encore pâteuses des coulées de lave ont subies en glissant et en se tourmentant sur des plans inclinés.

L'histoire de l'Etna présente un grand nombre d'exemples de la formation de fractures analogues à celle qui a donné naissance à la *grotta dei Palombi*, et des éruptions latérales qui en ont été la conséquence. Chacun des cônes parasites qui sont répandus sur la surface du massif est un témoin d'un phénomène de ce genre. Parmi ces phénomènes, un de ceux qui paraissent s'être produits sur la plus grande échelle, et en même temps un des mieux connus, est celui qui en 1669 causa la destruction du bourg de Nicolosi, et faillit amener la ruine de la ville de Catane.

Après de violentes secousses une vaste fracture se produisit à travers le massif de l'Etna; elle se terminait inférieurement près de Nicolosi, dans l'emplacement où s'élèvent aujourd'hui les Monti-Rossi, et elle se prolongeait à travers les pentes de la gibbosité centrale et le Piano-del-Lago, jusqu'au-delà de la Torre-del-Filosofo. Si elle ne

passait pas par l'axe du cône supérieur, elle en rasait du moins la base. Spallanzani, dans son voyage dans les Deux-Sicules, reproduit une vue de l'Etna sur laquelle elle est figurée. Elle avait plus de deux mètres de diamètre à la surface du sol. La lave se répandit dans son intérieur et y resta incandescente même à la surface, de manière que la nuit on voyait la lueur livide, qui émanait de la matière en fusion, éclairer les deux bords de la fente et se répandre au-dehors. La coulée de 1669, qui vint s'arrêter et s'amonceler contre le mur d'enceinte de la ville de Catane, sortit du point de cette fente, qui se trouvait le plus éloigné de l'axe de la montagne et par suite le plus bas, et autour du point de sortie s'accumula la masse de scories qui forme aujourd'hui le cône échancré, et à deux cimes, qu'on appelle les Monti-Rossi.

Ainsi que je l'ai dit plus haut, le même phénomène s'est reproduit sur une échelle moins grande, à la vérité, mais avec plusieurs circonstances dignes d'attention, lors de l'éruption du mois de novembre 1832.

La lave coula successivement par trois orifices, le premier situé au pied N. E. du cône supérieur, dans le *Valle del Leone*, à la naissance du *Val-del-Bove*, le second au bord du Piano-del-Lago, au haut des pentes occidentales de la gibbosité centrale de l'Etna, et le troisième au pied

de ces mêmes pentes, sur le bord des talus latéraux. La ligne qui joint ces deux derniers points court à l'O. 14° N., et passe par l'axe du grand cratère. Tout indique, surtout aux yeux des personnes qui, comme M. Mario Gemellaro, se sont familiarisées depuis longtemps avec le mécanisme des éruptions de l'Etna, qu'une fente méridienne s'était produite dans cette dernière direction.

Cette fente a été la seule par laquelle la lave ait coulé d'une manière prolongée, mais elle n'a pas été la seule qui se soit produite au moment de cette éruption : indépendamment de l'orifice qui donne aussi issue à la lave dans le *Valle-del-Leone*, la surface des parties supérieures de la gibbosité centrale présente en différents points des fumaroles dont l'origine paraît due à un grand nombre de fissures produites à l'époque dont il s'agit. J'ai indiqué de ces fumaroles jusque dans les flancs du cône de scories appelé *Boccone de Lunegi*, situé à l'extrémité septentrionale du *Serre-del-Solfizio*. D'autres sortent de différents points des flancs du cône supérieur ou de divers points situés en dehors de sa base. Mais nulle part elles ne s'étendent si loin et d'une manière si continue que le long d'une crevasse un peu tortueuse, quelquefois ramifiée, qui part du nouveau cratère produit à la fin de cette même éruption de 1832, par l'éroulement de la pointe la plus élevée au

Bicorne, et qui se dirige vers la *Torre-del-Filosofo* dans la direction du S. 26° E.

Cette crevasse commence à se manifester dans le ravin qui entame la pente du cône supérieur, à partir des bords du petit cratère de 1832. Les divers dégagements de gaz hydrogène sulfuré qui donnent naissance aux flammes permanentes et au nuage de fumée bleuâtre dont j'ai parlé dans le récit de mes courses autour du cratère, sortent de différents points de cette crevasse, qui se trouve alternativement élargie et obstruée par intervalles. Parvenue au pied du cône, elle traverse d'abord deux coulées de lave étendues sur le *Piano-del-Lago*, savoir : 1° une petite coulée sortie au pied de la cime actuellement la plus haute; et 2° une seconde, sortie plus loin, à l'O. du pied du cône, et qui se bifurque derrière la casa Inglese. Elle laisse ensuite la casa Inglese sur la droite, et elle se poursuit en se bifurquant et en faisant quelques zigzags à travers le terre-plein couvert de lapilli qui couvre le *Piano-del-Lago*, jusqu'au-delà de la *Torre-del-Filosofo* qui s'est trouvée comprise entre ses deux rameaux.

Elle se manifeste à la surface :

1° Par un changement de niveau relatif entre les deux parties du terre-plein qu'elle traverse, de sorte que la partie qu'elle laisse à l'est, paraît abaissée d'environ un mètre, ou que, ce qui re-

vient au même, la partie située à l'ouest paraît élevée de la même quantité.

2° Elle se manifeste aussi par une trace en forme de fossé qui dessine chacune de ses ramifications, et qui résulte de ce que les lapilli incohérents que traversait son ouverture se sont éboulés dans son intérieur.

Mais ces éboulements ne se sont pas toujours bornés à produire un sillon étroit; en beaucoup de points il s'est produit des enfoncements plus larges, et dont quelques-uns sont de grands entonnoirs plus ou moins exactement circulaires dont la partie supérieure présente des parois coupées à pic, et dont le fond est un cône renversé en forme de trémie dont la pointe marque le point d'engouffrement des matières qui ont ainsi disparu dans les abîmes intérieurs de la montagne.

En descendant directement des foyers alimentés par l'hydrogène sulfuré vers la casa Inglese, j'ai observé, sur la crevasse dont il s'agit, dans la partie où elle traverse la première des deux coulées de lave mentionnées ci-dessus, un effondrement de cette espèce, d'où il ne sortait aucune fumarole, et qui montrait dans son escarpement une succession de couches de matières incohérentes et de couches minces de laves. Cet effondrement est peu large et peu régulier.

Plus au sud, sur la ligne qui conduit de la casa Inglese au *Boccone de Lunegi*, le prolongement de la crevasse a produit, dans la seconde des deux *cheires* mentionnées, plusieurs effondrements d'un contour elliptique, dont un très-large et très-régulier, situé à moitié dans le bord de la cheire et à moitié dans le terre-plein ondulé de lapilli qui la supporte.

Plus loin encore vers le sud, dans la partie où la crevasse se ramifie et forme quelques zigzags, et dans un point où les deux branches principales de la crevasse changent subitement de direction, j'ai observé un large entonnoir d'effondrement, parfaitement circulaire, et présentant à sa partie supérieure des flancs verticaux dans lesquels se dessinent les assises horizontales de lapilli et de petits blocs rejetés qui forment le sol du Piano-del-Lago.

L'éboulement qui a produit à la place de la cime la plus élevée du Bicorne le petit cratère très-profond dont j'ai déjà parlé, ne diffère évidemment que par sa grandeur de ceux qui ont produit les petits cirques dont je viens de faire mention.

La production de ces petits cirques d'éboulement n'est pas un fait nouveau sur le Piano-del-Lago. Dans l'éruption de 1792 il s'y était déjà produit, entre la Torre-del-Filosofo et la monta-

gnuola, un cirque analogue, mais un peu plus grand, que, d'après sa forme, on a nommé la *Cisterna* (la Citerne).

La faille de 1832 se dirigeait du côté de la *Cisterna*, et elle y a produit un renouvellement de l'éboulement primitif auquel elle devait son origine; de sorte que la *Cisterna* s'est trouvée approfondie.

Cette *Cisterna* est remarquable non-seulement par sa forme et son origine, mais encore en ce qu'elle fournit la preuve du peu d'épaisseur du manteau de déjections modernes qui couvre cette partie de la gibbosité centrale, car elle est taillée presque en entier dans les assises de laves anciennes et de tufs qui en forment le noyau. Avant 1832, on y comptait onze de ces assises; maintenant que la *Cisterna* s'est encore approfondie, on en compte treize.

De pareils effondrements se sont aussi produits à diverses époques en dehors du Piano-del-Lago. En descendant de l'extrémité septentrionale du Serre-del-Solfizio, vers le cône de 1811 situé au fond du Val-del-Bove, j'ai rencontré, aux deux tiers de la pente, une déchirure profonde et sans issue, qui n'était évidemment qu'un effondrement de ce genre. Cette déchirure coupe plusieurs laves modernes séparées par des assises de scories. L'épaisseur de chacune des assises de laves varie

considérablement en se modelant sur les inégalités du terrain qui la supporte. L'une d'elles atteint en un point une épaisseur de plusieurs mètres, et devient alors grossièrement prismatique. Toutes présentent, dans l'arrangement de leurs parties de diverses textures, des traces nombreuses de l'action de couler.

Les effondrements arrivés le long de la fente qui, en 1832, est venue couper le Piano-del-Lago, montrent clairement que, bien que cette fente n'ait pas donné issue à la lave, elle était cependant profonde et communiquait avec les cavités intérieures de l'appareil volcanique. En la considérant d'un même coup-d'œil avec la fente qui a donné issue à la lave du côté de Bronte et avec les autres traces de fendillement que j'ai indiquées, on voit que dans l'éruption de 1832 le massif de l'Etna a été complètement étoilé.

Ce fait, qui paraît s'être répété dans presque toutes les grandes éruptions, me semble d'un grand intérêt, en ce qu'il donne la preuve directe du peu d'efficacité de la résistance que la masse de la montagne oppose aux efforts de la puissance mécanique qu'elle renferme dans son intérieur, et par les idées auxquelles il semble conduire sur l'origine d'une partie de la saillie que cette montagne nous présente aujourd'hui. Le changement de niveau relatif dont j'ai parlé montre en effet

que l'Etna ne repose pas sur des fondements inébranlables, et que les segments dans lesquels les fentes méridiennes le divisent, sont susceptibles d'un certain jeu.

Le jeu que les segments de l'Etna ont subi par suite de l'étoilement que la montagne a éprouvé en 1832, a-t-il été en somme totale un affaissement ou un soulèvement? Des mesures de hauteur seraient ici d'un grand secours, si jamais il était possible de leur donner la précision suffisante. Mais, à leur défaut, il me semble que la question peut être résolue par un raisonnement assez simple. Lorsque la montagne s'étoile ainsi qu'il vient d'être dit, les parois des fentes s'écartent d'une quantité plus ou moins grande, et qu'on a vue quelquefois s'élever à plus de deux mètres. Les parois des fentes s'écartant, il est évident que la surface de la montagne subit un agrandissement, et si on se représente attentivement la position respective des masses solides que les fentes dont il s'agit séparent les unes des autres, on verra immédiatement que l'écartement des parois de ces fentes suppose nécessairement une tuméfaction, un soulèvement de tout le système; on verra même qu'il existe nécessairement, entre la quantité de ce soulèvement et les dimensions, des fentes en longueur et en largeur, une relation géométrique, dont une expression approximative pourrait faci-

lement se déduire de l'une des formules que nous avons données, M. Dufrenoy et moi, dans notre mémoire sur les groupes du Cantal et du Mont-Dore. La quantité du soulèvement serait évidemment très-petite, mais sa seule existence est un fait important.

Nous ne possédons encore, sur aucune des éruptions de l'Etna, les données nécessaires pour effectuer à cet égard un calcul numérique positif; mais il est aisé de s'assurer qu'il ne faudrait pas supposer, aux fentes qui se répètent ainsi à des intervalles plus ou moins rapprochés, des dimensions moyennes très-considérables pour qu'il fût vrai de dire que de nos jours et sous nos yeux *l'Etna croît par soulèvement* d'une manière appréciable. C'est cette considération qui m'a déjà fait insister ci-dessus sur l'opportunité de la remarque de M. Boussingault, qui, dans son mémoire sur le Chimborazo, exprimait le vœu que la hauteur des grands cônes volcaniques, et de l'Etna en particulier, fût de nouveau mesurée à de certains intervalles d'une manière rigoureuse. Ici, ce ne serait pas la hauteur éminemment variable des bords du cratère qu'il s'agirait de constater, mais celle de quelque repère fixe, comme, par exemple, les fondements de la *Torre-del-Filosofo* ou le plancher de la *casa Inglese*.

Les variations de hauteur que l'Etna peut éprou-

ver en *s'étoilant* méritent d'autant plus d'être prises en considération, que, quelque petites qu'elles soient, pourvu qu'elles ne soient pas tout à fait insensibles, elles surpasseront toutes les variations durables que la gibbosité centrale de la montagne peut éprouver par l'effet de la suraddition graduelle des produits des éruptions. En effet, nous avons vu ci-dessus que, depuis l'antiquité jusqu'à nos jours, ces produits ne se sont pas accumulés à la hauteur de deux mètres autour des fondations de la Torre-del-Filosofo, et il est de fait que la fente qui, lors de l'éruption de 1832, a été passer à peu de distance de ce petit monument, a produit d'un seul coup, sur le relief de cette partie du Piano-del-Lago, un effet presque aussi considérable et peut-être même plus grand que l'effet accumulé de toutes les déjections opérées depuis 2000 ans.

De là, il résulte qu'une éruption de l'Etna peut être considérée comme un phénomène de soulèvement, précédé et accompagné de violentes secousses, et suivi de l'exhalation d'une grande quantité de fluides élastiques, de l'éjection de matières incohérentes, et de l'émission de matières fondues qui coulent sur ses flancs sous forme de laves. L'émission des laves est ce qui frappe le plus les yeux; mais peut-être le soulèvement opéré à chaque éruption est-il le phénomène le plus

important ; du moins serait-il nécessaire de recourir à des mesures exactes avant d'oser affirmer qu'il ne contribue pas plus efficacement que l'émission des matières répandues sur la surface , à l'accroissement de la protubérance volcanique ou au moins de la gibbosité centrale.

Les remarques que je viens de présenter sont tellement contraires à l'idée qu'on se fait généralement de la stabilité des fondements d'une montagne telle que l'Etna , qu'elles ne manqueront pas de paraître pour le moins hasardées. Il me semble cependant qu'il suffit de quelques instants de réflexion pour sentir qu'elles ne sont ni impossibles ni même improbables. Les fentes dont j'ai parlé, et le soulèvement qui écarte leurs parois, se produisent lorsque les agents intérieurs qui occasionnent les éruptions, commencent à se mettre en jeu et à déboucher leur cheminée obstruée : ce doit être évidemment le moment de la plus grande énergie de ces agents encore comprimés. Or, la puissance mécanique de ces agents reste encore immense pendant tout le cours de l'éruption, puisqu'elle suffit pour élever une colonne de lave fondue depuis le foyer volcanique situé sans doute beaucoup au-dessous du niveau de la mer, jusqu'à la cime de l'Etna élevée de 3,300 mètres. La pression exercée sur sa base par cette colonne de lave liquide, ne doit pas être inférieure à celle

qu'exercent sur une base égale, les matières dont l'Etna se compose, car on ne peut supposer que la densité de la lave incandescente comprimée, soit sensiblement inférieure à la densité moyenne des laves fendillées, des scories poreuses et des autres matières dont l'entassement constitue la montagne. On conçoit d'après cela que, si les laves sortant du foyer volcanique ne trouvaient pas une cheminée prête à leur donner issue, elles pourraient se répandre dans les fissures des roches avec lesquelles elles se trouveraient en contact, et y produire une sorte de presse hydraulique, dont la pression, telle que nous venons de la calculer, se trouverait correspondre au poids de la masse super-incombente, et n'aurait à surmonter que la faible cohésion de cette même masse pour la soulever en entier.

Ainsi, par cela seul que les agents intérieurs qui existent au-dessous de l'Etna, élèvent les laves jusqu'à sa cime, il est prouvé que ces mêmes agents peuvent soulever les parois même de la cheminée volcanique. On pourrait même concevoir que l'élévation de la montagne toute entière ou pour mieux dire, de la gibbosité centrale, ait été produite par ces mêmes agents ou par des agents du même ordre; et, quelque gigantesque qu'un pareil effet puisse nous paraître, ce ne serait que dans l'examen de la structure même de

cette masse qu'on pourrait trouver la preuve que rien de pareil n'a eu lieu.

Le chapitre suivant sera consacré à l'examen dont il s'agit, et aux conséquences qu'on peut en déduire.

CHAPITRE IV.

DESCRIPTION DU NOYAU DE LA GIBBOSITÉ CENTRALE
DE L'ETNA; DISCUSSION DU MODE DE FORMATION
QUI PEUT LUI ÊTRE ATTRIBUÉ.

L'étude du manteau de déjections modernes qui recouvre en grande partie le massif de l'Etna, nous a conduit à reconnaître que ces déjections ne forment qu'une très-petite partie de sa gibbosité centrale, et que la discontinuité éminemment caractéristique qui existe entre le profil de cette gibbosité et celui des talus latéraux de la montagne, ne peut être attribuée qu'à la préexistence d'un noyau antérieur aux produits modernes. La question de l'origine du mont Etna se réduit donc à celle de l'origine de ce noyau préexistant. Il s'agit maintenant d'étudier ce grand monument naturel au milieu des produits récents qui l'enveloppent en partie, à peu près comme on recherche l'origine d'une ville moderne dans les ruines d'un vieux château-fort, autour duquel les constructions se sont groupées d'âge en âge.

Dans une ville dont l'origine remonte à une haute antiquité, les édifices anciens et modernes sont ordinairement construits avec des matériaux

semblables, et ne se distinguent que par le style de leur architecture, par la coupe et la pose des pierres, tirées toutes successivement à peu près des mêmes carrières. Il en est presque exactement de même du noyau préexistant de l'Etna comparé aux déjections modernes, dont les éruptions de l'époque actuelle l'ont en partie recouvert.

J'ai déjà signalé la difficulté de distinguer ces deux classes de roches, surtout si on n'avait à comparer que des échantillons de collection. En effet, les unes et les autres sont également composées de feldspath labrador, de pyroxène et de péridot, et ne diffèrent que par des nuances dans l'état cristallin ou dans la couleur de ces éléments, et dans la structure des masses. Ainsi, dans les produits anciens, la couleur de la pâte au lieu de tirer sur le noir, est souvent d'un gris clair ou d'une légère teinte brune, et cette pâte est en même temps plus fine, plus homogène et plus compacte. L'aspect des cristaux empâtés de labrador et de pyroxène présente aussi quelques différences.

Les nuances qui distinguent ces deux classes de produits, sont donc en réalité très-faibles; mais quelque légères qu'elles puissent paraître, elles impriment cependant aux masses, surtout lorsqu'on les observe en grand et dans leur ensemble, des caractères très-marqués, qui n'ont pu échapp-

per à aucun observateur attentif, et depuis longtemps le chanoine Recupero et l'abbé Ferrara ont distingué les produits anciens et les produits modernes, et ont spéculé plus ou moins heureusement sur les causes des différences qui les leur faisaient distinguer.

M. Mario Gemellaro, dans les renseignements qu'il m'a communiqués, avec toute la complaisance qui le caractérise, pour diriger mes courses, m'a parfaitement indiqué que la masse centrale de l'Etna se compose de deux cônes qui s'emboîtent l'un dans l'autre, l'un intérieur, formé des produits anciens, l'autre extérieur, formé des produits modernes superposés aux anciens. Il a même ajouté que ces deux cônes n'ont pas le même axe, que le cône formé des produits anciens a son axe un peu à l'Est du cône formé par les produits modernes, d'où il suit que les deux cônes ne s'embrassent pas complètement, que le cône moderne ne recouvre pas complètement le cône ancien, et que les produits anciens se trouvent exposés au jour dans toute la partie orientale de la montagne, c'est-à-dire particulièrement dans les escarpements du Val-del-Bove.

Ces escarpements, dont j'ai déjà indiqué ci-dessus la disposition, se composent de plusieurs centaines d'assises parfaitement régulières, formées alternativement de roches de fusion, qui,

ainsi que je viens de le rappeler, ressemblent jusqu'à un certain point aux laves de l'Etna moderne; et de matières fragmentaires ou pulvérulentes, qui forment entre les assises de roches de fusion, d'autres assises plus ou moins solidement agrégées. L'épaisseur de ces diverses assises varie d'un demi-mètre à plusieurs mètres, et peut être évaluée moyennement à un peu moins de deux mètres, de sorte que, dans une hauteur de deux cents mètres, on en compte ordinairement plus de cent. Les assises de matières fondues sont généralement un peu plus minces que les assises fragmentaires, la plupart ont moins d'un mètre de puissance, cependant il n'y a rien de constant à cet égard, on peut en compter un grand nombre dont la puissance va à deux ou trois mètres.

Les surfaces de ces dernières assises sont rugueuses et comme boursoufflées, et leurs parties extérieures sont pénétrées d'un grand nombre de cellules jusqu'à 20 ou 30 centimètres des surfaces supérieure et inférieure de chaque assise. De là il résulte que les assises qui n'ont que 50 à 60 centimètres de puissance, sont celluleuses dans toute leur hauteur, tandis que celles dont l'épaisseur est de plusieurs mètres présentent dans leur milieu des parties tout à fait exemptes de cellules, et d'une texture analogue à celle de certains trachytes, ce qui les a même fait qualifier de trachytes

par plusieurs observateurs, qui n'avaient pas remarqué qu'au lieu du feldspath orthose qui est essentiel aux trachytes, on ne trouve ici que du feldspath labrador, et qu'au lieu d'amphibole on ne trouve presque jamais que du pyroxène.

Quant aux assises composées de matières fragmentaires, ce sont de véritables tufs, exactement comparables, quant à leur structure, aux tufs trachytiques du Cantal et du Mont Dore. Les pièces dont ces tufs se composent sont formées des mêmes éléments que les assises de roche de fusion, et sont tantôt scoriacées, et tantôt plus ou moins compactes. La grosseur de ces pièces varie d'une assise à l'autre; tantôt ce sont de véritables cendres, tantôt des lapilli, tantôt des fragments anguleux dont le diamètre atteint quelquefois 50 centimètres.

Au contact des assises de matières fondues on voit ces tufs s'engrener et se lier avec les aspérités scoriacées de ces dernières, exactement comme on voit dans les escarpements de la Cour, au Mont Dore, les tufs trachytiques s'attacher aux aspérités scoriacées des assises de trachyte solide. La finesse des parties constituantes de quelques-unes de ces assises de tuf va quelquefois jusqu'à une consistance argileuse; il y en a qui paraissent avoir un ciment plus ou moins ferrugineux; leur couleur, généralement grisâtre, se

nuance quelquefois de diverses manières ; de là la possibilité d'y faire différentes distinctions minéralogiques dans le détail desquelles il ne m'est pas nécessaire d'entrer.

La manière d'être générale de ces assises alternantes m'a constamment rappelé celle des assises de tufs et de trachytes qui constituent les escarpements de la montagne de Peyratre dans le Cantal, et ceux de la Cour, au Mont Doré. Seulement les assises sont ici plus nombreuses, plus minces et plus régulières ; et non-seulement chaque assise prise en masse est régulière et exempte de renflements et d'étranglements, mais chacune d'elles se compose souvent de plusieurs zones parallèles, parfaitement régulières, qui, dans les assises de matières fondues, se distinguent les unes des autres par la quantité variable des cellules, ou par des nuances dans la teinte et le grain de la pâte, circonstances que je n'ai guère vues se reproduire avec autant de régularité que dans les filons que je décrirai ci-après. En général, tout annonce dans ces assises une matière sortie de la terre dans un état de fluidité parfaite, qui, par suite de cette fluidité, s'est étendue en couches minces, et qui une fois étendue s'est solidifiée sans aucun mouvement, et avec le même calme que les parties qui se sont arrêtées dans les ouvertures des filons.

Mais ce qui frappe surtout au premier aspect des escarpements du Val-del-Bove, c'est de voir que ces assises, dont les allures régulières et continues ne sont jamais dérangées que sur de faibles étendues par le croisement des filons ou d'autres circonstances accidentelles, forment souvent toutes ensemble des ondulations qui rappellent celles des couches sédimentaires dans les hautes chaînes de montagnes, sans que leur parallélisme, ni par conséquent leur épaisseur, en soient jamais altérés.

Lorsqu'on se place sur les bords du petit cratère d'éruption situé à l'extrémité septentrionale du Serre-del-Solfizio, on voit un bel exemple de ce fait dans l'escarpement méridional de la *Schiena dell'Asino*, dont les couches, en s'étendant dans l'escarpement septentrional du *Valle-del-Leone*, s'abaissent légèrement vers l'ouest, tandis que du côté opposé elles se recourbent de manière à plonger toutes ensemble vers le petit cône d'éruption formé en 1811, sous un angle qui finit par atteindre et par dépasser 27°.

La partie de l'escarpement septentrional du Val-del-Bove, nommée *il Poyo*, présente un autre fait du même genre, et on le voit se reproduire encore à la porta de Callana, où les assises peu inclinées du Monte Zoccolaro viennent plonger

toutes ensemble vers la mer sous un angle qui atteint aussi 26 à 27°.

Mais cette absence de toute variation dans les allures générales de l'ensemble des assises dont il s'agit, m'a surtout vivement frappé chaque fois que j'ai eu occasion de promener mes regards sur l'ensemble des escarpements du Val-del-Bove, soit des bords du grand cratère, soit de la crête du Serre-del-Solfizio, soit des différents points de la route que j'ai suivie pendant une journée entière pour descendre du Piano-del-Lago à la *Porta de Callana*, soit enfin des points extérieurs d'où j'ai essayé de dessiner les contours du cirque.

Ainsi du point où j'ai pris le croquis de la *Pl. IV*, au-dessous de Zaffarana, je voyais en face de moi les escarpements du Serre-del-Solfizio, où les assises sont presque horizontales, et sur ma droite ceux du flanc septentrional du Val-del-Bove, où elles plongent en masse de 25 à 30°, et il m'était impossible de saisir entre les ensembles de ces deux masses de couches la plus légère différence. Quelques jours après me trouvant à six heures du matin sur le pont d'Alcantara, j'em brassais dans leur ensemble, comme le figure la *Pl. V*, tous les contours du Val-del-Bove éclairés par les rayons du soleil levant, à travers une atmosphère douée de toute la transparence du matin. Les escarpements de tout le flanc méridional

se présentaient à moi de face , et je pouvais avec ma lunette compter , pour ainsi dire , toutes leurs assises. Je les voyais presque horizontales dans la rocca del Solfizio , s'infléchir sur la gauche et me présenter , au-dessous et un peu à gauche de la Montagnuola , des tranches inclinées de 17° . Plus à gauche encore je les voyais se rapprocher de l'horizontale dans le monte Zoccolaro , et enfin s'infléchir rapidement et prendre une forte inclinaison près de l'échancrure de la Porta de Callana ; mais au milieu de toutes ces inflexions , je ne pouvais saisir aucun changement dans leurs allures , et malgré la hauteur des escarpements qui dans ces parties dépasse souvent mille mètres , le parallélisme des assises supérieures et des assises inférieures ne se démentait nulle part. Deux heures plus tard , lorsqu'en suivant la route de Messine je montai vers la *Punta San-Andrea* , et m'y arrêtai quelques instants pour dire un dernier adieu au spectacle imposant de l'Etna , la même disposition se reproduisit encore à mes yeux dans une direction et sous un jour un peu différents , mais toujours avec ce même caractère général d'un défaut complet d'influence de l'inclinaison et des inflexions des assises sur tout le reste de leurs allures ; en sorte que le caractère le plus général et le plus concluant de ces nombreuses assises de matières fondues et de matières fragmen-

taires qui alternent pour former le noyau de la gibbosité centrale de l'Etna m'a paru consister en ce qu'elles sont sujettes à s'infléchir toutes ensemble, en passant dans plusieurs directions diverses, d'une position à peu près horizontale à une inclinaison de 25 à 30°, sans que leur structure ni leur épaisseur en soient altérées d'une manière constante.

Les assises que je viens de décrire ne constituent pas absolument à elles seules les escarpements qui circonscrivent le Val-del-Bove. Elles sont coupées par un nombre immense de filons tantôt perpendiculaires, tantôt plus ou moins obliques par rapport aux couches, et qui, moins ébouleux que ces dernières, restent quelquefois en saillie en avant des escarpements, comme les restes de pans de murailles gigantesques.

Ces filons sont eux-mêmes composés de roches de fusion analogues à celles qui constituent une partie des couches. J'ai cru seulement remarquer que la pâte de la roche des filons est plus sujette que celle des couches à présenter une teinte sombre et presque noire. Comme les couches, les filons présentent une texture bulleuse près de leurs parois, et une texture compacte dans la partie centrale. Quelquefois on remarque près des parois plusieurs bandes alternatives de parties scoriacées et compactes. Souvent ces filons présentent une

division prismatique plus ou moins régulière perpendiculairement à leurs parois. Leur puissance est variable ; un grand nombre n'ont que 2 ou 3 mètres, quelques-uns même seulement 60 centimètres de puissance, un petit nombre sont plus épais. La répartition de ces filons dans les escarpements du Val-del-Bove est assez inégale ; on en voit surtout un grand nombre dans les parties des escarpements les plus rapprochées de la partie aujourd'hui la plus saillante de la gibbosité centrale, particulièrement dans les escarpements du Serre-del-Solfizio, et leur nombre m'a paru augmenter en général, à mesure que l'on considère des parties des escarpements de plus en plus enfoncées en-dessous de la surface du massif des déjections anciennes.

Une partie du Serre-del-Solfizio, qui en est surtout criblée, doit probablement à cette circonstance une solidité plus grande que le reste, et forme une crête saillante nommée *rocca del Solfizio*.

Une autre partie du Serre-del-Solfizio forme une seconde crête saillante nommée *rocca Giannicola*, qui doit aussi son existence aux filons, mais d'une autre manière. Le pied de la rocca Giannicola est formé par un filon très-puissant de lave ancienne, d'un gris-brunâtre clair, et d'une pâte compacte, analogue à celle des assises les plus épaisses. Ce

gros filon, dont la puissance dépasse 50 mètres, est déchiré par un ravin qui le met parfaitement à découvert. On trouve des fragments de lave ancienne enveloppés dans sa pâte, ainsi que des fragments d'un très-beau diorite renfermant de grands cristaux d'amphibole, qui sont les seuls que j'aie trouvés dans tout le massif de l'Etna. Ce gros filon est coupé par des filons de 50 centimètres à 1 ou 2 mètres de puissance d'une lave noire, un peu scoriacée, présentant parallèlement à leurs parois des bandes plus ou moins bulleuses. Ils se divisent en prismes perpendiculairement à leurs parois, et ils se bifurquent quelquefois en deux branches qui se réunissent ensuite en enveloppant de grands lambeaux de la roche encaissante.

L'intersection des filons les uns par les autres est un fait très-fréquent dans les escarpements du Val-del-Bove. Souvent même un filon qui en traverse un autre le rejette; ce qui prouve qu'ils ne sont pas tous de la même date. Ils rejettent aussi assez souvent les assises qu'ils traversent; ce qui achève de montrer que ces filons ne sont que des fentes qui ont été remplies de matières fondues.

Quelques-uns s'élèvent depuis le pied des escarpements jusqu'à la partie supérieure; d'autres se terminent à telle ou telle hauteur, ou s'articulent et se fondent avec l'une des assises de fusion

dont ils forment comme la racine et dont ils indiquent l'origine.

En effet les fentes que ces filons ont remplies ont été suivant toute apparence les orifices successifs par lesquels se sont épanchées les assises de matières fondues.

Les filons ne se dirigent pas entièrement au hasard ; mais au milieu des oscillations que présentent leurs directions , on remarque une tendance à courir vers l'E.-N.-E. Cette tendance vers une direction uniforme montre qu'ils ne convergent pas vers un centre commun , comme le font nécessairement aujourd'hui les filons de lave qui , à chaque grande éruption , doivent se former dans les fentes qui déchirent le massif de l'Etna , suivant un ou plusieurs de ses méridiens , ou du moins s'ils convergeaient vers un centre commun , ce centre serait certainement bien en dehors de la gibbosité centrale. Cette circonstance est très-importante ; car elle annonce qu'à ces époques anciennes le massif volcanique n'avait pas comme aujourd'hui , dans l'intérieur de l'espace occupé par la gibbosité centrale , un centre fixe et déterminé. Dans tous les volcans permanents qui présentent une cheminée fixe , les fractures qui donnent naissance aux éruptions latérales se font constamment suivant des plans verticaux qui passent à peu près par cette cheminée ; le fait que les

filons du *Val-del-Bove* ne convergent pas vers un point situé dans l'intérieur du massif, semble donc indiquer qu'à l'époque de leur formation il n'existait pas encore sur l'emplacement de l'Etna de cheminée permanente. On peut de plus remarquer que la direction et la distribution de ces mêmes filons n'offrent aucune relation directe avec la forme conique, à peu près régulière, que présenterait le noyau de la gibbosité centrale de l'Etna si tous les vides en étaient remplis, de sorte qu'on ne voit pas pourquoi les matières épanchées par les ouvertures de ces filons se seraient accumulées de manière à produire un pareil cône. Nous sommes ainsi conduits à chercher ailleurs que dans les éruptions dont ces filons ont été les canaux, l'explication de la forme du noyau de la gibbosité centrale de l'Etna.

Les parois qui circonscrivent le *Val-del-Bove* présentant presque de toutes parts des escarpements où la roche est *coupée au vif*, il est incontestable que ce vaste cirque doit son existence à l'enlèvement d'une masse énorme de matières qui en occupaient l'emplacement, du moins en grande partie.

Le premier problème à résoudre consisterait à savoir comment cette matière a disparu. Sa disparition ne peut être attribuée à l'action érosive des agents atmosphériques actuels; car le *Val-del-*

Bove ne présente aucun cours d'eau; les eaux de la pluie et de la fonte des neiges s'échappent à travers les couches de cendres et de scories qui entrent dans la composition de la montagne, comme à travers un filtre naturel, sans entraîner au dehors la plus petite quantité de matière insoluble; et par conséquent, dans l'état actuel des choses, le Val-del-Bove ne continue pas à s'approfondir, mais tend bien plutôt au contraire à se combler et à s'effacer par l'éboulement de ses flancs. Ainsi quelque reculée qu'on puisse supposer l'origine de l'Etna, ce n'est pas à l'action des agents atmosphériques que l'échancrure du Val-del-Bove peut être attribuée : et d'ailleurs quel motif plausible pourrait-on assigner à l'étrange caprice par lequel ces agents n'auraient échancré qu'une seule arête du cône, et précisément *la moins inclinée de toutes* ?

Il serait moins aisé de réfuter la supposition que la matière qui manque dans le Val-del-Bove aurait été entraînée par quelque catastrophe diluvienne; cependant on conçoit difficilement comment un courant diluvien aurait pu avoir assez de prise sur le cône isolé de l'Etna pour y produire une si large entaille; comment il n'en aurait produit qu'une seule; comment il lui aurait donné une forme presque circulaire, et comment il en aurait si peu ébréché les parois.

La disposition cratériforme du Val-del-Bove pourrait donner l'idée de le considérer comme un ancien cratère; mais ses dimensions surpassent tellement celles des plus grands cratères volcaniques actuellement brûlants, qu'une simple ressemblance de forme n'autorise réellement pas la supposition d'un cratère aussi démesuré.

On se trouve donc naturellement conduit à considérer l'évidement du Val-del-Bove comme une indication de quelque grande convulsion à laquelle aurait été soumise la masse de déjections anciennes qui constitue le noyau de la gibbosité centrale de l'Etna.

La première fois que j'ai aperçu le Val-del-Bove, c'était en accompagnant M. de Buch sur le bord de l'escarpement du Solfizio. De là, comme je l'ai déjà dit précédemment, nos regards plongeaient dans ce vaste amphithéâtre, et en embrassaient tout le contour. Le premier mot de M. de Buch fut qu'il lui rappelait la vallée de *Taoro*, qui est située dans l'île de Ténériffe, en dehors du grand cirque, dont le pic occupe le centre.

M. de Buch a même consigné son opinion à cet égard dans les lignes suivantes de l'édition française de son ouvrage sur les îles Canaries :
« Le Val-del-Bove rappelle d'une manière frappante l'enfoncement du Val de *Taoro*, au pied
» du pic de Ténériffe, et il est très-vraisemblable

» qu'il doit son origine à une circonstance ana-
 » logue, c'est-à-dire à un affaissement du flanc
 » du volcan ; mais , quoique de grandeur considé-
 » rable , cet affaissement ne change que très-lé-
 » gèrement le contour général et la forme régu-
 » lière du volcan (1). »

L'application de cette idée d'enfoncement au Val-del-Bove , suggérée ainsi à l'improviste à M. de Buch par le premier aspect des localités , s'était déjà présentée à M. Buckland et à M. Lyell , qui avant nous avaient visité le Val-del-Bove , et qui peut-être avaient été les premiers à appeler sur ce magnifique amphithéâtre tout le degré d'attention qu'il mérite. Cette opinion est aussi , je crois , celle de M. Carlo Gemellaro.

M. Lyell a même rappelé à cette occasion que des effondrements de ce genre ne sont pas sans exemple dans l'histoire des volcans , et il a rapproché celui auquel il attribue l'origine du Val-del-Bove de l'éroulement du volcan de Papandayang dans l'île de Java , qui , en 1772 , s'abîma avec 40 villages bâtis sur ses flancs , et fut remplacé par un lac de plusieurs milles de diamètre , et par

(1) *Description physique des îles Canaries* , suivie d'une indication des principaux volcans du globe ; par M. Léopold de Buch ; traduit de l'allemand par M. Boulanger. Paris , F.-G. Levrault , 1836.

conséquent d'une grandeur comparable à celle du Val-del-Bove. En 1638, le volcan du pic dans les Moluques, qui était visible d'une distance de 30 milles, s'était aussi éboulé, et avait été remplacé par un lac. On peut ajouter à ces deux exemples celui du Carguairazo, qui rivalisait de hauteur avec le Chimborazo, dont il était voisin, et qui s'écroula le 19 juillet 1698, et celui du Capac-Urcu, situé également dans les andes de Quito, et qui, plus élevé encore que le Carguairazo, s'était éboulé de même peu de temps avant la conquête de l'Amérique par les Espagnols. On peut rappeler en outre que, d'après les remarques de Bouguer sur la petitesse de la déviation que le Chimborazo fait éprouver au fil-à-plomb, il y a lieu de présumer qu'il est creux, et qu'un jour il pourra aussi s'affaisser, comme ont fait les deux cimes jadis rivales de la sienne.

On peut également citer diverses montagnes non volcaniques, dont des portions plus ou moins considérables se sont écroulées à la suite de tremblements de terre et ont été remplacées par des lacs, notamment à la Jamaïque dans le tremblement de terre de 1692. On a même vu, dans des tremblements de terre, des terrains plats, auparavant couverts de villages, s'enfoncer et faire place à des lacs. Un nouveau phénomène de ce genre est mentionné parmi les désastres arrivés

aux environs de Kaisarieh (l'ancienne Césarée de Cappadoce) au mois d'août 1835. Le village de Kometzi fut, dit-on, englouti et remplacé par un vaste lac (1).

Bien plus anciennement, l'an 285 avant J.-C., le grand lac de *Mitsou-oumi* ou *Biva-no-oumi*, dans l'île de Nifon, au Japon, se forma dans une seule nuit, par un immense éboulement, au moment où le *Fousi-no-yama*, qui est la plus haute montagne du Japon, s'éleva du sein de la terre (2).

Les analogies tirées de ces *faits historiques* se trouvent encore corroborées par la facilité avec laquelle s'expliquent les formes nettes et régulières des cratères-lacs de l'Eiffel, tels que les lacs de *Laach*, de *Meerfeld*, de *Gillensfeld*, de *Daun*, d'*Uelmen*, etc., et des cratères-lacs de l'Auvergne, tels que le lac *Paven*, lorsqu'on admet l'existence de cavités intérieures dans lesquelles la matière qui manque aujourd'hui dans le centre vide de ces cirques a pu s'enfoncer.

Mais plus je suis frappé de la justesse et je dirai

(1) Voyez dans les comptes rendus hebdomadaires de l'Académie des sciences, tome I, p. 231, la lettre de M. Charles Texier à M. Arago.

(2) Voyez les notes et additions jointes aux fragments asiatiques de M. de Humboldt, tome I, page 223, par M. Klaproth, d'après divers auteurs chinois et japonais.

même de la lucidité de ces rapprochements, plus je crois nécessaire d'appeler l'attention sur un second ordre de faits qui sert naturellement de contrôle aux conclusions qu'on peut tirer des premiers.

La possibilité de supposer dans l'intérieur des volcans de Quito et de l'île de Java l'existence d'immenses cavités constamment vides, ne peut pas être généralisée arbitrairement. Ces volcans ne se prêtent en effet à la supposition dont il s'agit, qu'en raison de la forme particulière de leurs éruptions, qui ne produisent jamais que des substances gazeuses, des cendres et des scories, sans qu'on y voie jamais aucune colonne de lave s'élever jusqu'à la surface. Mais l'Etna, dans lequel presque à chaque éruption on voit les laves sortir par le cratère ou par les flancs, n'est pas dans le même cas, et on ne pourrait admettre l'existence d'une vaste cavité dans le trajet de la cheminée principale qu'autant qu'on supposerait qu'à chaque éruption la lave commence par la remplir, avant de s'élever jusqu'à la superficie de la montagne.

Or l'ancien appareil volcanique qui a vomi la masse de déjections dans laquelle le Val-del-Bove est évidé, s'est trouvé précisément à cet égard dans le même cas que l'Etna moderne. Nous avons vu en effet que ce massif de déjections était tra-

versé par une multitude de filons dont chacun résulte d'une fente remplie de matières en fusion venues de l'intérieur du globe.

Ces fentes, au fur et à mesure de leur formation, doivent avoir abouti inférieurement, non à un espace vide, mais à un réservoir rempli de lave dans lequel aucun éboulement ne pouvait se faire, du moins pendant que la lave s'y trouvait.

On pourrait dire à la vérité que le réservoir de ce liquide intérieur pouvait être très-vaste, pouvait être susceptible de se vider, pouvait être assez voisin de la surface pour causer en se vidant l'éboulement de cette dernière. Mais si ce réservoir était si vaste et si voisin de la surface, si le massif de roche solide qui en formait en quelque sorte le couvercle était dans le cas de se fendre très-fréquemment dans toute son épaisseur, si dans ce réservoir il s'exerçait une pression hydrostatique capable de faire monter les roches fondues jusqu'à la surface chaque fois qu'il se faisait une fente, si le liquide incandescent pouvait entrer dans ce réservoir et en sortir, n'aurait-il pas été possible que ce même liquide, dans une de ses oscillations, eût commencé par soulever la surface elle-même, et cette supposition ne serait-elle pas propre à rendre compte à la fois et de la forme tuméfiée du noyau de la gibbosité centrale de l'Etna, et de

la formation du Val-del-Bove par voie d'éboulement ?

Cette même supposition, appliquée aux cratères-lacs de l'Eifel, n'expliquerait-elle pas à la fois comment des cirques d'effondrement ont pu se produire dans un terrain que des colonnes de matières fondues avaient traversé de toutes parts, et avoir lieu de préférence vers les points culminants de ce même terrain ?

Déjà dans un autre mémoire j'ai essayé de montrer que la forme circulaire de la crête principale des montagnes de l'Oisans peut être expliquée par une supposition toute semblable (1).

Je suis également porté à penser que l'origine des crêtes circulaires que présente en si grand nombre la surface de la lune, et dans lesquelles M. Herschel croit avoir distingué les traces d'une stratification volcanique, crêtes dont j'ai signalé la ressemblance avec certains groupes circulaires de nos montagnes terrestres, pourrait aussi s'expliquer par quelque hypothèse analogue (2).

(1) Voyez Mémoires de la société d'histoire naturelle de Paris, t. V, p. 15. Voyez aussi la seconde édition du même mémoire, Annales des mines, 3^e série, t. V, p. 33, et Mémoires pour servir à une description géologique de la France, tome II, p. 375.

(2) Voyez la note jointe à la première édition de mon mémoire sur les montagnes de l'Oisans dans le tome V des

Mais le mémoire actuel s'appliquant spécialement à l'Etna, je ne pousserai pas plus loin une discussion que je ne pourrais terminer sans me livrer à une longue digression sur tous les cirques d'une forme simple et régulière, auxquels un phénomène d'éroulement paraît avoir donné la dernière main. Ce que j'ai dit ci-dessus me paraît suffire pour montrer qu'en ce qui concerne le Val-del-Bove, l'hypothèse infiniment probable, qui attribue à un éroulement une grande partie du vide qu'il nous présente, conduit naturellement à examiner la question de savoir si les parois qui le circonscrivent ne présenteraient pas la trace d'un soulèvement préalable; si les roches qui constituent les bords de l'espace éroulé se trouvent encore dans leur position originaire, ou bien si la saillie, que ces mêmes bords présentent au-dessus des terrains qui les entourent extérieurement, ne serait pas l'effet d'un soulèvement; en un mot, si le cône en partie éboulé, dont les restes forment le contour du Val-del-Bove, et tout le noyau de

Mémoires de la société d'histoire naturelle de Paris, p. 16. Voyez aussi une note que j'ai publiée dans les Annales des sciences naturelles, t. XXII, p. 88, *sur les rapports qui existent entre le relief du sol de l'île de Ceylan, et celui de certaines masses de montagnes qu'on aperçoit sur la surface de la lune.*

la gibbosité centrale de l'Etna, est un cône d'éruption formé de matières fondues et incohérentes, entassées dans leur position actuelle, ou si c'est au contraire un cône de soulèvement, formé d'assises entassées primitivement dans une position peu inclinée, et relevées avant l'effondrement qui a définitivement façonné le vide intérieur du grand cirque.

Dans le troisième chapitre de ce mémoire j'ai déjà signalé divers motifs qui me paraissaient devoir faire présumer que le noyau intérieur de la gibbosité centrale de l'Etna n'a pas été produit par la simple accumulation de déjections entassées les unes sur les autres dans leur position actuelle. J'ai puisé principalement ces motifs, d'une part, dans la saillie rapide du noyau de la gibbosité centrale, saillie qui contraste si fortement avec les pentes douces des talus latéraux sur lesquels s'accumulent principalement aujourd'hui les déjections volcaniques; et de l'autre, dans l'absence de toute relation entre la disposition des filons, qui marquent les points de sortie des déjections anciennes, et la forme conique de la masse que ces déjections composent.

Mais je n'ai présenté ces faits que d'une manière générale, et pour ainsi dire en bloc, en m'attachant à faire ressortir les traits généraux du massif volcanique qui en sont la consé-

quence, et en indiquant les inductions auxquels leur observation conduit. Peut-être, en effet, les traits généraux auxquels je me suis d'abord arrêté sont-ils ce qu'il y a de plus frappant et de plus décisif pour un observateur qui les a sous les yeux. Cependant, l'analyse des circonstances, dont ces traits généraux sont les conséquences, et de celles qui les accompagnent, pourrait, de son côté, avoir pour le lecteur quelque chose de plus démonstratif.

Cette analyse donne lieu en effet à différentes remarques qui permettent de remonter au mode de formation du massif de la gibbosité centrale de l'Etna, par la seule application des principes les plus simples de la physique et de la mécanique, et qui conduisent d'après six considérations à peu près indépendantes les unes des autres, et que je vais présenter successivement, à résoudre en faveur de *l'hypothèse du soulèvement*, le problème de l'origine première de cette montagne célèbre.

1° Attachons-nous d'abord aux filons décrits précédemment p. 131, et dont on trouve d'excellentes représentations dans le 3^e vol. de la 4^e édit. des *Principes of geology* de M. Lyell, p. 441 à 444, et dans la pl. 10 fig. 3 de l'ouvrage de M.H. Abich, intitulé : *Vues illustratives de quelques phénomènes géologiques prises sur le Vésuve et l'Etna.*

Parmi ces filons il en est un certain nombre qui s'élèvent jusqu'à la crête des escarpements du cirque. Leur existence dans cette position élevée, prouve à elle seule qu'à l'époque de leur formation, les assises qu'ils traversent étaient loin de former comme aujourd'hui une gibbosité saillante ; car en supposant même que le cirque ne fût pas évidé, une fente, qui traverserait la gibbosité centrale, couperait nécessairement la convexité extérieure de cette gibbosité, suivant une ligne très-éloignée de l'horizontale, par le point le plus bas de laquelle la matière fondue trouverait un écoulement latéral, comme cela se voit aujourd'hui dans toutes celles des éruptions dans lesquelles le massif de l'Etna se fend, suivant un de ses méridiens. On remarque en effet que, dans ce cas, la lave s'écoule par l'extrémité inférieure de l'intersection de la fente avec la surface du massif, et que la partie supérieure de la fente reste vide après l'éruption, comme on en a des exemples dans la grotte *dei Palombi*, près de Nicolosi, découverte et rendue accessible par M. Mario Gemellaro, et dans plusieurs autres du même genre, ainsi que dans les fentes qui se sont formées en 1832, à travers le piano del Lago.

2° Le seul fait de la grande largeur, que présentent transversalement les nappes de laves anciennes, tend à prouver que celles, dont l'inchi-

raison est considérable, n'ont pas coulé sur la pente actuelle, car, sur une pareille pente, les fentes qui ont donné naissance aux filons, quelles que soient leur longueur et leur direction, auraient présenté, comme je viens de le dire, des bords très-inégalement élevés, par le point le plus bas desquels la lave aurait exclusivement coulé, en formant une traînée étroite suivant la ligne de plus grande pente; comme cela a lieu constamment dans celles des éruptions latérales actuelles, qui se font sur des pentes considérables.

3° Ceux des filons du Val-del-Bove, qui ne s'élèvent pas jusqu'à la cime des escarpements, mais qui s'y terminent, ainsi qu'il a été dit ci-dessus, à une hauteur plus ou moins grande, en s'articulant avec les assises de lave, donnent lieu à une autre remarque qui conduit par une troisième voie à une conclusion analogue. Ces filons ont été, sans aucun doute, les orifices par lesquels se sont épanchées les assises de laves, auxquelles on les voit souvent s'unir, et à chacune desquelles il est probable qu'un ou plusieurs filons viennent s'arrêter. Or, si l'émission de ces laves avait eu lieu lorsque les assises avaient leur position actuelle, la lave de chaque filon n'aurait pu s'étendre qu'au-dessous de son ouverture, sans jamais monter au-dessus, et par conséquent chaque filon, en s'articulant avec une

couche inclinée, ne ferait que se couder comme la barre supérieure d'un F, au lieu de s'étendre de part et d'autre comme celle d'un T. Cette disposition, si elle était générale, ferait que le nombre des assises de laves, serait beaucoup plus grand dans la partie des escarpements, la plus éloignée de l'axe de la montagne, que dans la partie qui en est la plus voisine. De là il résulterait nécessairement que les assises supérieures des escarpements iraient en s'éloignant des inférieures dans le sens de la pente générale du système, et qu'il y aurait entre les unes et les autres un défaut marqué de parallélisme. Cependant quoique l'œil soit un instrument très-sensible, si non pour mesurer, du moins pour reconnaître un défaut de parallélisme entre deux lignes peu éloignées, je n'ai pu en apercevoir la moindre trace dans aucune partie des escarpements du Val-del-Bove. J'y ai trouvé des points, où les couches présentaient quelques perturbations locales; mais nulle part je n'ai observé que les plans des couches supérieures allassent en s'écartant d'une manière constante de ceux des couches inférieures. Or, si cet écartement n'a pas lieu, il faut que la lave sortie par les filons se soit étendue indifféremment de part et d'autre du point de sortie, ce qui suppose une horizontalité primitive, à peu près exacte, dans l'ensemble de ces surfaces, dont une

partie est aujourd'hui si sensiblement inclinée.

4° Le parallélisme général que conservent, dans toutes les positions, les assises du Val-del-Bove, et qui constitue un des traits les plus frappants du facies général de ces escarpements, ne peut avoir lieu qu'autant que les assises de matières fragmentaires ou pulvérulentes, plus ou moins agglutinées, qui forment plus de la moitié de la hauteur totale du système, conservent, aussi bien que les assises de matières fondues, des épaisseurs à peu près constantes. La finesse des éléments, dont un grand nombre de ces assises sont composées, et la forme anguleuse des fragments qui se trouvent en abondance dans quelques unes d'entre elles, conduit à les considérer comme le résultat des déjections de cendres et de lapilli, qui ont dû accompagner les éruptions des laves sorties par les ouvertures des filons.

On concevrait aisément que des matières de cette nature, tombant en pluie sur une surface unie et peu inclinée, y produisissent une assise d'une épaisseur à peu près uniforme sur une certaine étendue; mais si la surface, sur laquelle cette pluie de cendres aurait été reçue, avait présenté des inclinaisons considérables, par exemple de 25 à 30°, le fait général d'une pareille uniformité ne pourrait plus se concevoir.

En effet, pourquoi les cônes de scories ou de cen-

dres, produits par les éruptions volcaniques, présentent-ils généralement des arêtes rectilignes d'une si grande régularité? Cela tient uniquement à ce que les matières incohérentes, qui tombent sur les flancs de ces cônes pendant leur formation, ne peuvent jamais s'y maintenir que lorsque l'inclinaison des arêtes est au-dessous d'une certaine limite, et à ce que tout ce qui tend à porter l'inclinaison au delà de cette limite, tombe de soi-même au bas de la pente qui se forme. Or, la limite dont il s'agit n'a en elle-même rien de constant. On trouve des cônes d'éruption, tous également réguliers, dont les arêtes varient dans leur inclinaison de 18° à 36 ou 40° . Cette variation tient en grande partie à la grosseur, à la densité, à l'inégalité, à l'hétérogénéité des matières incohérentes, dont la chute autour d'un certain point a donné naissance au cône, et probablement aussi à la violence plus ou moins grande de leur chute.

Les matières dont sont composées les assises fragmentaires du Val-del-Bove varient considérablement d'une couche à l'autre, et parcourant à cet égard toute l'échelle des variations possibles, le degré de violence de leur chute ne pouvant manquer d'avoir lui-même varié d'une éruption à l'autre, il est certain qu'il doit s'en être trouvé un grand nombre qui n'auraient pu se maintenir

avec un talus par exemple de 27° . Ces matières venant à tomber sur une surface inclinée de 27° , auraient roulé en partie vers le bas de la pente, où elles se seraient accumulées sur une épaisseur plus ou moins grande, tandis que sur la pente elle-même il ne serait presque rien resté, ou que du moins les parties moyennes et supérieures de la pente n'auraient pu rester couvertes d'une certaine épaisseur de matières accumulées, que lorsque la partie inférieure aurait été enterrée sous une épaisseur beaucoup plus grande de ces mêmes matières; de là, un défaut d'uniformité dans l'épaisseur de la couche produite, qui, dans certaines positions, serait devenu extrêmement frappant.

Dans le fragment de panorama (*Pl. V*), la masse entière des assises, qui forment le flanc septentrional du Val-del-Bove, se présente avec une inclinaison générale apparente de 23° ; et, eu égard à la position dans laquelle je me trouvais, par rapport à la direction de leur ligne de plus grande pente, cette inclinaison apparente doit être inférieure à la pente réelle qui dépasse certainement 27° . Le nombre des assises incohérentes, dans l'escarpement dont il s'agit, est de plus de cent, elles sont sensiblement planes et remarquablement parallèles et uniformes dans leurs épaisseurs. Or, il est certainement impossible qu'un long talus incliné de 27° ait été re-

chargé plus de cent fois de cendres et de lapilli, sans que la pente de 27° se soit quelquefois trouvée trop rapide pour empêcher ces matières de glisser plus ou moins, et sans qu'il se soit produit de temps à autre des couches plus épaisses vers le bas que vers le haut. Le talus étant très-long, le plus léger défaut de parallélisme, entre les deux surfaces de l'une des assises, donnerait une très-grande épaisseur à la partie de cette assise formée sur la partie inférieure du talus, et la ferait sortir de beaucoup des étroites limites entre lesquelles varie l'épaisseur des couches du Val-del-Bove. Un très-petit nombre d'assises, affectées de cette irrégularité, suffirait pour altérer cet aspect général d'uniformité que présentent les escarpements, et pour rendre dans leur ensemble les assises supérieures sensiblement moins inclinées que les inférieures.

Le cône du Vésuve présente sur une hauteur verticale de près de 500 mètres des pentes rectilignes inclinées de 30 à 35° , et formées presque entier de cendres et de lapilli incohérents qui sont rechargés de nouvelles matières du même genre à chaque nouvelle éruption. Mais si d'une part il paraît certain que l'inclinaison des arêtes du cône du Vésuve n'a pu varier depuis un très-grand nombre d'années qu'entre les étroites limites de 30 à 35° , d'un autre côté rien ne permettait d'as-

surer que l'inclinaison de chaque arête en particulier n'a pas varié d'une éruption à une autre dans les limites dont il s'agit; personne ne peut donc assurer que sur le cône du Vésuve il n'existe pas une inclinaison de 32° là où l'inclinaison était il y a cent ans de 33° *et vice versa*, changement qui n'aurait pu se faire que par l'addition d'une série de couches qui aurait eu à l'une de ses extrémités 16 mètres d'épaisseur de plus qu'à l'autre. Il paraît assez vraisemblable, par exemple, que la grande pluie de cendres que le Vésuve a versées sur ses flancs en 1822 a diminué à elle seule d'une certaine quantité l'inclinaison de quelques-unes de ces arêtes, et il suffirait que cette diminution eût été pour quelques-unes de $30'$, quantité presque insensible à l'œil, pour que la couche formée présentât à l'une des extrémités de ces arêtes un renflement dont on trouverait difficilement un exemple dans les escarpements du Val-del-Bove.

Si les déjections incohérentes qui ont produit une partie des assises du Val-del-Bove s'étaient stratifiées par couches uniformes sur des pentes variables, s'élevant quelquefois à 25 ou 30° , elles auraient agi d'une manière bien différente de ce qui se passe sur l'Etna moderne, car, ainsi que je l'ai déjà dit, les déjections modernes ont laissé à découvert les crêtes des deux bras de la gibbosité centrale qui embrassent le Val-del-Bove; celles de

ces déjections qui sont tombées sur leur surface ont été entraînées dans les ravins, dont elles dessinent le fond par des traînées noires, où même jusqu'au pied des pentes extérieures contre lesquelles elles sont restées appuyées, en formant des talus moins inclinés que ne le sont les assises de la gibbosité centrale, comme pour montrer, par un contraste établi sur le lieu même, combien peu les assises dont il s'agit auraient pu se former dans leur position actuelle.

Une circonstance, plus frappante encore que celles dont je viens de rendre compte, se serait produite dans le cas où les matières incohérentes seraient tombées sur une surface à contours arrondis. En effet, on observe aujourd'hui que les cônes d'éruption, régularisés, comme je l'ai dit ci-dessus, par le glissement des matières, s'élèvent toujours d'une manière brusque au milieu même des surfaces couvertes de cendres et de lapilli, de sorte qu'une section, passant par la bouche d'éruption, présente toujours au pied du cône une ligne *brusquement brisée*. Or, si les assises de laves, sur lesquelles se sont entassées les matières incohérentes, avaient présenté alors comme aujourd'hui des ondulations qui fissent passer leur inclinaison par une courbure continue de 0 à 27°, le glissement dont j'ai parlé se serait fréquemment produit sur les parties les plus fortement inclinées, et il aurait fait

naître un talus rectiligne qui se serait arrêté brusquement, et avec un angle bien prononcé, à la rencontre d'une partie moins inclinée de la surface sur laquelle le glissement aurait cessé d'être possible. Le talus rectiligne aurait ainsi coupé sous forme de corde un certain arc de la courbe formée par le profil de l'assise de lave qui lui aurait servi de support. De là serait résulté, entre la surface inférieure et la surface supérieure de l'assise incohérente, un de ces contrastes de forme que l'œil ne manque jamais de saisir. Or, je n'ai jamais aperçu un contraste pareil, j'ai au contraire été frappé constamment du parallélisme et de l'uniformité que les assises du Val-del-Bove conservent dans toutes les positions, aussi bien lorsqu'elles se recourbent rapidement, comme cela s'observe, par exemple, dans la face méridionale de la Schiena-dell'-Asino, que lorsqu'elles présentent sur de grandes étendues un profil rectiligne.

La régularité des assises curvilignes, que présentent les escarpements du Val-del-Bove, a d'autant plus droit de frapper un observateur attentif et de le faire réfléchir sur l'origine probable de leur courbure actuelle, que les amas de matières incohérentes qu'on voit se former sur la surface de l'Etna ou des autres massifs volcaniques, présentent le plus souvent des pentes remarquablement uniformes et rectilignes sur de grandes étendues.

Les formes simples et élégantes du cône supérieur du Vésuve, de celui de l'Etna, du pic de Ténériffe et de la plupart des volcans actifs, celles des innombrables cônes parasites qui couvrent les flancs de ces volcans, sont à la fois les effets et les preuves de cette tendance à produire les profils rectilignes, par suite de laquelle la forme d'un cône tronqué est devenue en quelque sorte l'emblème de la volcanicité.

La pente faible et régulière des talus latéraux de l'Etna, celle du Piano-del-Lago, celle que présente souvent le terre-plein de la troncature supérieure du Vésuve, attestent aussi une tendance à la production d'autres talus également rectilignes, mais d'une inclinaison moins considérable.

La manière nette et tranchée dont les cônes parasites de l'Etna se détachent des talus latéraux, dont le cône supérieur du Vésuve se détache du talus des *piane* et de *l'atrio del cavallo* qui l'entourent de toutes parts, dont le petit cône, qui se forme souvent autour de la bouche d'éruption du Vésuve, se détache de la surface légèrement inclinée qui remplit le fond du cratère, la faiblesse et la rareté des raccordements de ces deux ordres de talus, tous ces exemples montrent que la nature a une tendance très-marquée à produire, par l'amoncellement des matières incohérentes, des talus rectilignes dont l'inclinaison se rapproche, suivant les

circonstances, de certaines limites déterminées, mais qu'elle en a peu à les raccorder par des courbures continues.

L'inclinaison des talus latéraux de l'Etna n'est guère que le quart de celle des cônes de scories, ce qui suppose, dans la production des deux espèces de talus, la prépondérance de mécanismes très-différents dont l'examen va déjà vérifier en partie ce que j'ai avancé dans le chapitre premier de ce mémoire (T. IX, p. 180), que *la faiblesse de la plus grande partie des pentes de l'Etna, complètement analysée, serait déjà presque une théorie.*

Les mécanismes dont ils s'agit, en tant qu'ils s'exercent sur des matières refroidies, n'ont rien qui soit spécial aux montagnes volcaniques; leur influence s'observe partout où s'accumulent des matières incohérentes; seulement, lorsque l'accumulation s'effectue sous les eaux, un troisième mécanisme, d'une influence encore plus générale, vient presque toujours modifier l'influence des deux premiers.

L'observation montre en effet que les talus, auxquels donne journallement naissance l'entassement des matières incohérentes qui se trouvent livrées sur la surface du globe aux caprices des éléments, peuvent être divisées en trois classes qui correspondent à l'action indépendante de chacun

de ces trois mécanismes. Malgré l'existence de nombreux intermédiaires qui, dans une classification complète de tous les talus observables, ne permettraient pas d'établir entre ces trois classes des lignes de démarcation parfaitement tranchées, il est cependant certain qu'elles correspondent à trois groupes principaux, que je proposerai d'appeler : Talus d'Éboulement, talus d'Entraînement, talus de Balancement.

Les *Talus d'Éboulement* sont ceux que forment de nombreux fragments d'une forme et d'une grosseur quelconque, tombant pêle-mêle les uns sur les autres : tels sont ceux des cônes scories formés par les éruptions volcaniques.

Les *Talus d'Entraînement* sont ceux dans la production desquels la dispersion des fragments et leur répartition sur une large base sont facilitées par l'action d'un courant d'eau. Les talus latéraux de l'Étna, que les eaux de tous les orages et de toutes les fontes de neige survenues depuis un grand nombre de siècles ont contribué à façonner, appartiennent à cette classe.

Les *Talus de Balancement* sont ceux pour la production desquels la dispersion des matières incohérentes et leur dissémination sur une large surface sont facilitées par les mouvements intérieurs d'une grande masse d'eau qui, balancée elle-même par les vents ou les courants, leur im-

prime en sens divers, et pendant longtemps, une sorte de mouvement oscillatoire ou de va-et-vient.

Les deux premières classes de talus sont à peu près les seules qui concourent à la production des montagnes volcaniques. M. J. Yates, dans un mémoire sur les dépôts d'alluvion lu à la société géologique de Londres, en novembre 1830 (1), les a distinguées sous les noms de *cône aigu* et de *cône obtus*. J'ai cherché à faire connaître plus exactement les limites dans lesquelles ces pentes sont susceptibles de varier, en en consignant un grand nombre d'exemples dans les tableaux n^{os} 2 et 3. (V. les tableaux placés à la fin du Mémoire).

On verra, dans le tableau n^o 2, que les talus formés par éboulement forment en général avec l'horizon des angles de moins de 42° ; je crois que ces angles ne doivent presque jamais atteindre 45° , ils n'ont quelquefois que 18° , et peut-être moins encore.

Les inclinaisons des talus formés par la neige, sur les montagnes où elle séjourne longtemps, sont généralement à peu près du même ordre que celles des talus d'éboulement, ainsi qu'on peut le voir par les indications contenues dans le tableau n^o 4; mais les pentes des glaciers sont souvent beaucoup plus faibles.

(1) Voyez *Edinburg new phil. Journal*, T. XI, p. 1.

On peut juger, par l'inspection des tableaux 2 et 4, que l'inclinaison des talus d'éboulement dépend de la forme des fragments et des circonstances de leur chute beaucoup plus que de leur pesanteur spécifique, puisque la limite ordinaire de l'inclinaison des talus formés des *lapilli les plus légers* ou même de *neige* ne dépasse pas la limite des talus formés de fragments de granite, de trachyte, de calcaire, ou de minerai de fer; puisqu'une halde, formée de fragments de fer spathique, de baryte sulfatée, de blende, de pyrites, n'a pas une autre forme qu'une halde formée de fragments de quartz. De là il résulte que pour une forme donnée des fragments, la limite des talus d'éboulement formés sous une eau tranquille est la même que celle des talus formés à l'air libre.

Mais je n'ai pas à m'occuper, relativement à mon objet actuel, de l'inclinaison des talus qui peuvent se former par éboulement sous les eaux, car rien n'annonce que les déjections anciennes, dont les flancs du Val-del-Bove se composent, aient été entassées sous les eaux. D'ailleurs l'accumulation sous-marine de ces déjections ne pourrait être soutenue que par des personnes qui admettraient d'avance que le noyau de la gibbosité centrale de l'Etna doit sa forme actuelle à un soulèvement, puisqu'il est aujourd'hui prouvé que pendant la période récente durant laquelle ces matières se

sont amassées, le niveau de la mer ne pouvait s'élever à 3,000^m au-dessus de son niveau actuel.

On verra dans le tableau n° 3 que les talus formés par entraînement, généralement beaucoup moins inclinés que les talus par éboulement, aux dépens desquels ils se forment souvent, présentent presque toujours des pentes de moins de 10°. Ils passent aux talus de balancement lorsque leur pente est assez douce pour que les eaux prennent sur leur surface un cours très-tranquille, mais pour cela il faut que leur pente soit presque insensible, c'est-à-dire d'un petit nombre de minutes, à moins cependant que leur extrémité inférieure ne soit plongée dans une eau stagnante.

Il n'y a pas lieu de discuter ici, si, comme rien d'ailleurs ne l'indique, les assises dont nous recherchons l'origine, auraient été formées par agitation réitérée sous les eaux, car dans ce cas, leur position première aurait été presque horizontale, et leur inclinaison actuelle sous des angles de 25 à 30°, serait évidemment l'effet d'un soulèvement (1).

(1) Les *talus de balancement* ne concourent guère à la production des montagnes volcaniques, de sorte que je n'ai pas à m'en occuper ici; je dirai seulement, puisque l'occasion s'en présente, que ces talus sont ceux dont l'examen intéresse le plus particulièrement l'étude des terrains de

Peut-être quelques personnes seront-elles surprises de la faiblesse des pentes inscrites dans les tableaux n° 2, 3 et 4, mais je dois faire remarquer que lorsqu'il s'agit d'évaluer des pentes, tous les observateurs, qui ne se servent pas d'instruments, subissent souvent à leur insu l'influence d'une illusion d'optique qui les leur fait

sédiment, parce que ce sont les seuls sur lesquels il se produise des couches uniformes et alternatives de matières diverses *très-étendues dans tous les sens*, comme le sont celles des terrains régulièrement stratifiés.

On s'entendrait beaucoup plus aisément sur l'origine des dépôts sédimentaires, si on s'attachait davantage à distinguer par des termes précis cette stratification d'ensemble, constamment parallèle à elle-même; produite par des dépôts qui se sont recouverts l'un l'autre à *d'assez* longs intervalles, de cette stratification de détail dont le parallélisme n'est que fortuit, et qui résulte de l'entassement rapide de dépôts journaliers; on pourrait convenir d'affecter le mot *couche* au premier cas, et le mot *strate* au second.

En voyant d'après les tableaux annexés à ce mémoire que l'inclinaison de 45° est à peu près la dernière limite de celles que peuvent prendre des débris entassés, on pourrait être tenté d'en conclure que l'inclinaison de 45° peut être adoptée comme la limite de celles suivant lesquelles peuvent se produire aujourd'hui des dépôts régulièrement stratifiés. Mais se borner à une pareille limite serait rétrograder vers l'enfance de ce genre de connaissances. Stenon, en 1669, était déjà beaucoup plus avancé. Il savait qu'un dépôt limoneux qui se dépose au fond de l'eau, s'y conduit comme un fluide, plus pesant que l'eau, et que de l'eau qui s'agite même très-faiblement sur un

juger plus rapides qu'elles ne sont réellement ; illusion qui, par sa constance et son irrésistibilité, peut être comparée à celle qui nous fait paraître les disques du soleil et de la lune plus larges lorsqu'ils sont près de l'horizon que lorsqu'ils sont près du méridien. Afin de donner un moyen simple et usuel de combattre cette illusion, j'ai joint à ce mémoire, dans le tableau n° 1, la valeur numérique d'un grand nombre de pentes, dont les unes ou les autres se rencontrent habituellement presque partout, ou bien avec lesquelles l'imagination est ordinairement familiarisée.

Les données assez nombreuses contenues dans les tableaux n°s 2 et 3 montrent que si les talus par éboulement et par entraînement tendent à se fixer entre des limites de 26 à 36° dans le premier

fond couvert de parcelles détachées, ne manque jamais d'en combler à la longue toutes les inégalités ; qu'il est rare qu'elle permette à des parcelles détachées de stationner longtemps sur un fond sensiblement incliné. On peut aujourd'hui vérifier sur les cartes marines que les dépôts formés par les rivières à leurs embouchures dans la mer, présentent des surfaces presque rigoureusement horizontales, et que même dans des mers profondes et où les eaux ont peu de mouvement, comme la mer Noire et la Méditerranée, des inclinaisons de plus d'un demi-degré ne s'observent dans des surfaces ainsi formées que dans des cas exceptionnels et très-rares. J'ai réuni sur cet objet d'assez nombreux documents, dont j'ai fait usage dans mes leçons de géologie, et que je publierai ultérieurement.

cas, et inférieure à 10° dans le second, leurs pentes n'ont cependant rien de rigoureusement constant; de manière qu'il n'y a pas de raison pour qu'un premier talus rechargé d'une nouvelle assise de matières incohérentes, reprenne une seconde fois la même pente et pour que l'épaisseur de la couche formée soit uniforme. Cette remarque jointe à celle de la rectilignité habituelle des talus de l'une et de l'autre classe me paraît propre à faire bien apprécier tout ce que présente de remarquable l'uniformité d'épaisseur et l'exact parallélisme que conservent au milieu d'inflexions variées et de pentes souvent rapides, les assises de matières fragmentaires qui se dessinent dans les escarpements du Val-del-Bove.

Mais si les pentes de chacune des deux classes de talus susmentionnées ne sont pas invariables, elles ne sont cependant susceptibles de varier qu'entre des limites déterminées, et cette considération dispense d'entrer dans le détail numérique des inclinaisons, pour voir que la structure de la gibbosité centrale de l'Etna ne répond pas aux effets ordinaires de l'accumulation des matières incohérentes. Le fait que dans une certaine classe de circonstances la nature tend constamment à produire des pentes d'un certain ordre suffirait à lui seul pour faire soupçonner que le noyau intérieur de la gibbosité centrale de

l'Etna doit avoir été produit par soulèvement; s'il s'était formé par des déjections accumulées les unes sur les autres dans leur position actuelle, ses pentes extérieures, et les pentes de chacune de ses assises, sans être d'une égalité absolue; présenteraient cependant comme celles de tout cône d'éruption une certaine uniformité, tandis qu'elles présentent au contraire toutes les inclinaisons possibles depuis l'horizontalité presque complète jusqu'à plus de 30°.

On peut même dire que par cela seul que les surfaces des assises de matières fragmentaires qui entrent dans la composition de la gibbosité centrale de l'Etna présentent des pentes curvilignes, elles s'éloignent des talus à pentes essentiellement rectilignés que produisent journellement sur les flancs des volcans les accumulations de matières incohérentes, et elles rappellent l'effet habituel des soulèvements qui est, non-seulement d'incliner les couches, mais encore de les infléchir de manière à leur faire contracter quelquefois des courbures très-complicquées.

La manière dont se présentent à nos regards les assises fragmentaires qui viennent de nous occuper, conduit donc de son côté à conclure que ces assises ont dû se former d'abord, dans des positions à très-peu près horizontales, et ne doivent leurs inflexions et leurs inclinaisons actuelles, qu'à des

mouvements postérieurs à leur origine, ce qui s'accorde avec les résultats des différentes considérations que j'avais présentées précédemment, et de celles qui me restent encore à exposer.

5° Les matières solides fragmentaires ou pulvérolentes ne sont pas les seules qui auraient pu difficilement se stratifier d'une manière uniforme et régulière, sur des surfaces d'une inclinaison variable; il en aurait été de même des assises de matières fondues.

J'ai déjà eu occasion de rappeler ci-dessus que l'uniformité d'épaisseur que présentent généralement, sur de grandes longueurs, les assises qui constituent les flancs du Val-del-Bove, se soutient tout aussi bien dans les couches formées de roches de fusion que dans les couches incohérentes; de sorte que la variation de l'inclinaison ne leur fait éprouver, ni renflement, ni amincissement. Or, ce fait est diamétralement contraire à ce qui arrive de nos jours aux masses de matières fondues, qui se répandent sur les flancs des volcans.

Lorsqu'une section naturelle ou artificielle met à découvert une assise de lave qui s'est arrêtée sur un sol inégalement incliné, on la voit constamment s'amincir dans les parties très-inclinées, et se renfler dans celles qui le sont moins; je pourrais citer plusieurs exemples de cette circonstance,

que j'ai observée sur les flancs de l'Etna, mais je préfère indiquer ici ce qui s'observe à cet égard dans le *Fosso-grande*, qui est une déchirure du massif du Vésuve, dirigée du côté de Naples, et qu'on aperçoit de cette ville.

Le *Fosso-grande* est creusé dans les assises du tuf ponceux qui flanquent presque de toutes parts le massif du Vésuve ; mais son revers méridional est couronné par des assises de laves, qui doivent être sorties des flancs du Vésuve, avant que le *Fosso-grande* eût acquis sa largeur et sa profondeur actuelles, car elles ne s'y sont pas répandues. Le tuf, qui forme la base de ce revers méridional du *Fosso-grande*, est terminé supérieurement, par une surface anciennement ravinée, dont les contours sont assez brusquement ondulés. Sur ces tufs, qui ne s'élèvent guère à plus de 15 mètres dans leurs plus grandes saillies, s'étend une assise de 20 à 25 mètres, formée de plusieurs coulées de laves superposées ; ces laves se modèlent avec une étonnante fidélité sur les inégalités du tuf qui les supporte. Les coulées inférieures se renflent dans les plus petites dépressions du tuf, et s'amincissent sur les saillies, dont quelques-unes ont même complètement arrêté les coulées les plus anciennes. Dans les parties où les coulées sont horizontales, elles deviennent épaisses de 4 à 5 mètres, et grossiè-

rement prismatiques, de manière à rappeler, même aux yeux des guides, les laves des carrières de la Scala et du Granitello, qui, sorties du Vésuve en 1631, et en 1551, se sont arrêtées sur la plage du golfe de Naples, où elles se sont accumulées sur une épaisseur considérable, et refroidies tranquillement. Mais aussitôt que les coulées qui couronnent le flanc du Fosso-grande dépassent les limites des dépressions du tuf qui les ont obligées à stationner, elles reprennent la faible épaisseur qui correspond généralement aux pentes qu'elles atteignent alors, et qui sont de 5 à 6°.

L'absence de toute configuration de ce genre, dans les parties les plus ondulées des assises du Val-del-Bove, par exemple, dans l'escarpement méridional de la Schiena-del-Asino, et dans ceux du Poyo, et de la Porta de Callana, me paraît prouver d'une manière décisive que les ondulations dont il s'agit ont une origine postérieure à la consolidation des assises qui les constituent, et que par conséquent ces assises ont éprouvé, depuis leur consolidation, des mouvements considérables; conclusion identique avec celles auxquelles nous avons conduit d'une autre manière les considérations présentées précédemment, et avec celle à laquelle va nous conduire encore le 6° et dernier ordre de considérations, qui nous reste à exposer.

6° L'uniformité que j'ai signalée dans les assises de matières fondues du Val-del-Bove, ne se réduit pas à l'absence d'étranglements, et de renflements, il se soutient dans tous les détails de leur structure, qu'on trouve toujours la même, soit qu'on les observe dans les parties où elles sont à peu près horizontales, comme dans l'escarpement du Serre-del-Salfizio, soit qu'on les suive dans les parties du Monte-Zoccolaro, où leur inclinaison augmente et diminue graduellement, soit enfin qu'on les examine dans les parties où leur inclinaison va jusqu'à 27°, comme dans la partie orientale de la Schiena-del-Asino, et dans le flanc nord du Val-del-Bove. Or, ce défaut de relation entre la structure des assises et la pente qu'elles affectent est un fait diamétralement contraire à ce qu'on observe aujourd'hui dans toutes les grandes coulées de lave, dont la forme varie constamment avec l'intensité de la pente.

Ce fait est d'autant plus important, que les couches, dans lesquelles il s'observe, sont à la fois très-nombreuses et très-étendues, que l'origine de toutes ces couches est évidemment identique, et qu'elles sont même, au moins en partie, le prolongement les unes des autres. On ne peut évidemment l'expliquer qu'en admettant qu'une partie au moins de ces couches, dont la ressemblance de forme contraste si fortement avec la

variabilité d'inclinaison, ne se trouvent plus aujourd'hui dans leur position originale.

Désirant appuyer cette conclusion si importante pour la théorie de l'Etna, sur les bases les plus solides possible, je me suis livré à quelques recherches sur les relations qui existent entre la pente sur laquelle se répand une coulée de lave, et la structure que prennent les matières qu'elle laisse sur cette même pente. Il est facile de prévoir *a priori* la nature de cette relation; mais afin d'abrèger, je ne reviendrai pas en ce moment sur les considérations que j'ai déjà présentées ailleurs à ce sujet (1), et je me bornerai à mettre sous les yeux du lecteur un tableau d'observations.

Seulement, pour qu'on ne se méprenne pas sur la nature des données, dont ce tableau se compose, je ferai remarquer que, pour faire, relativement aux formes que les matières fondues prennent sur diverses pentes, des observations qui puissent s'appliquer aux larges assises qui nous occupent, et surtout qui soient propres à donner à leur égard quelques limites numériques, il faut ex-

§ (1) *Sur quelques points de la question des cratères de soulèvement*, réponse à quelques objections élevées contre l'hypothèse du soulèvement du Cantal, *Bulletin de la société géologique de France*, t. IV, p. 225; et *Mémoires pour servir à une description géologique de la France*, t. III, p. 193.

clure tous les cas, où les matières fondues se sont épanchées en très-petite quantité ; que par conséquent, il faut mettre de côté les observations relatives aux scories et aux laitiers des fourneaux, et même celles relatives aux coulées de lave très-peu abondantes, qui dans de très-petites éruptions coulent quelquefois en petits filets, et peuvent s'arrêter au milieu de leur course, sous forme de larmes ou même de stalactites.

Les lois de l'hydraulique n'ont pas été déduites de l'observation d'une goutte d'eau, coulant sur la surface verticale d'un carreau de vitre, et celles de l'écoulement de laves ne peuvent pas davantage se déduire d'une simple comparaison, avec une larme de cire coulant le long d'une bougie.

Les grandes coulées de lave doivent à leur grandeur même, qui leur permet de se répandre sur de vastes surfaces, et de ne perdre leur chaleur que dans un laps de temps très-long, un régime qui leur est propre. C'est ce régime des *grands fleuves de matières fondues*, que je me suis proposé de constater par un tableau d'observations.

Depuis que l'Europe a pris la forme qu'elle nous présente aujourd'hui, de vastes coulées de laves ne s'y sont répandues que dans cinq contrées différentes, savoir : le massif de l'Etna, les environs de Naples, l'Auvergne, les bords du Rhin et l'Islande. Les îles Canaries, mieux con-

nues aujourd'hui que beaucoup de parties de l'Europe, ont aussi vu des coulées de lave s'étendre sur plusieurs parties de leur surface. Dans les quatre premières de ces contrées, j'ai examiné par moi-même un grand nombre de ces coulées de lave, dont le volume est assez grand pour être comparé à un fleuve. Sur l'Etna, aux environs de Naples et sur les bords du Rhin, j'ai mesuré directement, au moyen d'un sextant et d'un vase rempli de mercure (1), les pentes de

(1) J'indiquerai ici le procédé que j'ai l'habitude d'employer pour ces sortes de mesures, parce qu'étant simple et facile il pourrait éviter à beaucoup de personnes des soins inutiles. Je place sur le bord du sextant, derrière le miroir fixe, un petit morceau de papier blanc percé d'une ouverture étroite qui correspond à l'axe de la lunette, dont l'instrument est pourvu. Sur la face extérieure du petit morceau de papier est tracée une ligne noire dirigée perpendiculairement au plan du cercle gradué, et interrompue seulement par la petite ouverture dont j'ai parlé, et au milieu de laquelle cette même ligne noire répond. Je verse du mercure dans un vase, de manière à ce qu'il forme une goutte assez large pour présenter une surface plane et horizontale d'une certaine étendue. Je place alors le sextant au-dessus du mercure en tournant la lunette verticalement, et je cherche à apercevoir dans le mercure l'image réfléchie de la ligne noire que porte le papier. Lorsque j'y suis parvenu, je suis certain que le rayon visuel, dirigé de l'image de la ligne noire dans le mercure à son image dans mon œil, ne peut s'écarter de la verticale qu'en raison de ce que cette ligne n'est pas sans épaisseur, et de ce que l'ouverture faite dans

toutes les grandes coulées, qui ne se sont pas trouvées recouvertes par des déjections postérieures. Dans l'Auvergne, que je n'ai pas visitée aussi récemment, j'ai déduit les pentes de la plupart des grandes coulées de leur longueur mesurée sur la carte de Desmarest, et de la différence de hauteur de leurs extrémités déterminée par M. Ramond. Pour les îles Canaries, je me suis servi des données publiées par M. de Buch, dans sa description physique de ces îles, déjà citée plus haut. Quant à l'Islande, je n'ai pu avoir jusqu'à présent que des données imparfaites, qui m'ont cependant fourni une limite assez remarquable.

Par les moyens que je viens d'indiquer, j'ai réuni 68 mesures de pentes de grandes coulées, nombre assez considérable, sans doute, pour que

le papier a une largeur sensible ; mais ces deux sources d'erreur peuvent très-aisément être atténuées, de manière à ce que le maximum de leur effet possible soit nécessairement au-dessous d'une minute. Étant une fois sûr de la verticalité du rayon visuel qui part de l'image de la ligne noire réfléchie dans le mercure, je n'ai plus qu'à amener l'image d'un objet quelconque, réfléchi sur le miroir mobile, à coïncider avec celle de la ligne noire, pour avoir sur le limbe de l'instrument l'angle compris entre la verticale et une ligne menée du centre de l'instrument à l'objet dont il s'agit, objet qui peut être un point éloigné de la surface d'une coulée de lave, d'un glacier, d'une route, d'une rivière, etc.

la loi qu'il s'agit de découvrir se trouve écrite dans leur ensemble. J'ai réuni ces 68 mesures en un tableau dans lequel je les ai rangées par ordre de grandeur, en notant en même temps la manière d'être de la coulée, à laquelle chacune des mesures se rapporte. (*Voyez tableau n° 5 à la fin du mémoire.*)

En construisant le tableau, j'ai eu lieu de remarquer que les inclinaisons des coulées des volcans éteints de l'Auvergne et des bords du Rhin, y sont entremêlées comme au hasard, avec celles des coulées sorties de l'Etna et du Vésuve, circonstance qui mérite peut-être d'être notée, comme offrant une vérification nouvelle de la ressemblance complète, à certains égards, de ceux des volcans modernes et des volcans anciens qui ont produit des coulées de lave.

Le contenu du tableau dont il s'agit peut être résumé ainsi qu'il suit :

Toutes les grandes coulées de lave, même celles qui sont sorties des régions supérieures de l'Etna, et à plus forte raison celles qui sont sorties de montagnes moins élevées, ont réussi à atteindre, avant de perdre leur fluidité, les terrains peu inclinés situés au bas des montagnes. C'est sur ces terrains presque plats, ou bien au bord de la mer, que leur mouvement s'est arrêté, et aucune d'elles n'a laissé une fraction considéra-

ble de la matière qui la composait, sur des pentes inclinées de plus de 7 à 8°.

Lorsque le mouvement de ces *grands fleuves* de laves a commencé sur des pentes rapides, de 18 à 40°, par exemple, il a présenté trois régimes successifs.

Dans la première partie du mouvement, la pente étant considérable, la lave a ruisselé torrentiellement, et les parties qui se sont refroidies à la surface n'ont formé que des lopins irréguliers, qui, après l'écoulement de la lave, sont restés sur le terrain, sous la forme d'une couche de scories à peu près incohérentes.

Plus bas le fleuve de lave a rencontré des pentes moins rapides, il a perdu de sa vitesse, et alors a commencé pour lui un régime nouveau; il s'est revêtu, par l'effet du refroidissement, d'une écorce, dont la partie extérieure a fini par acquérir une rigidité complète, tandis que la partie tournée vers l'intérieur n'était encore que dans cet état pâteux et malléable, par lequel les laves passent, avant de se solidifier complètement. Cette écorce en partie malléable opposait un obstacle au mouvement de la lave, et même elle formait souvent une espèce de grand sac, que la lave était obligée de déchirer ou d'allonger pour pouvoir avancer. Une lutte s'est alors établie entre la lave liquide qui tendait à s'écouler et l'écorce

qui tendait à la retenir ou à l'entraver ; et de cette lutte sont résultées les contorsions que présentent ordinairement les laves , qui sont restées en nappes continues sur des pentes un peu prononcées. C'est à cette lutte qu'est due l'âpreté des coulées qui couvrent des pentes un peu sensibles , et qu'on désigne sous le nom de *cheires*. Les cheires les plus rugueuses, celles dont le désordre est le plus étonnant et qu'il est le plus difficile de traverser, sont celles qui se sont produites sur des pentes de 3 à 5°, apparemment parce que sur cette pente l'écorce de la lave pouvait déjà acquérir une assez grande épaisseur sans que la lave eût encore trop perdu de sa vitesse, de sorte que la lutte qui s'établissait entre ces deux éléments avait alors son maximum de violence.

L'écorce supérieure d'une coulée séparée de l'écorce inférieure et du sol sous-jacent par une certaine épaisseur de lave liquide ou au moins visqueuse , se trouve dans un état comparable à celui d'un glacier qui , ne pouvant adhérer au sol sous-jacent à cause de la fusion continuelle de sa couche inférieure, se trouve contraint à glisser. On verra, dans le tableau n° 4, que les plus grands glaciers des Alpes, dont j'ai mesuré la pente avec soin , glissent, sur des longueurs qui sont quelquefois de plusieurs lieues, suivant des pentes de 3 à 4° seulement.

Sur des pentes de moins de 3° , la lave perdant de sa vitesse, l'écorce a pris plus d'épaisseur, la résistance de cette dernière a pris le dessus, et la cheire a été moins tourmentée.

Mais lorsque la résistance de l'écorce a complètement triomphé, un troisième régime a commencé, la lave s'est alors arrêtée; quoique liquide encore, elle s'est refroidie sans se mouvoir, et elle a pris la forme basaltoïde que j'ai signalée en plusieurs points des bases de l'Etna, du Vésuve et des volcans de l'Auvergne. Pour arrêter ainsi la lave liquide il a fallu généralement que la pente fût de moins de 2° . On a même vu en Islande des laves très-abondantes couler rapidement et sur de grandes longueurs sur des pentes beaucoup plus faibles.

Les vallées de Skaptaa et du Hverfis-Fliot, qu'ont suivies les coulées qui se sont fait jour en 1783 au pied du Skaptar Jokul, en Islande, ne doivent pas avoir présenté des pentes générales de plus de $30'$, et, comme il s'y trouvait des endroits rapides et même des cascades, il est évident que les laves dont il s'agit doivent y avoir coulé sur de grandes longueurs sur des pentes de moins de $20'$. Mais ces laves, qui paraissent avoir été du nombre des plus abondantes dont l'histoire des volcans fasse mention, peuvent bien avoir été aussi du nombre de celles qui ont continué à

couler sur les pentes les plus faibles, et le tableau ci-joint montre que beaucoup de coulées très-considérables se sont effectivement arrêtées, faute de pouvoir couler, sur des pentes plus considérables.

Les personnes, à qui la mesure des pentes ne serait pas familière, pourraient peut-être s'étonner qu'un liquide visqueux comme la lave continue encore à couler sur des pentes de moins de 2°; mais leur étonnement cessera probablement aussitôt qu'on leur fera remarquer que les grands fleuves de l'Europe, dont la section transversale est moins étendue que celle des fleuves de lave en question, coulent presque torrentiellement toutes les fois que leur pente atteint seulement un quart de degré, et que, par conséquent, lorsqu'on est conduit à admettre qu'un fleuve de lave s'est arrêté de lui-même sur une pente d'un degré, par exemple, on fait par-là même une très-large part à l'effet de la viscosité des laves et aux obstacles que leur mouvement éprouve de la part de l'écorce qui les couvre et des scories qui les entourent.

Pour faciliter ce dernier rapprochement, j'ai joint à ce mémoire un tableau, dans lequel sont consignées les pentes d'un grand nombre de cours d'eau, pentes que j'ai mesurées moi-même, comme celles des laves, à l'aide d'un sextant et d'un vase rempli de mercure, ou que j'ai calcu-

lées d'après des nivellements exacts qui m'ont été communiqués par M. le baron de Prony, inspecteur général des ponts et chaussées, et par M. Dausse, ingénieur au même corps. (*Voyez à la fin du mémoire le tableau n° 6.*)

Ce qui arrive à un fleuve de lave qui sort des flancs d'un volcan ressemble beaucoup, en dernière analyse, à ce qui arriverait à un fleuve d'eau qui, par un temps excessivement froid, viendrait à sourdre sur les flancs inclinés d'une montagne, dont les pentes, en s'adoucissant graduellement, iraient se confondre avec une plaine. Sur les pentes les plus rapides qu'il parcourrait d'abord, le fleuve d'eau coulerait torrentiellement, et, malgré l'intensité du froid, il ne pourrait que charrier des glaçons, sans se couvrir d'une écorce de glace continue, parce que l'impétuosité de son mouvement briserait cette glace au fur et à mesure de sa formation; mais, arrivé sur des pentes plus douces, le fleuve d'eau perdrait de sa vitesse et se couvrirait d'une écorce de glace sous laquelle il continuerait à couler; enfin, parvenu dans la plaine, il formerait un lac qui, si le froid était suffisant, finirait par se geler en masse. Il y aurait cependant entre le mouvement du fleuve d'eau et celui d'un fleuve de lave deux différences essentielles : la première, c'est qu'à pente égale le fleuve d'eau serait beaucoup plus rapide que le fleuve

de lave, à cause de la plus grande mobilité des molécules de l'eau; et la seconde c'est que la lave, au lieu de passer subitement comme l'eau d'une liquidité parfaite à une rigidité complète, reste pendant un long intervalle de température dans un état mou et malléable, dans lequel elle forme un obstacle au mouvement des parties encore liquides, et dans lequel elle reçoit l'impression des efforts que les parties liquides exercent sur elle, à peu près comme la cire molle reçoit et conserve l'empreinte des doigts. Cette dernière propriété fait qu'on lit les circonstances du mouvement de la lave dans les matières solides qu'elle laisse sur les pentes avec beaucoup plus de facilité qu'on ne lirait celles du mouvement de l'eau dans les glaçons qu'elle aurait laissés sur la pente qu'elle aurait parcourue.

Ainsi on voit de fait, et on s'explique en même temps assez facilement, que la structure des roches, qu'un *large fleuve de lave* a laissées sur la surface du sol, *varie, suivant une certaine loi, avec la pente de ce même sol*; leur manière d'être est, pour ainsi dire, une *fonction de la pente*.

Peut-être pourrait-on être tenté d'atténuer la valeur des termes de comparaison que nous offre un tableau contenant 68 mesures de pentes de grandes coulées, en objectant que les assises de matières fondues qui entrent dans la composition

du massif du Val-del-Bove pourraient s'être étendues sous la mer; mais, d'une part, rien n'indique que ces assises aient pris naissance sous la mer, et, de l'autre, la production d'une pareille objection nous dispenserait de continuer la discussion, car la mer n'ayant pu séjourner à 3.000 mètres au-dessus de son niveau actuel pendant la période géologique récente durant laquelle les couches dont il s'agit se sont formées, cette supposition impliquerait à elle seule celle d'un soulèvement postérieur.

On ne peut donc arguer que les assises de laves qui entrent dans la composition des flancs du Val-del-Bove n'aient pas coulé à l'air libre; de plus elles présentent des dimensions horizontales comparables à celles des plus grandes coulées vomies par les volcans actuels; leur composition minéralogique est d'ailleurs presque identique avec celle des laves de l'Etna moderne; les lois déduites du tableau ci-dessus leur sont par conséquent applicables. On doit donc supposer que sur des pentes très-différentes les unes des autres, elles auraient contracté des structures très-différentes aussi, et puisqu'on voit que celles de ces assises qui sont presque horizontales, celles dont l'inclinaison augmente graduellement et celles même qui sont inclinées sur de grandes étendues de 27° , ont, en tous points, la même manière d'être, on est

fondé à conclure que la différence qui existe dans leurs positions actuelles est la conséquence d'un mouvement que les unes ou les autres ont éprouvé depuis l'époque de leur solidification.

Il ne reste plus qu'à savoir quelles sont celles de ces assises qui ont changé de position, celles qui sont horizontales ou bien celles qui sont inclinées. Or, le tableau que j'ai formé permet de résoudre immédiatement cette question.

En effet, ces assises, dont la manière d'être uniforme atteste qu'elles se sont toutes solidifiées sur des pentes sensiblement égales, ne se présentent jamais sous la forme de *cheires*, et se réduisent encore moins à de simples couches de scories détachées. L'écorce scoriacée, qui forme la partie supérieure de chaque assise du Val-del-Bove, est le plus souvent recouverte, soit par de simples lappilli, quelquefois très-fins, soit par un conglomérat de scories en fragments anguleux à la vérité, mais dont la grosseur est toujours peu considérable. Nulle part on ne trouve leur surface chargée de cette multitude de gros blocs, confusément entassés, souvent redressés verticalement, qui ont fait si justement comparer les *cheires* à des rivières qui charrient et finissent par se geler; nulle part on ne voit l'écorce supérieure de l'assise se briser, se froncer, se redresser verticalement, comme cela arrive si habituellement dans

les cheires; nulle part on ne voit la masse entière de l'assise s'arquer de manière à laisser au-dessous d'elle un vide susceptible de devenir une caverne, comme cela s'observe si habituellement dans les cheires de l'Etna et du Vésuve, partout où on peut en voir une section, notamment dans les tranchées des routes ouvertes récemment sur les flancs de l'Etna. Ces assises solides du Val-del-Bove ne ressemblent réellement qu'aux parties des coulées modernes qui se sont étendues sur des terrains presque plats, où leur mouvement est devenu très-lent et où elles se sont bientôt arrêtées d'elles-mêmes. Je n'en ai observé aucune qui, par la forme de sa section, m'ait paru comparable à une coulée qui aurait parcouru pendant longtemps une pente inclinée seulement de 3°.

Indépendamment de ces caractères relatifs à tous les points des assises formées de matières fondues, une des circonstances que les coulées de lave présentent le plus invariablement toutes les fois qu'elles ont parcouru des talus où elles pouvaient acquérir une certaine vitesse, caractères que j'ai observés sur toutes sortes de pentes depuis 33° jusqu'à 2°, et que je n'ai cessé d'observer que là où les coulées se sont arrêtées faute de pente, consiste en ce que chaque coulée est flanquée de part et d'autre par une digue de scories accumulées qui rappelle par sa forme la moraine d'un

glacier; digue qui s'élève constamment à une hauteur supérieure à celle à laquelle la coulée s'est réduite à la fin du mouvement, et qui marque le maximum de hauteur qu'elle a atteint dans le moment de son plus grand gonflement. Souvent aussi les coulées présentent de pareilles digues vers leur milieu, lorsqu'elles se sont partagées en plusieurs courants distincts coulant l'un à côté de l'autre. Ces digues ou bourrelets forment nécessairement un des traits distinctifs du profil d'une coulée qui a suivi un plan incliné. Or, avec quelque soin que j'aie promené ma lunette sur les milliers d'assises de lave si diversement inclinées, qu'on observe dans les escarpements du Val-del-Bove, je n'ai pas pu y découvrir une seule fois la plus légère trace d'une digue ou d'un bourrelet de cette nature, et de ce seul fait je croirais pouvoir conclure que les assises de matières fondues, dont le Val-del-Bove présente les tranches, ne se sont pas arrêtées faute de chaleur sur des pentes plus ou moins considérables, mais qu'elles se sont au contraire étendues et arrêtées très-chaudes et très-fluides encore, sur des pentes extrêmement faibles, inférieures à celles sur lesquelles les *cheires* se produisent de nos jours.

D'après cela, il est évident que celles de ces assises dont l'inclinaison originale a changé sont celles qui sont aujourd'hui fortement inclinées,

et que celles qui sont presque horizontales, comme, par exemple, les couches qui forment l'escarpement du Serre-del-Solfizio ont au contraire conservé à peu près relativement à l'horizon leur position originaire.

Les considérations que je viens de développer concourent donc, avec les cinq autres classes de considérations discutées dans les paragraphes précédents, pour montrer que *les parties des assises des escarpements du Val-del-Bove, qui sont fortement inclinées, ne sont plus aujourd'hui dans la position dans laquelle elles se sont primitivement entassées.*

Ainsi je crois pouvoir regarder comme *prouvé* que les assises dont se compose le noyau de la gibbosité centrale de l'Etna, ont été écartées de leur position initiale. Or, il est aisé de reconnaître que l'inclinaison qu'ont éprouvée quelques parties de ce système de couches n'a pas été un simple mouvement de tassement ou l'effet de dislocations partielles. Il suffit de jeter un coup d'œil sur les panoramas que j'ai dressés pour voir que ces inclinaisons présentent une disposition d'ensemble, indice évident d'une tuméfaction générale qui, en élevant tout le massif de la gibbosité centrale, a imprimé aux parties latérales un mouvement de bascule.

D'après cela on peut aisément se rendre compte

des principales circonstances de la formation du noyau de la gibbosité centrale de l'Etna. Le sol, jadis à peu près plat, qui se trouve occupé aujourd'hui par cette gibbosité, s'est d'abord fendu à un grand nombre de reprises successives, suivant diverses lignes d'une direction presque constante. Par les fentes ainsi produites, sont sorties des matières fondues, dont la fluidité devait être complète, puisqu'elles s'épanchaient par des fentes de peu de largeur. Ces matières se sont répandues de part et d'autre de l'ouverture des fentes en nappes minces et uniformes, analogues aux nappes basaltiques qui, dans tant de contrées diverses et notamment en Islande, se sont superposées les unes aux autres en formant de vastes plateaux, dont la surface restait toujours à peu près horizontale par suite de la répartition sur un grand espace des lignes successives d'éruption. Ces éruptions étaient déjà accompagnées comme celles qui se produisent de nos jours de grands dégagements de fluides élastiques qui, sortant comme la lave elle-même par toute l'étendue des fentes, entraînaient avec eux des scories et des cendres. Ces scories et ces cendres, retombant en forme de pluie tant sur le bain de lave que sur les espaces environnants, produisaient ces assises uniformes de matières fragmentaires qui alternent avec les assises de matières fondues.

Mais un jour l'agent intérieur qui fendait si souvent le terrain, ayant sans doute déployé une énergie extraordinaire, l'a rompu et soulevé. *Dès lors l'Etna a été une montagne*, et un canal de communication entre l'intérieur du globe et l'atmosphère étant resté ouvert dans la partie la plus soulevée, cette montagne a été un *Volcan permanent*.

Auparavant il n'y avait encore eu, dans l'emplacement où il se trouve, qu'un groupe nombreux de *Volcans éphémères* répandus sur un terrain presque plat au milieu d'un pays calcaire, à peu près comme les puys de scories de l'Auvergne, dont chacun fut aussi dans l'origine un *Volcan éphémère*, se trouvent répandus sur leur plateau granitique, et comme les petits cônes de scories de l'Eifel se trouvent épars sur leurs collines siluriennes.

Le soulèvement ne paraît pas s'être opéré ici avec le même degré de simplicité que dans les localités où il a donné naissance à des cratères de soulèvement réguliers, tels que celui de l'île de Palma, ou les cirques de Ténériffe et de la Somma. L'effort qui a soulevé la gibbosité de l'Etna paraît avoir agi, non en un point unique et central, mais suivant une ligne droite, représentée par l'axe de l'ellipse dont font partie les flancs méridionaux, septentrionaux et orientaux du Val-del-

Bove, et il paraît avoir agi inégalement sur les diverses parties de cette ligne droite, de manière que son extrémité occidentale, qui répond à la cheminée volcanique actuelle, a été soulevée plus que tout le reste.

Un pareil soulèvement n'a pu se produire sans que les masses soulevées aient été déchirées, et les déchirements ont dû coïncider principalement avec la ligne de soulèvement ou diverger en rayonnant de ses extrémités.

L'état actuel des parties des masses soulevées, qui subsistent encore et qui n'ont pas été recouvertes, répond pleinement à cette condition. Les parois de l'extrémité inférieure du Val-del-Bove sont découpées par des vallées divergentes, telles que la Porta-de-Callana dont l'origine première ne peut guère être attribuée qu'à un déchirement; de plus, vers l'extrémité supérieure du Val-del-Bove, les escarpements de la *Schiama-del-Asino* sont séparés de ceux du *Serre-del-Solfizio* par un large talus où les assises de laves anciennes ne se montrent pas en place, et qui paraît n'être formé que de matières éboulées. L'origine de cette dernière échancrure, dont le *Val-del-Leone* marque le prolongement, peut être attribuée avec vraisemblance à une grande déchirure comblée en partie par l'éroulement de ses deux parois.

La partie de la gibbosité centrale qui supporte

le *Piano-del-Lago* doit nécessairement avoir été crevassée elle-même ; mais les produits modernes ayant ici tout recouvert, on ne peut y faire à cet égard aucune recherche. On peut toutefois remarquer que la cheminée principale de l'Etna se trouve à peu près dans le point où il est le plus naturel de concevoir que les principales déchirures ont dû se croiser.

Le cirque elliptique du Val-del-Bove présente donc tous les caractères d'un *cratère de soulèvement irrégulier*, et ici, comme dans tous les cratères de soulèvement, et même dans les cratères lacs de l'Eifel, se présente en seconde ligne la question de savoir ce qu'ont pu devenir les matières qui devaient remplir en partie l'emplacement actuel du cirque. Il est en effet évident que les fractures produites par le soulèvement ne pouvaient, à beaucoup près, égaler en largeur le Val-del-Bove lui-même ; on pourrait le prouver par le calcul, mais un simple coup d'œil jeté sur la carte ou sur le modèle en relief en dira assez à cet égard. On trouve d'ailleurs dans le fond du Val-del-Bove des rochers de laves anciennes, tels que la *Rocca-Musarra* et la *Roccâ-della-Capra*, qui paraissent n'être que les pointes de masses plus considérables de laves anciennes ensevelies sous les déjections modernes.

Mais que sont devenus les massifs dont ces derniers

rochers ne sont que des témoins, et entre lesquels le soulèvement n'avait pu produire que des fentes infiniment moins larges que l'espace qui reste vide aujourd'hui. Ce qui manque de ces massifs a-t-il été projeté en l'air, ou bien s'est-il englouti dans les abîmes volcaniques ?

J'ai déjà discuté précédemment cette question, et, sans prétendre la décider d'une manière absolue, j'ai annoncé que je partage l'opinion de M. Buckland, de M. Lyell et de M. de Buch, qui regardent comme la plus probable l'hypothèse de l'engloutissement des matières manquantes dans quelque abîme intérieur. D'abord, on ne trouve sur les montagnes calcaires qui environnent l'Etna aucune trace de l'énorme pluie de matières volcaniques incohérentes qui n'aurait pu manquer d'avoir lieu si toute la matière qui manque dans le Val-del-Bove avait été projetée dans les airs. En outre l'hypothèse de l'engloutissement me paraît d'autant plus plausible, qu'elle est, en quelque sorte, indiquée par les phénomènes plus petits, mais du reste analogues, qui se sont passés sous nos yeux à diverses époques peu éloignées, sur la surface du Piano-del-Lago. Là en effet se sont produits, par écroulement sur des fentes occasionnées par les secousses des éruptions, l'entonnoir circulaire de la *Cisterna* et plusieurs autres du même genre, et même le petit cratère

qui, en 1832, a pris la place de la cime auparavant la plus élevée.

Du moment où, pour expliquer la disparition des masses qui remplissaient le Val-del-Bove, on est obligé d'avoir recours à l'hypothèse d'un grand effondrement, on ne peut se dispenser de chercher à rendre raison de la production du vide intérieur dans lequel une si grande masse de matière devra s'être engouffrée. Or, l'observation nous apprend que ces entonnoirs circulaires, que nous voyons naître de nos jours, se produisent constamment sur les fentes qui résultent des secousses que la montagne éprouve au moment des éruptions, et qui la soulèvent d'une petite quantité. La matière qui remplissait ces entonnoirs va évidemment remplir les vides que laissent dans l'intérieur de la montagne, soit l'écoulement des laves ou leur retraite vers l'intérieur de la terre, soit le fait même du léger soulèvement dont les fentes de la surface donnent la preuve et la mesure. L'analogie conduit naturellement à supposer que l'effondrement du Val-del-Bove a de même été la conséquence d'un phénomène analogue aux secousses et aux fractures de la montagne actuelle qui précèdent et accompagnent les éruptions, mais d'une grandeur infiniment plus considérable et proportionnée à celle du Val-del-Bove lui-même. L'hypothèse de l'effondrement n'est véritable-

ment que le complément de celle de la production des fentes, ou, en d'autres termes, de celle du soulèvement. L'abîme intérieur aura été produit par le soulèvement, et peut-être aussi en partie par l'action antérieure des phénomènes volcaniques.

Le soulèvement du noyau de la gibbosité centrale de l'Etna étant regardé comme établi, on pourrait se demander si ce soulèvement a été graduel, ou bien s'il s'est opéré subitement et d'un seul coup.

Cette dernière supposition me paraît la seule admissible. En effet, la grande analogie de composition qui existe entre les déjections qui composent le noyau de la gibbosité centrale et celles que l'Etna produit aujourd'hui, conduit à penser que le feu volcanique actuel n'est que la continuation de celui qui a produit ces anciennes déjections. Or, le feu ne s'étant pas éteint si le soulèvement de la gibbosité centrale s'était opéré par degrés, il y aurait continuité et enchevêtrement entre les produits anciens et les produits modernes; il n'y aurait pas entre eux cette discordance complète de gisement qui constitue un des traits les plus frappants de la structure de l'Etna.

De plus, les analogies qui nous ont porté à conclure que le vide du Val-del-Bove est dû en

grande partie à un phénomène d'éboulement, doivent aussi nous faire présumer que cet éboulement s'est opéré subitement, comme ceux du Papandayang et du Carguairazo, et cette supposition est même la seule qui soit en rapport avec la régularité de notre cirque et avec l'harmonie générale de ses diverses parties, qui présentent bien plutôt l'image du vide laissé par un écroulement opéré d'un seul coup, que du résultat d'un écroulement opéré par parties successives. Immédiatement avant de s'écrouler, les parties ébouleées devaient former une voûte suspendue au-dessus d'un vide dû en partie au soulèvement même. Si le soulèvement s'est opéré subitement, on peut également concevoir que l'éboulement des parties soulevées ait eu lieu immédiatement, ou bien qu'il n'ait eu lieu que longtemps après, comme dans le cas du Papandayang et du Carguairazo. Mais si le soulèvement avait été graduel, comment l'arc-boutement général des diverses parties les unes contre les autres, nécessaire à l'existence de la voûte, aurait-il pu continuer à subsister pendant toute la durée de la marche progressive du soulèvement? Un écroulement instantané ne peut évidemment avoir été préparé que par un soulèvement unique et brusque.

Un soulèvement de cette dimension ne peut manquer d'avoir été, non-seulement dans l'histoire

de la Sicile, mais même dans l'histoire du continent européen, un événement important.

Si une simple éruption de l'Etna, dont l'effet n'est que de fendre simplement le massif et d'ouvrir par cette fente une issue aux matières gazeuses et fondues, devient, pour la Sicile entière et pour une partie de l'Italie, l'occasion de secousses redoutables, quel n'a pas dû être sur ces mêmes contrées l'effet de la commotion qui a soulevé la gibbosité centrale de l'Etna, commotion qui, à en juger par la comparaison des effets produits sur l'Etna lui-même, a dû être à peu près aux éruptions ordinaires, ce que l'explosion d'un magasin à poudre est à un coup de pistolet? Si dans quelques cas les ébranlements qui ont accompagné ou précédé les éruptions de l'Etna se sont propagés jusqu'en Bohême, jusqu'en Perse, jusqu'aux Açores et même jusqu'au Mexique, la commotion qui a soulevé la gibbosité centrale de l'Etna n'a-t-elle pas dû être accompagnée sur une partie considérable de la surface du globe d'une véritable révolution?

L'idée d'un semblable événement a certainement de quoi effrayer l'imagination, et on conçoit que des esprits circonspects puissent reculer pendant quelque temps devant la nécessité de l'admettre. Peut-être même les géologues les plus hardis balanceraient-ils à concevoir une pareille

hypothèse, si leur imagination n'était familiarisée depuis longtemps avec l'image de catastrophes bien plus grandes encore, dont les preuves, d'un tout autre genre que celles qui viennent de nous occuper, s'observent dans un grand nombre de points de l'écorce du globe, dans les Pyrénées, dans les Alpes et jusque dans les couches calcaires qui forment les montagnes de la Sicile et sur l'extrémité desquelles s'étendent les laves de l'Etna.

Mais bien que la démonstration de la formation par soulèvement du noyau central de l'Etna n'agrandisse en aucune manière le champ des idées géologiques, j'ai cru devoir mettre un soin particulier à constater la réalité de cet événement, parce que la possibilité d'un soulèvement, si généralement admise aujourd'hui pour les montagnes couvertes de restes marins, avait été révoquée en doute pour les montagnes formées de matières volcaniques.

On pourrait en effet concevoir qu'une cheminée volcanique, en ouvrant une issue aux causes de désordre qui s'agitent dans l'intérieur de notre globe, joue, par rapport au sol qu'elle traverse, le rôle d'une soupape de sûreté. Mais comment ne remarquerait-on pas en même temps, d'une part, qu'un sol crevassé à mille reprises diverses par les éruptions volcaniques est nécessairement une des parties les moins solides de l'écorce ter-

restre, et, de l'autre, qu'un foyer volcanique nous laisse apercevoir un appareil mécanique doué d'une puissance véritablement incalculable?

On a vu précédemment qu'il est démontré, par les produits mêmes des éruptions, que le point de départ de la colonne de lave qui s'élève si souvent jusqu'à la cime de l'Etna, à plus de 3,300 mètres de hauteur, se trouve au-dessous d'une masse de roches primitives qui ne peut manquer de s'étendre beaucoup plus bas que le niveau des mers. Il est par suite aisé de calculer que la base de cette colonne liquide se trouve soumise pendant les éruptions à une pression hydrostatique de plus de mille atmosphères. Or, qui pourrait se flatter de connaître assez bien l'intérieur des abîmes volcaniques pour assurer que cette pression hydrostatique ne trouve pas à s'y exercer sur une large surface, et qui oserait assigner la limite des effets qu'une pareille machine a pu produire, si, une seule fois dans le cours des siècles, le jeu de la soupape de sûreté s'est trouvé dérangé?

En faisant même abstraction de ces dernières considérations, il est évident que la grandeur de l'effort qui aurait été nécessaire pour soulever à sa hauteur actuelle le cône intérieur de l'Etna ne pourrait devenir un motif de rejeter ma supposition, que dans le cas où on ne pourrait citer dans des terrains également volcaniques des exemples

d'efforts analogues. Or, comme je l'ai déjà rappelé, le cône intérieur de l'Etna n'a pas des dimensions supérieures à celles des grands cônes des Andes, le Chimborazo, l'Antisana, le Cotopaxi, le Pichincha, qui, depuis les savantes recherches de M. de Humboldt et de M. Boussingault, peuvent être classés parmi les volcans les mieux connus de la terre.

On croirait même au premier abord que l'Etna doit être considéré comme beaucoup plus petit, car il s'élève à une hauteur absolue beaucoup moindre, ce qui tient toutefois non à ce qu'il est moins volumineux, mais à ce que la base du cône intérieur de l'Etna se trouve à peu près au niveau de la mer, tandis que celles des cônes volcaniques des Andes se trouvent à la hauteur du plateau qui porte la ville de Quito : on peut en juger par le tableau suivant :

Ville de Quito (au-dessus de la mer).	2,908 ^m .		
Chimborazo.	—	6,530 (au-dessus de Quito)	3,622 ^m .
Antisana.	—	5,833	— 2,925.
Cotopaxi.	—	5,753	— 2,845.
Pichincha.	—	4,853	— 1,645.
Ville de Mexico.	—	2,277.	
Popocatepetl.	—	5,400 (au-dess. de Mexico)	3,123 ^m .
Pic d'Orizaba.	—	5,295	— 3,018.
Coffre de Perote.	—	4,088	— 1,811.
Noyau intérieur de l'Etna (pied du cône supérieur au-dessus de la mer).			2,975.

Cette différence de gisement entre l'Etna et les

volcans des Andes est accompagnée d'une différence non moins grande dans le jeu de leurs éruptions. D'après les recherches de M. Boussingault, ceux mêmes de ces derniers cônes qui présentent à leur cime un cratère en activité ne sont recouverts que de scories et ne présentent pas sur leurs flancs de coulées de laves, tandis que l'Etna présente un manteau formé en partie de laves qui ont ruisselé sur ses flancs et dont une partie sont sorties de son cratère.

Le fait que la base des cônes des Andes est située à une hauteur absolue à peu près égale à celle de la cime de l'Etna, explique à lui seul cette différence des éruptions, car il en résulte que le même effort des agents intérieurs, qui peut faire sortir les laves par le cratère de l'Etna, ne peut que les faire bouillonner dans les cheminées des cônes des Andes à la hauteur de la base sur laquelle ils s'élèvent.

A la différence qui vient d'être signalée dans les effets des éruptions actuelles, se joint encore une différence correspondante dans la composition des cônes eux-mêmes, car le noyau de celui de l'Etna n'est formé que de couches superposées de matières fondues et de matières fragmentaires, tandis que les cônes des Andes ne se composent que de trachyte massif qui ne paraît pas avoir jamais coulé, d'où M. Boussingault a conclu

avec juste raison que la formation de ces cônes ne peut s'être opérée que par voie de soulèvement.

On voit d'après cela que le soulèvement de l'Etna ne constituerait pas un fait isolé dans l'ensemble des faits volcaniques. On voit, au contraire, que l'explication donnée encore aujourd'hui par beaucoup de géologues à l'origine de cette montagne, qu'ils supposent formée par des coulées de lave déversées les unes par-dessus les autres autour d'un orifice central, ne pourrait jamais être qu'une explication spéciale, à laquelle, d'après ce qui vient d'être rappelé, un grand nombre de cônes volcaniques échapperaient complètement, tandis que l'explication à laquelle je me trouve conduit directement par un examen attentif de la structure de l'Etna lui-même se trouve n'être, en dernière analyse, que l'application d'un principe général auquel presque toutes les montagnes sont soumises. On s'y trouve également amené par l'observation d'autres cônes qui, bien que volcaniques eux-mêmes, ont une structure toute différente, de cônes dont la masse égale celle de l'Etna, et dont le gisement élevé semble avoir exigé de la part des agents intérieurs qui les ont soulevés des efforts plus grands encore que le soulèvement auquel j'attribue l'origine première du mont Etna.

Admettons donc à son tour parmi les masses

les plus évidemment soulevées, cette pyramide singulière que son isolement rend si imposante, à laquelle les Arabes ont laissé le nom de *Gibel* (la montagne par excellence), dont les Grecs avaient avant eux célébré la grandeur, dont les monuments de l'antiquité nous attestent l'état permanent, qui semblait un piédestal élevé par la nature sur un des principaux laboratoires des agents volcaniques, pour recevoir, dans le cours des siècles, quelque monument de leur puissance, mais dont les éruptions actuelles ne font que modifier d'année en année la mesquine et mobile décoration, et dont la belle conservation et la nudité partielle offrent un exemple remarquable de la faiblesse relative des causes qui agissent sous nos yeux, comparées à celles auxquelles sont dues les formes initiales des montagnes.

Mais si l'Etna est, comme les lacs de la Suisse, comme les éboulements des Alpes et les moraines de leurs glaciers, un témoignage frappant du peu d'effet qu'ont produit depuis le commencement de l'état présent des choses sur notre globe les phénomènes qui y produisent des changements journaliers, il ne s'ensuit nullement que l'Etna doive son origine à un renversement des lois de la nature, ni à des forces autres que celles qui, plus ou moins modifiées, font encore partie du mécanisme de la nature actuelle.

On ignore combien de générations ont dû se succéder sur les bords d'une rivière, pour que le peuple qui les habite ait inscrit dans ses annales toutes les sécheresses, toutes les crues, toutes les débâcles, les anomalies de tous genres que le régime de cette rivière est susceptible de présenter. A plus forte raison ignore-t-on quel lapse de temps est nécessaire pour qu'un foyer volcanique parcoure le cercle entier des accidents dont il est susceptible, et, à bien plus forte raison encore, l'ignore-t-on pour le globe terrestre pris en masse.

Prétendre que les 4,000 ans dont nous avons des chroniques suffisent pour nous faire connaître tous les écarts que peut présenter la marche des mystérieux appareils de la nature, c'est supprimer la question au lieu de la résoudre. Prétendre même que les écrits des hommes devront comprendre à la longue le récit de tous les événements physiquement possibles, c'est poser en principe, comme l'a si justement remarqué sir James Hall (1), qu'il ne peut survenir sur notre globe d'événements assez considérables pour faire disparaître, sinon tous leurs contemporains, du moins tous leurs témoins oculaires.

(1) Voyez dans le tome VII des Mémoires de la société royale d'Edinburg, les mémoires du célèbre géologue-physicien, intitulés : *On the revolutions of the earth's surface.*

Tout en attestant à sa manière combien sont rares et violents les phénomènes passagers dont les montagnes sont les monuments, l'Etna semble aussi indiquer, par les rapprochements qu'il nous a fournis, que les causes de ces phénomènes ne diffèrent pas dans leur principe de celles qui agissent journellement, et que l'erreur du système qui attribue toutes les apparences géologiques à une longue répétition des phénomènes journaliers, consiste surtout en ce qu'il ne renferme qu'une partie de la vérité.

L'exemple de l'Etna montre à lui seul que les géologues qui soutiennent encore ce système commettent, dans l'ordre des temps, une erreur analogue à celle que Werner commettait dans l'ordre des distances, lorsqu'il supposait l'Ecorce terrestre toute entière composée sur le modèle de la Saxe sa patrie.

TABLEAU N° I.

Valeurs numériques des inclinaisons par rapport à l'horizon de divers talus connus dont on peut se servir comme terme de comparaison.

	PENTE	
	par mètre.	en degrés sexagésimaux.
	m.	degrés. min. s.
Pente à peu près insensible à l'œil	0,0029	10 00
Pente qu'on cherche aujourd'hui à ne pas dépasser dans le tracé des chemins de fer.	0,0050	17 11
Pente du chemin de fer de Rive-de-Gier à Givors (Les chars descendent d'eux-mêmes sur cette pente)	0,0060	30 38
Pente déjà très-sensible à l'œil (mesurée sur la route de Saint-Malo à Malignon, Côtes-du-Nord).	0,0099	34 00
Pente maximum du chemin de fer de Liverpool à Manchester.	0,0104	35 46
Pente du chemin en fer de Saint-Étienne à Rive-de-Gier. (Les chars livrés à eux-mêmes y acquièrent une très-grande vitesse, source de nombreux accidents.)	0,0140	48 07
Pente de la grande route de la montagne de Tarare (entre Lyon et Roanne)	0,0300	1°43 06
Pente d'une portion de route, médiocrement inclinée, mesurée entre Saint-Malo et Malignon (Côtes-du-Nord)	0,0381	2 11 00
Pente d'une partie de la route de la Faucille, dont l'inclinaison semble déjà assez notable entre l'embranchement de la route de Nyon et la Combe-de-Mijoux (Jura)	0,0495	2 50 00
Pente des plans inclinés du chemin en fer de Saint-Étienne à Roanne. (On y remonte les chars à l'aide de machines fixes.)	0,0500	2 51 45
Pente maximum tolérée actuellement en France dans le tracé des routes royales.	0,0500	2 51 45
Pente maximum de la route du Mont-Cenis.	0,0700	4 00 15
Pente d'une portion de route que les voitures fortement chargées ne peuvent descendre sans enrayer. (mesurée près de Belle-Ile-en-Terre, Côtes-du-Nord)	0,0764	4 22 00
Pente maximum de la route du Simplon.	0,1000	5 42 38
Pente maximum des rampes destinées au passage de l'artillerie	0,1000	5 42 38
Pente des parties les plus rapides de la rue de la Montagne-Sainte-Genève (à Paris)	0,1051	6 00 00

Pente d'une portion de route qui paraît très-rapide entre Saint-Malo et Mâignon (Côtes-du-Nord).	0,1103	6.10.00.
Pente de la partie de la route la plus inclinée entre Carhaix et Gourin (Finistère). (Elle est dangereuse à descendre en voiture, même en enrayant.)	0,1614	9.10.00
Pente maximum des rampes dans les ouvrages de fortification	0,1666	9.27.44
Pente d'une portion de route assez rapide pour devenir glissante et difficile à parcourir après la pluie (mesurée près de Pleiben, Finistère).	0,1723	9.46.30
Pente du chemin qui monte au Menez-Brée (Côtes-du-Nord). (C'est à peu près la limite des pentes sur lesquelles on emploie habituellement les charrettes.)	0,1875	10.38.00
Portion de route que les voitures ne montent qu'avec la plus grande peine pour arriver au bureau de douane de Meleck près Reichenhall (Bavière). Elle touche évidemment à la limite de celles sur lesquelles l'emploi des voitures est possible	0,2309	13.00.00
Pente très-rapide qu'on ne peut pas descendre en voiture (Humboldt, Relation historique, tome 1 ^{er} , pag. 333, in-8°)	0,2679	15.00.00
Pente de quelques grèves de la rade de Brest, sur lesquelles on marche très-difficilement quand elles sont couvertes de gouémon glissant (algues et fucus)	0,2679	15.00.00
Pente sur laquelle serpente le chemin des Mulets, qui monte du village de Val-Severanche aux premiers chalets de la montagne de Juan (Val-d'Aoste). Cette pente se présente très-habituellement dans les flancs des vallées alpines	0,3256	19.00.00
Pente que dépassent rarement les flancs couverts de joncs marins, de bruyère ou d'herbe fine des vallées de Belle-Ile et du reste de la Bretagne	0,4453	23 à 25.00 00
Pente d'une rampe taillée dans le roc pour descendre à une batterie à Belle-Ile. (C'est à peu près la limite des surfaces pierreuses unies sur lesquelles un homme puisse monter et descendre facilement.)	0,4663	25.00 00
Pente d'un escalier dont les marches ont une largeur double de leur hauteur. (Un pareil escalier paraît très-roide.)	0,5000	26.34.00
Pente couverte de joncs marins, à peu de distance de Saint-Brieuc, sur la route de Paimpol (Côtes-du-Nord) (Elle paraît extrêmement rapide.)	0,5095	27 00.00
Pentes couvertes de gazon et de granges dispersées entre Lourtier et le Chabley sur le flanc droit de la vallée de Bagnes (en Valais). (Cette pente peut déjà être citée comme très-rapide parmi les pentes gazonnées des Alpes.)	0,5543	29.00.00
Pentes les plus fortes que les mulets puissent monter lorsqu'ils sont chargés (Sausure, § 774). Des mulets non chargés peuvent monter des pentes encore plus rapides.	0,5543	29.00.00

Suite du tableau n. 1.

	PENTE	
	par mètre.	en degrés sexagésimaux.
Pente sur laquelle serpente le sentier de la Féja, qui descend du Montanvert à la source de l'Arveiron, dans la vallée de Chamouny.	0,5774	30.00.00
Pentes gazonnées en haut des falaises de l'île d'Ouessant. (Une pierre sur sa tranche y roule sans s'arrêter.)	0,5774	30.00.00
Pentes déjà difficiles à monter sur un sol dur et parfaitement uni, d'après Bouguer et Sausurre. Plan très-incliné, couvert d'un bois de hêtres, sur lequel est tracée la route en zigzag et taillée en escaliers, qui conduit de Hallstadt à la mine de sel du même nom (Haute-Autriche).	0,5774	30 à 31.00.00
Pente d'un sentier que sa roideur rend difficile à gravir (Sausurre, § 641. Bouguer, en gravissant les Andes du Pérou, a observé qu'une pente à ce degré d'inclinaison est à peu près la plus rapide qu'un homme puisse monter sur un sol dur et parfaitement uni).	0,7002	30 à 35.00.00
Pente des talus de menus débris couverts d'herbe fine au pied des escarpements du flanc méridional du valton de Verne, au fond de la vallée de Vauvier dans le bas Valais. (Cette pente se reproduit très-fréquemment dans des circonstances analogues.)	0,6009	31.00.00
Pente couverte de sarrasin, qui paraît très-rapide pour un terrain cultivé, entre la route et l'Eisack, à quelque distance de Klausen, sur la route de Botzen (Tyrol).	0,6249	32.00.00
Pente des bois de sapins du Montanvert, près de Chamouny. La plupart des voyageurs ne regardent cette pente qu'avec crainte dans les parties où la forêt est dégarinée.	0,6249	32.00.00
Champs de sarrasin sur des pentes qui paraissent extrêmement rapides pour des terres cultivées, au-dessus d'Assling, dans le Pusterthal (Tyrol).	0,6494	33.00.00
Pente intérieure du cratère du Monte-Nuovo, près de Pouzolles, entaillé dans le tuf ponceux, du côté du N., 100° O.	0,6494	33.00.00
Pentes gazonnées les plus inclinées sur les flancs des vallées de Belle-Ile (elles sont difficiles à gravir).	0,6745	34.00.00
	0,7002	35.00.00

Pente méridionale du Hohen Staufen, près de Göppingen, en Wurtemberg. Talus gazonnés, extrêmement rapides, qu'on ne peut descendre sans glisser que parce que les montons, à force d'y marcher, les ont façonnés en gradins.	0,7536	37.00.00
Pentes presque inaccessibles à pied si le sol est un roc ou un gazon trop serré pour qu'on puisse y former des gradins avec le pied (Humboldt, <i>Relation historique</i> , tome 1er).	0,7536	37.00.00
Pente ravinée sur laquelle sont épars des sapins en partie déchaussés et qui paraît très-rapide, mesurée un peu après Starkenbach entre Landeck et Imst (Tyrol), entre la route et l'Inn.	0,8391	40.00.00
Pente couverte de sapins, entre la route et la Sarine, au-dessus du château d'Oex (canton de Fribourg). (Elle fait l'effet d'un précipice, et on l'a garnie de garde-fous).	0,9004	42.00.00
Pente couverte de sapins, qui paraît excessivement rapide entre le chemin et l'Isère, qui coule à 200 mètres plus bas; au-dessus de Sainte-Foy (en Tarentaise.)	1,0000	45.00.00
Pentes gazonnées, déjà trop inclinées pour que les moutons puissent y aller brouter l'herbe (mesurées à l'O. du port de Craven sur le revers nord de la presqu'île du Raz; Finistère).	1,1918	50.00.00
Pentes tout à fait inaccessibles (vues d'en haut on les juge de 75°. Humboldt, <i>Relation historique</i> , tome 1er).	1,4281	55.00.00

TABLEAU N° 2.

Valeurs numériques des inclinaisons par rapport à l'horizon de divers talus formés par éboullement.

	PENTE	
	en degrés sexagésimaux.	par mètre.
Pente maximum de la partie supérieure d'une levée formée de gros galets plats de gneiss dans l'anse de Saint-Anne (goulet de la rade de Brest).	14°00'00"	0,2493
Pente maximum du côté de la mer d'une levée de gros galets de granit, de gneiss, de micaschiste sur la côte de l'île de Quemenès (Finistère).	16	0,2867
Pente maximum d'une levée de gros galets dans la baie de Pen-Hir, au sud de Camaret (Finistère).	17	0,3057
Pente maximum d'une levée de gros galets dans la partie ouest-sud-ouest de l'île de Molène (Finistère).	18	0,3249
Pente de l'assise de scories agglutinées qui forme la cime du Monte-Nuovo et sa pente du côté de Pouzolles.	18	0,3249
Pente méridionale du cône volcanique du Mosenberg à l'est de l'issue de la lave (dans l'Eifel).	18	0,3249
Pente extérieure assez exactement rectiligne du principal cône de scories, produit sur le flanc méridional du Vésuve par l'éruption de 1794.	20	0,3640
Pente d'une plage formée de très-gros galets de granit, de gneiss, de quartz, etc., dans une petite baie de la partie nord-ouest de l'île de Molène (Finistère).	20	0,3640
Pente d'une levée de gros galets de granit, de gneiss, de micaschiste sur la côte de l'île de Quemenès (Finistère) (inclinaison du côté d'un étang que cette levée sépare de la mer).	22	0,4040
Pente de l'arête du cône de scories vitreuses des Camaldoli, qui regarde Torre del Anunziata au pied méridional du Vésuve.	22	0,4040
Pente du talus de lapilli très-fins, sur lequel je suis descendu de la Casa Inglesse, dans le fond du Val-del-Bove. (Il était facile d'y descendre en enfonçant le talon, mais la moindre pierre, détachée par les montons qui y broutaient quelques brins d'herbe, roulait jusqu'en bas avec une grande vitesse.)	23	0,4245

Pente du talus de lapilli, sur lequel j'ai commencé à descendre de la Casa Inglese dans le Val del-Bove, et sur lequel une coulée de lave n'a laissé qu'une couverture de scories en lopins détachés.	24	0,4452
Pente sud-est du cône volcanique du Mosenberg dans l'Eifel.	25	0,4663
Pente occidentale du plus élevé des cônes formés sur le flanc sud-est du Vésuve, par l'éruption de 1760.	27	0,5095
Pente orientale du plus élevé des cônes formés sur le flanc sud-est du Vésuve, par l'éruption de 1760.	28	0,5317
Pente des arêtes occidentales du cône de scories vitreuses des Camaldoli au pied méridional du Vésuve.	28	0,5317
Pente occidentale du plus occidental des deux Monti Rossi, près de Nicolosi (mesurée des environs de Catane).	28	0,5317
Pente du plus occidental des deux Monti Rossi, près de Nicolosi, du côté du nord-ouest.	28	0,5317
Pente du plus oriental des deux Monti Rossi, près de Nicolosi, du côté du nord-est (mesurée de Nicolosi).	28	0,5317
Pente des chables situés au pied des escarpements qui sont au sud-ouest de Stern (Abtey Thal) (Tyrol).	28	0,5317
Pente orientale parfaitement régulière de la partie la plus élevée du cône volcanique du Mosenberg (dans l'Eifel).	29	0,5543
Pente maximum d'une levée de gros galets au fond d'une petite anse déterminée par l'embouchure du ruisseau de Portz-ar-Poullant dans la baie d'Audierne. La pente moyenne est d'environ 15°, et la pente maximum qui ne s'observe qu'en un petit nombre de points de la partie supérieure est de	30	0,5774
Pente des chables situés au pied des escarpements, au sud du lac inférieur de Gosau (Haute-Autriche).	30	0,5774
Pente maximum de la levée de gros galets au fond de la baie des Trépassés (Finistère).	30	0,5774
(Cette pente maximum ne s'observe qu'en quelques points de la partie supérieure.)	30	0,5774
Pente des talus de débris au pied des escarpements de la vallée du Rhône, près d'outre-Rhône, au-dessus de Saint-Maurice (en Valais).	30	0,5774
Pente des talus de débris qui tombent de la pointe du Palo (la plus élevée du Vésuve), à gauche de l'arête suivant laquelle on monte au cratère.	30	0,5774
Pente du cône supérieur du Vésuve vers la gauche (mesurée du port de Naples).	30	0,5774
Pente des chables de calcaire fragmentaire blanc à l'entrée du vallon des mines de sel gemme de Hall (Tyrol).	a 32	0,5774
Pente d'un chable qui paraît très-rapide au nord de Stuben, dans le Kloster Thal (Vorarlberg).	31	0,6009

Pente d'un talus de fragments calcaires dans la gorge à droite de la route qui monte de Morey aux Rousses (Jura).	33	0,6494
Pente maximum d'une levée de gros galets arrondis de porphyre et de granite porphyroïde, et de galets plats de micaschiste, à un quart de lieue de Notre-Dame de Penhors (Finistère). Cette pente maximum ne s'observe qu'en quelques points de la partie supérieure.	34	0,6745
Pente maximum de la ligne qu'on suit en montant du Salvatore, sur le cône supérieur du Vésuve.	35	0,7002
Pente du talus de débris au pied des escarpements du deuxième étage du calcaire oolithique, au nord-est de Morey.	35	0,7002
Pente du talus de menus débris, couvert de broussailles, qui forme le pied du flanc gauche de la vallée de la Möhl, au-dessus de Tragant (Carinthie).	35	0,7002
Pente de plusieurs chablis très-rapides de Dolomite, dans la vallée d'Ennenberg (Tyrol).	35	0,7002
Pente des chablis situés au nord de la descente du col qui conduit du valton Delle Selle à San Pellegrino (vallée de Fassa, Tyrol).	35 à 37	0,7536
Pente des chablis de calcaire grenu le long du flanc nord du valton Delle Selle (vallée de Fassa, Tyrol), ils paraissent très-rapides.	37	0,7536
Pente de la halde de la carrière de marbre des Canzaoli, près de Predazzo (vallée de Fassa, Tyrol).	37	0,7536
Pente maximum des flancs du cône d'éruption nommé le Monte Eles, au pied S.-S.-E. de l'Etna.	37	0,7536
Pente générale des déblais qui forment la halde de la grande carrière de trachyte de Wolkenburg, dans les sept montagnes près de Bonn.	37	0,7536
Pente des parties les plus rapides des tas de mines près de l'entrée des puits de la mine de fer, dite Buch Bergbau, à Bodenwöhr (Bavière).	34 à 39	0,6745 0,8098
Talus du tas de mine extrait de l'Abische Bergbau, à Kressenberg (Bavière).	39	0,8098
Pente de la halde des carrières de Solenhofen, au maximum.	39	0,8098
Pente de la halde de la carrière dite <i>New-Graben</i> , au pied septentrional de l'Untersberg (pays de Salzbourg).	39	0,8098
Pente maximum de la levée de galets de la baie d'Audierne (Finistère). Je n'ai observé cette pente que dans un espace très-peu étendu de la partie supérieure de la levée.	39	0,8098
Talus que prennent naturellement, lorsqu'on les décharge sur la digue de Cherbourg, les amas de gros blocs de quartz grenu qu'on livre à l'action de la mer. Quelques-uns de ces blocs ont un volume de 2,80 mètres cubes.	39,48,00	0 8332
Pente du talus de la halde de la mine de fer spathique, exploitée dans le schiste taqueux, près de Schwatz (Tyrol).	40	0,8391

VILLE DE LYON

Biblioth. du Palais des Arts

Suite du tableau n. 2.

	PENTES	
	en degrés sexagésimoux.	par mèire.
Pente intérieure de la plus grande des trois trémies que présentait le cratère du Vésuve au mois d'octobre 1834.	40	0,8391
Pente du talus de la halde formée à l'entrée de la galerie du Bouillet (Bex), par l'anhydrite dessalée qu'on rejette, tout au plus.	40	0,8391
Pente sous-marine de l'île Julia, d'après les mesures publiées par M. John Davy.	40.55	0,8667
Pente de la partie supérieure de la halde de la grande carrière de trachyte de Volkenburg (dans les sept montagnes, près de Bonn), à l'endroit où on déchargeait dans le moment les débris produits par l'exploitation.	41	0,8693
Pentes des parties les plus rapides des cônes du Vésuve, du pic de Ténériffe, des volcans de Fichincha et de Jorullo (d'après M. de Humboldt).	40	{ 0,8391 0,9004
Pente de la halde de la carrière la plus occidentale, appartenant au roi de Bavière, au pied septentrional de l'Untersberg (pays de Salzbourg).	41	0,8693
Pente la plus inclinée qu'on puisse gravir à pied dans un terrain sablonneux couvert de cendres volcaniques (d'après M. de Humboldt).	42	0,9004
Pente qu'il est presque impossible de gravir quoique le terrain permette d'y former des gradins en enfonceant le pied (d'après M. de Humboldt).	44	0,9657
Pente des flancs d'une pile de boulets à base rectangulaire (inclinaison des arêtes du tétraèdre).	54.44.08	1,4142
Pente d'une pile de boulets à base triangulaire (angles dièdres du tétraèdre).	70.31.43	2,8284

2071 311111V
 1111 20111 111111

TABEAU N° 3.

Valeurs numériques des inclinaisons par rapport à l'horizon des divers talus formés par entraînement.

	PENTE	
	en degrés sexagésim.	par mètre.
<i>N. B.</i> Les lits de presque tous les cours d'eau qui ne creusent pas sont des talus d'entraînement. Il y aurait donc en lieu de placer en tête de ce tableau les pentes de presque toutes les rivières comprises dans le tableau n. 6; mais on s'est borné, pour abrégé, aux talus d'entraînement les plus rapides, c'est-à-dire à ceux formés par des torrents de montagnes.		
Pente du cône de débris formé par le torrent d'Arbonne, à l'extrémité duquel se trouve le bourg de Saint-Maurice (en Tarentaise)	5° 00'	0,0875
Pente du talus de débris sur lequel se trouve le village de Telfs, dans la vallée de l'Inn (Tyrol)	5	0,0875
Pente du cône de débris sur lequel est bâti le village de Lainach, dans la vallée de la Möhl (Carinthie)	5	0,0875
Pente que l'action de la mer a donnée à la surface de l'ancienne digue de Cherbourg, formée de matériaux de grosseur médiocre (elle ne s'élève pas tout à fait au niveau de la basse mer), entre	4.45 3.12	0,0831 0,0910
Pentes de diverses arêtes du cône de débris formé par le nant du Bois-Noir, au-dessus de Saint-Maurice (en Valais)	5	0,0875
Pente du sable fin poussé par la haute marée, au pied d'une levée de galets, dans la baie d'Audierne (Finistère)	7	0,1228
Pente du cône de débris du Kantzbach, au-dessous de Flaerling, en face de Platten (vallée de l'Inn)	6	0,1051
Pente apparente du cône de débris qui sort du valion de Lavanter pour tomber dans la Drave, près de Wacht-Haus, au-dessus de Lavant, mesurée de Stribach (Tyrol)	6	0,1051
Pente du large cône de débris d'un torrent latéral qui tombe dans la Möhl, au-dessus de Tragant (Carinthie)	6	0,1051
Pente d'une grève étroite, et qui semble très-inclinée sur la côte méridionale de la baie de Paimpol (Côtes-du-Nord); elle est formée de fragments mal arrondis de roche amygdaloïde.	6.38	0,1155
Pente du cône de débris qui est formé par le torrent de Pfyn, et qui fait reculer le Rhône jus-	8	0,1405
qu'auprès de Vesen et de Loèche-la-Ville (en Valais)	8	0,1405

	PENTE	
	en degrés sexagésim.	par mètre.
Pente générale des talus latéraux de l'Etua..... environ	8	0,1405
Pente du cône de débris de Haising, dans le Pusterthal (Tyrol).....	8	0,1405
Pente du cône de débris, au pied duquel est situé le village de Tarsch, dans la haute vallée de l'Adige (Tyrol).....	8	0,1405
Pente du cône de débris, au pied duquel est situé le village de Laas, <i>id.</i>	8	0,1405
Pente du cône de débris sur lequel est bâti le village de Stiall, dans la vallée de la Möhl (Carinthie).....	9	0,1584
Pente sur laquelle peuvent se maintenir de très-gros matériaux, sur la digue de Cherbourg, un peu au-dessous du niveau de la basse mer	9,05	0,1600
Inclinaison du gros sable de la levée à l'E. de Kéryty (Finistère), vers le bas de la pente.....	10	0,1763
Pente du cône de débris, au pied duquel est appuyé le village de Naturn, et qui paraît très-incliné (haute vallée de l'Adige, Tyrol).....	10	0,1763
Pente du cône de débris, au pied duquel est située la ville de Glurns (haute vallée de l'Adige, Tyrol).....	10	0,1763
Pente de la levée de sable de la plage de l'anse de St.-Yves, près de Plogoff (Finistère).....	10	0,1763
Pente du cône de débris formé par le torrent qui descend du Brévent, et à la base duquel se trouve le village du pricuré de Chamouny.....	10	0,1763
Pente du cône de débris formé par un torrent latéral au-dessous du Chapui et du Plan-Lombard, au dessus de Saint-Maurice (en Tarentaise).....	10	0,1763
Pente du cône de débris formé par un torrent latéral, sur la rive droite du Rhône, près du village d'Outre-Rhône, au-dessus de Saint-Maurice (en Valais).....	10	0,1763
Inclinaison du galet vers le bas de la grande levée de la baie d'Audierne (Finistère).....	12	0,2126
Pente d'une plage formée de pierres plates, qui paraît très-inclinée, près de l'extrémité nord-est de l'île Longue, dans la rade de Brest.....	12	0,2126
Dans la vallée d'Enneberg, en Tyrol, on trouve des chables de dolomie diversement inclinés, suivant qu'une quantité d'eau, plus ou moins grande, concourt à leur production, ou qu'ils se produisent tout à fait à sec. Les pentes varient	13	0,2309
	16	0,2867
	27	0,5095
	35	0,7002

Suite du tableau n. 3.

TABLEAU N° 4.

Valeurs numériques des inclinaisons par rapport à l'horizon de divers talus formés de neige et de glace.

	PENTE	
	en degrés sexagésimaux.	par mètre.
Les glaciers qui couvrent les flancs postérieurs des montagnes de Grindelwald (la Jung Frau, l'Eiger, le Moine, le Schreckhorn), se réunissent dans un vaste cirque, situé derrière ces mêmes montagnes, et y forment, par leur réunion, le <i>grand glacier d'Atsich</i> , l'un des plus considérables des Alpes. Ce glacier descend vers le Valais suivant une pente presque uniforme, dans une vallée, dont il remplit tout le fond. J'ai mesuré cette pente le 13 août 1834, vers la partie supérieure du glacier, à l'entrée du cirque, où il commence, et je l'ai trouvée de	degr. min. s.	0,0518
La <i>mer de glace</i> de Chamouny se forme par la réunion des glaciers du Tacul et de Léchaud. Elle présente dans la partie supérieure la forme d'un Y, dont les deux branches supérieures représentent les deux glaciers que je viens de nommer, et dont la tige représente la mer de glace proprement dite, qui se termine dans la vallée de Chamouny par le glacier des bois. Le 7 août 1835, j'ai mesuré la pente de la mer de glace vers le point de réunion des trois branches de l'Y, et je l'ai trouvée de		3.15
Les glaciers qui couvrent la crête des Alpes, au nord-ouest du Gros-Glockner en Carinthie, se réunissent au pied de rochers nommés Burgstall, et forment, par leur réunion, un très-long glacier, nommé la <i>Pasterze</i> , qui passe au pied septentrional du Glockner. J'ai mesuré, le 25 août 1830, la pente de ce vaste glacier dans sa partie la plus uniforme, située vis-à-vis la cabane de l'archiduc Jean (Johannns Hütte), et je l'ai trouvée de		3.20
Pente d'une portion assez étendue de la mer de glace de Chamouny, à quelque distance au-dessous de la réunion des glaciers du Tacul et de Léchaud.		6
La pente de neige la plus rapide que j'ai eu à traverser, le 13 août 1835, pour monter de la vallée de Tignes au col de Rème, était inclinée de		16

Suite du tableau n. 4.

	PENTE	
	en degrés sexagésimaux.	par mètre.
D'un point situé un peu au-dessus de la source de l'Aveiron, dans la vallée de Chamoury, j'ai mesuré la pente apparente de la partie la plus rapide du glacier des Bois, et je l'ai trouvée de	27	0,5095
En montant de la Lenk au Rawyl, le 23 août 1835, j'ai remarqué, vers le haut du talus couvert de mélezes rabougris qui s'adosse contre le pied des escarpements, un tas de neige formé par une avalanche, dont la surface supérieure était inclinée de	34	0,6745
Pour monter au Mont-Blanc on a à traverser, en y taillant des escaliers, des pentes de neige inclinées de	35	0,7002

Le 6 août 1834, me trouvant sur le col du Géant, j'ai mesuré approximativement la pente d'un couloir très-rapide, situé au S.-O. de ce col, elle m'a paru être de 45°. Ce couloir est en partie tapissé de neige, et la pente de la surface de cette neige doit atteindre en quelques points 50° ; mais il faut observer qu'il s'agit ici de neige fortement tassée par les avalanches, et que de la neige bien tassée se comporte comme une roche solide, puisqu'elle forme le long des crevasses qui s'y produisent des escarpements verticaux, ou même en surplomb.

La neige forme des avalanches sur des pentes de 35°, de 30°, et même sur des pentes encore plus faibles. De là il résulte que toutes les pentes de neige, dont l'inclinaison approche de 30°, sont façonnées par les avalanches, ce qui les rend aussi exactement rectilignes que les arêtes des cônes d'éruption. Les pentes de neige d'une inclinaison peu considérable sont au contraire très-fréquemment arrondies. Comme l'eau ne peut couler sur la neige, à moins que celle-ci ne soit consolidée en forme de glace, on conçoit que pour la neige la tendance à former des talus par entraînement n'existe presque pas.

La neige, même fortement tassée, ne doit guère avoir, en masse, une pesanteur spécifique de plus de 0,8. Cette pesanteur est de beaucoup inférieure à celle que conserve, même dans l'eau de mer, un dépôt de matières terreuses, et cependant elle suffit pour que la neige, au moment du dégel, forme des avalanches sur des pentes de moins de 30°. D'après cela il est évident qu'un dépôt de sable fin ou de limon ne pourrait manquer de former des avalanches sous-marines sur des pentes de 30°, comme la neige en forme à l'air libre. Il est donc difficile qu'il se produise, même sur de petites étendues et dans l'eau la plus tranquille, des dépôts sablonneux ou vaseux ayant des surfaces inclinées de 30°, à moins qu'ils ne soient consolidés au fur et mesure par un gluten, qui y produise le même effet que l'eau gelée dans une masse de neige.

TABLEAU N° 5.

Valeurs numériques des pentes des principales coulées de lave dans les différentes contrées volcaniques de l'Europe.

	degrés. m.
Pente moyenne générale des coulées qui se sont fait jour, en 1783, au pied du Skaptar Jokul, en Islande, et qui ont suivi les vallées de Skaptáa et du Hverfisflot, sur des longueurs de près de huit myriamètres, tout au plus.	30' 0,0087
Pente de la partie de l'ancienne vallée du Simeto, dans laquelle s'est étendue et arrêtée en nappe épaisse et prismatique la lave très-ancienne que coupe la vallée actuelle, au-dessous d'Aderno, environ	44 0,0128
Pente de la partie de l'ancienne vallée, du Simeto, dans laquelle s'est étendue et arrêtée en nappe épaisse et prismatique la coulée de 1603, qui forme l'escarpement du Salto di Pulicello, environ	48 0,0139
Pente de la partie de l'ancienne vallée du Simeto, dans laquelle s'est étendue et arrêtée une lave très-faiblement tourmentée, au-dessous de Giardino, environ	53 0,0154
Pente de l'extrémité inférieure de la coulée qui est sortie de l'Etna en 1832, et qui s'est arrêtée avant d'atteindre Bronte.	54 0,0157
Pente de la partie de la vallée de la Sioule, dans laquelle la coulée du Puy-de-Louchadière s'est arrêtée au-dessous de Pont-Gibaux, en prenant une forme basaltoidé, moins de	1.00 0,0175
Pente de la coulée sortie des flancs du Vésuve, au mois d'août 1834, depuis le chemin qui la traverse au-dessous du Casino du prince d'Ottajano, jusqu'à son extrémité inférieure.	1.45 0,0306
Pente de la coulée de 1301, dans l'île d'Ischia, dite l'Arso. C'est une cheire très-tourmentée; des blocs de lave de plusieurs mètres de longueur y sont fréquemment redressés comme des pierres druidiques.	1.50 0,0320
Pente générale de l'expansion inférieure de la coulée sortie des flancs de l'Etna, en 1832, au-dessus du point où je l'ai traversée; c'est une cheire très-tourmentée.	1.50 0,0320
Pente totale de la coulée de lave feldspathique cellulaire, exploitée pour faire des meules à moulin à Mayen (sur la rive gauche du Rhin), depuis le pied du Bellerberg jusqu'à son extrémité la plus méridionale, dans la direction du S., 9° E.	1.50 0,0320
Pente générale de l'expansion inférieure de la coulée sortie des flancs du Vésuve au mois d'août 1834, depuis le chemin qui la traverse, au-dessus du Casino du prince d'Ottajano, jusqu'à son extrémité inférieure.	2.00 0,0349

Suite du tableau n. 5.

	degrés. m.
Pente de la plage de Torre del Greco, sur laquelle la coulée de 1794, après avoir couvert une partie de la ville, est venue s'arrêter en formant une assise prismatique de sept à huit mètres de puissance, environ	2.00
Pente générale de la cheire du Puy-de-Dôme, depuis le camp des Chazaloux, près des fontaines glacées, jusqu'à Pont-Gibaux.	2.11
Pente générale du terrain, depuis la maison du péage, au-dessus de Catane, jusqu'à la mer, dans la direction de l'E. 38° S. (Cette pente surpasse celle des cheires très-tourmentées qui ont atteints la mer au nord de Catane.)	2.14
Pente de la cheire du Puy-de-Louchadière, depuis Saint-Ours jusqu'à Pont-Gibaux.	2.26
Pente générale de la cheire du Puy-de-Dôme, depuis le Puy-de-Lentey jusqu'à Pont-Gibaux.	2.26
Pente générale du terrain, depuis un point situé à une demi-lieue de Torre di Grifo, sur le chemin de Nicolosi jusqu'à la mer, dans la direction du S. 30° E. (Cette pente surpasse la pente moyenne de la coulée de 1669, dans le même intervalle.)	2.42
Pente générale du terrain, depuis un très-gros bloc de lave, flotté sur la surface de la coulée de 1669, entre Torre di Grifo et Nicolosi, jusqu'à la mer. (Cette pente surpasse celle de la coulée de 1669, dans le même intervalle.)	2.45
Pente de la coulée de lave feldspathique cellulaire, qui, du pied du Bellerberg, près de Mayen (rive gauche du Rhin), s'est dirigée vers le N.-E.	2.45
Pente générale du terrain, depuis l'entrée du bourg de Nicolosi jusqu'à la mer, dans la direction S. 25° E. (Cette pente surpasse la pente moyenne de la coulée de 1669, dans le même intervalle.)	2.47
Pente de la cheire de Louchadière, depuis la Chazelle jusqu'à Pont-Gibaux.	2.51
Pente de la branche orientale de la coulée de 1669, mesurée à partir de son point de sortie au pied des Monti Rossi.	2.58
Pente de la coulée sortie du Vésuve en 1551, depuis le château de Portici jusqu'au môle du Granitello, sur une longueur de 800 mètres. Dans cette étendue la coulée a encore formé une cheire extrêmement tourmentée, excepté seulement sur l'ancienne plage où elle s'est arrêtée, en formant une assise de 5 à 6 mètres de puissance, grossièrement prismatique; moins de	3.00
Pente générale de la coulée de lave feldspathique cellulaire, exploitée pour faire des meules de moulin, à Nieder-Mendig (rive gauche du Rhin).	3.00
Pente générale de la coulée de 1669, depuis son point de sortie, au pied des Monti Rossi jusqu'à	0.0349
	0.0381
	0.0390
	0.0419
	0.0425
	0.0472
	0.0480
	0.0480
	0.0486
	0.0498
	0.0518
	0.0524
	0.0524

la mer. (Cette coulée forme, dans toute son étendue, une cheire extrêmement tourmentée.) . . .	3.01	0,0527
Pente générale des cheires, souvent très-âpres, qui descendent des environs du Monte Eice, vers Aci Reale.	3.02	0,0530
Pente de la coulée de lave basaltique, sortie du pied du Mosenberg (dans l'Eifel), dans le vallon dont elle a rempli le fond, sur une longueur d'environ 300 mètres.	3.06	0,0542
Pente de l'extrémité de la coulée, sortie des flancs du Vésuve en 1631, qui est venue s'arrêter sur l'ancienne plage de la Scala, en formant une assise grossièrement prismatique, de 8 à 10 mètres de puissance, qui présente encore à sa partie supérieure une partie des caractères d'une cheire : moins de	3.11	0,0556
Pente de la coulée, sortie des flancs du Vésuve en 1807, au point où elle s'est arrêtée, près de la maison dite Falanga.	3.12	0,0559
Pente du terrain, depuis le bourg de Nicolosi jusqu'à un point situé sur le chemin de Torre-di-Grifo, à une demi-lieue de ce dernier village. (Cette pente représente celle de la coulée de 1669, dans le même intervalle.)	3.30	0,0612
Pente de la coulée de 1669, depuis un très-gros bloc de lave scoriacée, flotté sur sa surface, entre Nicolosi et Torre-di-Grifo jusqu'au village de Torre-di-Grifo.	3.39	0,0638
Pente totale de la coulée sortie du Vésuve en 1760, depuis l'orifice supérieur de la lave jusqu'au bord de la mer, sur une longueur de 4,444 mètres.	3.47	0,0661
Pente de la coulée de 1669, depuis son point de sortie, au pied des Monti-Rossi, jusqu'à Torre-di-Grifo.	3.51	0,0673
Pente de la coulée de 1669, depuis son point de sortie, au pied des Monti-Rossi, jusqu'à un gros bloc de lave scoriacée flotté sur sa surface, entre Nicolosi et Torre-di-Grifo.	3.53	0,0676 { 0,0524 0,0699
Pente de la coulée de lave sortie du Puy de Pariou, depuis le pied du cône jusqu'à la Baraque.	3 à 4.00	
Pente générale de la coulée de lave basaltique sortie du cratère en fer à cheval du Hoch-Simmer, jusqu'à son extrémité, près de Mayen (rive gauche du Rhin), moins de	4.00	0,0699
Pentes moyennes de la coulée qui s'est répandue sur une partie considérable de l'île de Lance-rote (l'une des Canaries), en 1730. Beaucoup moins de	4.00	0,0699
Pentes des derniers 2,300 mètres de la coulée de 1794, qui a couvert Torre-del-Greco. (Dans cet intervalle la coulée, toujours très-tourmentée, présente à plusieurs reprises des étran-gements où la pente augmente, et des expansions où elle diminue.)	4.04	0,0711
Pente de la branche méridionale de la coulée sortie des flancs du Vésuve, en août 1834, au-dessous du point où nous l'avons traversée, en nous dirigeant vers le caano du prince d'Otta-jano.	4.09	0,0726

Suite du tableau n. 5.

	degrés. m.
Pente de la partie inférieure et la plus régulière de la coulée de Volvic, comprise entre Marsennat et Volvic, tout au plus.	4.16
Pente de la coulée, sortie des flancs du Vésuve, en 1551, pendant les 2,000 mètres qui précèdent le château royal de Portici, bâti sur sa surface.	4.18
Pente de la coulée sortie des flancs du Vésuve en 1551 depuis un point situé sur le chemin du Salvatore à environ mille mètres de Resina jusqu'à la mer.	4.21
Pente générale, vers la rivière Onobola, des cheires que traverse la grande route de Palerme à Messine, entre Randazzo et Linguagrossa.	4 à 4.30
Pente de la coulée sortie du Vésuve en 1767, à sa sortie de Fosso-Grande.	4.53
Pente totale de la coulée, sortie du vésuve, en 1794, depuis l'orifice inférieur de la lave jusqu'à la mer, sur une longueur de 4,300 mètres.	5.22
Pente de la coulée du Puy-de-Parion (branche du Nord), depuis la Baraque, jusqu'à Nohament.	5.25
Pente de la coulée de 1669 dans l'étranglement qu'elle a traversé à une demi-lieue, au-dessus de Catane.	5 à 6.00
Pente générale du Piano-del-Lago, près de la Casa Inglese, au pied du cône supérieur de l'Etna (Sur cette pente la coulée, qui a rasé l'emplacement de la Casa-Inglese, forme une cheire extrêmement tourmentée. Cette cheire, et plusieurs autres qui se trouvent au-dessous, ne présentent dans les escarpements des entonnnoirs par effondrement qu'une nappe solide dont l'épaisseur est généralement de moins d'un mètre, dont la section est ondulée et qui est scoriacée dans une grande partie de son épaisseur), environ.	6.00
Pente de la branche méridionale de la coulée sortie du Vésuve en 1834, pendant les premiers 200 m. au-dessus du point où nous l'avons traversée en nous dirigeant vers le Casino du prince d'Ottajano.	6.06
Pente totale de la coulée de Volvic depuis sa sortie à mi-côte du Puy-de-la-Nugère jusqu'à Volvic.	6.10
Pente suivant laquelle la coulée sortie du Vésuve en 1767 est arrivée à la partie supérieure du Fosso-Grande avant de s'y précipiter.	6.11
Pente de la coulée sortie du Vésuve en 1834 dans l'étranglement qu'elle a traversé au-dessus du Casino du prince d'Ottajano, moins de.	6.30

Pente totale de la coulée sortie du Vésuve en 1794, depuis l'orifice supérieur de la lave jusqu'à la mer sur une longueur de 4600m.	6.32	0,1145
Pente de la lave sortie du Puy de-Parion (branche du sud), depuis la Baraque jusqu'à Font-More.	6.41	0,1172 { 0,1051 0,1228
Pente de la coulée occidentale du Vésuve en 1834 sur la troncature du cône avant le point où elle atteint sa déclivité. (Elle y forme une cheire crevasée et assez tourmentée.)	6 à 7.00	7.00
Pente générale des cheires qui couvrent le fond du Val-del-Bove.	7.00	0,1228
Pente de la coulée sortie de l'Etna en 1832 dans la partie où elle est descendue sur la déclivité du Bosco, sous la forme d'un torrent étroit.	8.00	0,1405
Pente suivant laquelle la lave sortie du Vésuve en 1551 commence à descendre vers Portici près de la partie supérieure du Fosso-Grande.	8.00	0,1405
Pente de la coulée sortie du Vésuve en 1551 sur le chemin du Salvatore à 2,000 mètres de Resina.	8.03	0,1414
Pente de la coulée sortie du Vésuve en 1551 sur le chemin du Salvatore à environ 3,000 mètres de Resina.	9.09	0,1611
Pente des laves qui ont coulé à partir du pied du cône du Vésuve sur le terre-plain des Plane où elles ont formé des cheires très-tourmentées.	7 à 10.00	{ 0,1228 0,1763
Pente d'un rameau de la coulée de 1834, qui s'est arrêté au bas de la pente du Vésuve dans le Canale-Del-Inferno en se réduisant en scories incohérentes.	13.00	0,2309
Pente de la coulée sortie du Vésuve en 1794, entre les bouches supérieures et inférieures. (Il n'est resté sur le sol dans cet intervalle qu'un lambeau d'écorce très-étroit et très-tourmenté.)	14.00	0,2493
Pente de la coulée sortie du Vésuve en 1834, dans la partie où elle est descendue comme un torrent au pied de l'extrémité orientale de la Somma.	17 à 18.00	{ 0,3057 0,3249
Pente de la lave sortie du Vésuve en 1769, au point où elle s'est précipitée dans le Fosso-Grande, sur la pente supérieure duquel elle n'a laissé que son écorce frocée et tourmentée.	19.44	0,3587
Pente de la lave qui est descendue dans le Val-del-Bove, à côté du petit cratère dit Boccone-de-Lunegi et qui n'a laissé sur la déclivité qu'une épaisse assise de scories flanquée de deux digues de scories.	24.00	0,4452
Pente du lambeau de sa propre écorce que la coulée de 1833 a laissé sur le bord du cratère de l'Etna.	26.00	0,4877
Pentes des laves qui ont ruisselé sur le cône du Vésuve en 1832 et 1834, et qui n'y ont laissé que des couches de scories incohérentes flanquées de digues de scories.	30 à 35.00	{ 0,5774 0,7002

TABLEAU N° 6.

Valeurs numériques des pentes de divers cours d'eau.

	Dis- tance.	Chute totale.	Chute par mètre.	Chute en degrés, minutes et secondes.
	m.	m.	m.	d. m. s.
Pente de la Seine au pont des Arts, de l'échelle du quai de l'École (au-dessous du Pont-Neuf) à l'échelle du port-Saint-Nicolas (au-dessus du Pont-Royal).	633	0,01	0,000019	4"
Pente du Rhône d'Arles au port de Bouc.	46000	1,79	0,000039	8
Pente de la Seine au-dessous de Saint-Denis, de l'échelle de l'embouchure du canal de Saint-Denis au pont de Bezons.	10495	0,466	0,000044	9
Pente de la Saône entre Châlons et Lyon.	65205	5,449	0,00005	10
Pente de la Seine de l'embouchure de l'Oise à la Roche-Guyon.	176790	15,562	0,000086	17 1/2
Pente de la Seine de l'embouchure de l'Oise au grand pont de pierre de Rouen.	23547	2,211	0,000087	18
Pente de la Seine, de la fin des étroits de Marly à l'embouchure de l'Oise.	218167	20,128	0,000092	19
Pente de la Seine, de l'embouchure du canal de Saint-Denis au grand pont de pierre de Rouen.	244398	23,214	0,000292	19 1/2
Pente de la Seine, du Pont-Royal (Paris) au grand pont de pierre de Rouen.	247743	24,294	0,000095	19 1/2
Pente de la Seine, du pont d'Austerlitz (Paris) au grand pont de pierre de Rouen.	984	0,1	0,000109	21
Pente de la Seine, de l'échelle du pont d'Austerlitz à l'échelle du pont de la Tournelle.	7365	0,73	0,000109	21
Pente de la Seine, de l'échelle du quai de l'École à l'échelle de Neuilly.	813	0,09	0,000112	23
Pente de la Seine, de l'échelle de la barrière de la Cunette à l'échelle du vieux pont de Sévres.	5950	0,67	0,000117	24
Pente du fleuve Saint-Laurent, depuis sa sortie du lac Érié jusqu'aux rapides qui précèdent le saut de Niagara.	37014	4,47	0,000121	25
Pente de la Seine, de l'échelle du Pont-Royal à l'échelle de la barrière de la Cunette.	3656	0,442	0,000121	25

Pente de la Seine de l'échelle de Neuilly à l'échelle de l'embouchure du canal Saint-Denis.	9260	1,124	0,000121	25
Pente de la Seine du pont d'Austerlitz à l'échelle de l'embouchure du canal Saint-Denis.	29576	4,166	0,000141	29
Pente du Rhône de Tarascon à Arles.	15580	2,49	0,000160	33
Pente de la Seine du pont de Bezons à la fin des étroits de Marly.	8335	1,959	0,000238	49
Pente de la Seine de Notre-Dame-de-l'Île (au-dessous de Vernon) au pertuis de Port-Mort.	4189	1,46	0,000349	1.12
Pente de la Seine dans le pertuis de Pose.	3016	1,170	0,000388	1.20
Pente du Rhin à sa sortie du territoire français, près de l'embouchure de la Lauter (C'est la partie de l'Alsace où la pente du Rhin est la plus faible.)	43520	17,79	0,000395	1.21
Pente du Rhône à Avignon (de la digue de Roquemaure à Tarascon.)	820	0,4	0,000309	1.24
Pente de la Seine, des Andelys au pertuis Saint-Jacques.	1203	0,607	0,000490	1.41
Pente de la Seine, de l'échelle du pont de la Tourpelle à l'échelle du quai de l'Horloge.	21420	11,67	0,000504	1.44
Pente du Rhône, de l'embouchure du Lez à Roquemaure.	285075	158,64	0,000545	1.52
Pente moyenne du Rhône, de Lyon à Arles.	75421	35,65	0,000553	1.54
Pente du Rhône, de l'embouchure de la Saône à l'embouchure de la Galouze.	28068	15,85	0,000558	1.55
Pente du Rhône, de l'embouchure de la Galaure à l'embouchure de l'Isère.	222460	143,935	0,000565	1.57
Pente du Rhin, le long du territoire français, entre Bâle et la Lauter. (Cette moyenne est égale à la pente effective du Rhin près de Vieux-Brisac.)	101666	75,19	0,000647	2.13
Pente du Rhône, de l'embouchure de l'Isère à l'embouchure du Lez.	31000	60,0	0,000740	2.30
Pente de la Meurthe de Lunéville à Nancy.	400	0,311	0,000774	2.40
Pente de la Seine entre le pont de Vernon et l'aval de l'île Fouet.			0,000781	2.41
Pente de l'Isère à Grenoble.			0,0009	3.6
Pente du Rhin à son entrée sur le territoire français, au-dessous de Bâle.			0,000964	3.19
Pente du Doubs aux environs de Besançon (c'est à peu près la limite de la pente des rivières navigables).			0,001	3.26
Pente de la Seine dans les rapides du Pont-Neuf, depuis l'échelle du quai de l'Horloge, en face de la rue du Harlay, jusqu'à l'échelle du quai de l'École.	335	0,383	0,001144	3.56
Pente de la Vezouze, de Blamont à la Meurthe.	2091	32,31	0,00137	4.43
Pente du fleuve Saint-Laurent depuis le saut de Niagara jusqu'au lac Ontario.	36000		0,001544	5.18
Pente de la Meurthe, de Raon-l'Étape à Lunéville.	12407	23,0	0,00167	5.44
Pente de la Zinzel d'Ober-Holz au confluent de la Zorn.			0,0019	6.41

Suite du tableau n. 6.

Dis- tance.	Chute totale.	Chute par mètre.	Chute en degrés, minutes et secondes.
m.	m.	m.	dég. m. sec.
14800	31.498	0,002082	7.10
6600	15,0	0,0023	7.54
7000	16,0	0,0023	7.54
5200	16,0	0,0030	10.19
6000	19,0	0,0032	11.00
6500	21,0	0,00323	11.05
10000	34,0	0,00340	11.41
3500	12,0	0,00340	11.41
		0,00378	13.00
7871	30,0	0,003811	13.7
19000	390,0	0,00368	12.30
276000	1266,0	0,004698	16.9
6000	5.8	0,0058	19.56
1500	8.9	0,00594	20.26
15000	100,0	0,0067	23.3
12000	85,2	0,0071	24.25
11500	86,5	0,00752	25.51

Pente de la grande galerie d'écoulement des mines de Clausthal, en Hartz
(*tiefer georg stollen*) 15 pouces pour 100 toises.

Pente de la Durance, depuis le pont de Bompas jusqu'à son embouchure dans
le Rhône

Pente de la Zorn, depuis la limite du département du Bas-Rhin jusqu'à Sa-
verne.

Pente de la Zinzel, depuis Hangweiler jusqu'à Oberhoff.

Pente de la Zorn, depuis Saverne jusqu'au confluent de la Zinzel

Pente de la Zorn, depuis Hoffmühl jusqu'à la limite des départements de la
Meurthe et du Bas-Rhin.

Pente de la Vezouze, depuis la Haute-Seille jusqu'à Blamont.

Pente de la Pleine, depuis Celles jusqu'à son embouchure dans la Meurthe.

Pente de la Zorn, depuis Neumühl jusqu'à Hoffmühl

Pente d'un torrent dans l'intérieur de l'Himalaya, déjà considérable,
quoique peu éloigné de son origine (d'après la grande carte du colonel
Hogson)

Pente de la Sioule depuis Pont-Armurier jusqu'à Pont-Gibaux (Puy-de-
Dôme).

Pente de la Meurthe depuis le confluent de la Fove (au-dessus de Saint-Diey)
jusqu'à Raon-l'Étape

Pente de la Durance, depuis Briancçon jusqu'à son embouchure dans le Rhône.

Pente de la Pleine, depuis Provenchères jusqu'à Saint-Diey

Pente du Rhône immédiatement au-dessus du pont de Sierre en Valais.

Pente de la Bruche, depuis Schirmeck jusqu'à Héliberg

Pente de la Vezouze dans l'intérieur des Vosges depuis sa source jusqu'à la
Haute-Seille

Pente de la Pleine, depuis Luvigny jusqu'à Celles

Pente de l'Isère à sa sortie du terre-plein de la Val-de-Tignes, avant l'entree du défilé qui conduit à Tignes (Tarentaise). (Il route ses eaux rapidement et avec bruit, en bondissant contre tous les obstacles).		0,00829	28.30
Pente de l'Arve à une demi-lieue au-dessus de Saint-Martin (Savoie). (Ses eaux coulent rapidement, mais elles déplacent rarement des galets plus gros que la tête).		0,00844	29.00
Pente de l'Isère sur le terre-plein du village de Tignes avant le défilé qui aboutit à Brévières (Tarentaise). (Ses eaux coulent rapidement en bondissant contre les obstacles).	16000	0,00931 0,0117	32.00 40.13
Pente de la Bruche depuis Bruche jusqu'à Schirmeck	16000	0,0125 0,013023	41.58 44.46
Pente de la Licpvre depuis Sainte-Marie-aux-Mines jusqu'au confluent du Giesen	6945	0,01309 0,014255	45.00 49.00
Pente du Simeto en face d'Aderno (Sicile), environ.		0,01556	53.30
Pente de l'Arve immédiatement au-dessus du confluent du torrent de Saint-Gervais (Savoie) environ.			
Pente de la Sioule depuis Pont-Gibault jusqu'aux Combres (Puy-de-Dôme).			
Pente de l'Isère près du village du Crest, situé au-dessous de celui de la Val-de-Tignes (Tarentaise). (Il coule torrentiellement en bondissant contre tous les obstacles).			
Pente du torrent du Chapui sur le terre-plein du plan Lombard (Tarentaise). (Il se répand presque au hasard dans le fond de la vallée dont il a nivelé la section transversale. Ses eaux y coulent rapidement en faisant beaucoup de bruit et en bondissant contre toutes les pierres. Elles roulent quelquefois des pierres de 0 ^m ,50 de longueur).		0,01571 0,016034	54.00 55.9
Pente du Simeto en face de Bronte (Sicile), environ.		0,016873	58.0
Pente moyenne de la dranse de Bagnes depuis le pied des glaciers de Getroz jusqu'à son confluent avec le Rhône.		0,016894	58.4
Pente de la Sioule, depuis Pont-Gibault, jusqu'aux mines de Barbecot (Puy-de-Dôme).	4321		
Pente de la Möhl au pont au-dessous de Dollach (Carinthie). (Elle coule avec bruit en bondissant sur les pierres), environ.		0,017455 0,019208	1 ^o .00.00 1.06.01
Pente de l'Onobola, depuis Randazzo jusqu'à la mer (Sicile), environ.			
Pente du fleuve Saint-Laurent dans les rapides qui précèdent le saut de Niagara	805	0,019304	1.06.21
Pente qui se donne aux galeries dans lesquelles on place les tuyaux pour la			

Suite du tableau n. 6.

Chute en degrés, minutes et secondes.	Chute par mètre.	Chute totale.	Distance.	conduite de l'eau salée dans les mines de Hallein (Salzburg) et de Hallstadt (haute Autriche) $\frac{1}{2}$
degr. m. sec.	m.	m.	m.	
1.85.53	0,025			Pente de l'Arve immédiatement au-dessous du village d'Argentière (vallée de Chamouny). Elle roule beaucoup de blocs de 0 ^m ,60 de diamètre
1.29.00	0,025895	12,9	500	Pente moyenne, du torrent de Remè entre Balmaveran et Pelon dans le haut de la vallée de Remè (Val-d'Aoste). (Dans la partie supérieure de l'espace mesuré le torrent roule de pierre en pierre comme une cataracte.)
1.31.36	0,026623	26,6	1000	Pente de la partie régulière du lit de l'Arveiron, au-dessous des ponts sur lesquels on le traverse près de l'extrémité du glacier des bois (vallée de Chamouny). Il roule souvent des blocs de plus de 0 ^m ,50 de longueur
1.35.00	0,027630			Pente de l'isère au-dessous de l'église du Chatelard entre Saint-Maurice et Sainte-Foy (Tarentaise). (Il roule ses eaux en bondissant sur toutes les pierres avec un bruit considérable), environ.
1.40.00	0,029097			Pente du torrent de Framont dans les 6000 mètres qui précèdent son confluent avec la Bruche.
2.16.00	0,039727	236,0	6000	Pente de l'Arve dans le défilé formé par le barrage de débris entre la Tour et Argentière dans la vallée de Chamouny. (Elle saute en écumant sur tous les blocs qu'elle rencontre.)
3.33.24	0,06204			Pente du torrent qui sort du glacier du Tour, immédiatement au-dessus du pont sur lequel on le traverse en allant de Chamouny au col de Balme (Savoie). (Il bondit de bloc en bloc sans présenter de nappe continue en aucun point.)
5.14.00	0,091594			Pente générale du chemin et du torrent en descendant du Chapin aux bains de Bonaval (Tarentaise). Sur cette pente le torrent se réduit réellement à une suite de petites cascades.
	0,105105			
	0,122884			

MÉMOIRE*Sur les terrains volcaniques des environs de Naples.*

Par M. DUFRENOY, Ingénieur en chef des mines.

Le désir d'étudier les phénomènes qui président à la formation des terrains volcaniques, m'a conduit à visiter les environs de Naples. L'activité sans cesse renaissante du Vésuve fournit l'occasion trop rare d'assister aux épanchements des roches ignées, et de suivre les lois que la nature s'est imposées dans son désordre apparent. Depuis longtemps je connaissais les montagnes trachytiques du centre de la France, et je voulais saisir les différences qui caractérisent leurs cratères, formés par soulèvement, des cratères d'éruption qui sont particuliers aux volcans modernes. L'un et l'autre de ces terrains se présentent sous forme de montagnes coniques; mais lorsqu'on les examine avec soin, on remarque bientôt que si les formes extérieures de ces montagnes ont de l'analogie, leur structure présente souvent des différences essentielles qui font supposer qu'elles ne doivent pas leur élévation à la même cause; c'est cette étude qui a conduit M. Léopold

de Buch à adopter son ingénieuse théorie des cratères de soulèvement, dont le principe, d'abord contesté, est maintenant généralement adopté. Il est vrai que les géologues ne sont pas complètement d'accord sur l'application de cette théorie, car quelques-uns, tout en reconnaissant qu'il est naturel que des soulèvements coniques se soient manifestés à différentes époques, ne croient pas que cette disposition existe dans les terrains volcaniques. M. de Beaumont et moi nous avons démontré que les différentes montagnes trachytiques de la France doivent leur forme conique à cet ordre de phénomène. Sans doute nous n'avons pas été assez heureux, pour convertir à notre opinion tous les adversaires que la théorie de M. de Buch a rencontrés; mais nous pouvons affirmer avec assurance que la plupart des géologues qui ont visité le Cantal et le Mont-Dore, depuis la publication de notre travail sur ces deux groupes de montagnes, ont été frappés comme nous de l'uniformité des nappes de trachyte et de basalte sur toute leur circonférence, ainsi que de la régularité de pente de ces mêmes nappes. Cette régularité ne se représente pas dans les coulées de laves des volcans à cratères de l'Auvergne, elle est seulement le caractère distinctif des cratères de soulèvement, qui sont le résultat de l'élévation circulaire de terrains préexistants, quels que soient leur nature et

leur âge ; mais si j'étais convaincu que la forme des montagnes trachytiques est due à une cause postérieure à celle qui a accompagné l'épanchement de ces roches ignées ; j'étais au contraire persuadé que les cônes des volcans brûlants de l'Étna et du Vésuve devaient leur forme à l'accumulation constante de la lave, qui s'épanche sur leur surface à chaque éruption. J'ai donc parcouru le Vésuve, sans avoir l'esprit préoccupé d'idées systématiques, qui souvent réagissent, sans qu'on s'en aperçoive, sur les observations même les plus consciencieuses. Je fais cette réflexion, parce qu'il se pourrait que les personnes qui ne partageront pas mon opinion m'accusassent de n'avoir vu que les faits qui sont d'accord avec les idées que M. de Beaumont et moi nous avons émises sur la formation du Cantal et du Mont-Dore.

A peine eus-je foulé le sol du Vésuve, qu'il me parut évident que l'accumulation des laves ne pouvait avoir joué qu'un bien faible rôle sur la formation du cône qui en occupe le centre. En effet, l'inclinaison de 32° , que présente sa surface extérieure depuis son sommet jusqu'à peu de distance de sa base, ne permet qu'à une très-faible quantité de matière de s'y attacher. Les coulées les plus larges forment des bandes étroites qui occupent au plus la 80° partie de la circonférence du cône, et leur épaisseur atteint rarement deux mètres,

si ce n'est au pied de l'escarpement, où la lave, s'étendant sur une surface presque horizontale, acquiert une certaine puissance et prend alors une texture plus homogène. En supposant qu'il y ait trois éruptions par an, ce qui est un maximum, il faudrait un grand nombre de siècles (plus de 300) pour que le cône du Vésuve eût atteint sa hauteur actuelle (1,198 m.), et cette hauteur aurait bien peu changé depuis les temps historiques. La description du Vésuve par Strabon ne fait pas mention du cône actuel qui en occupe le centre, et d'après les phénomènes que l'on y observe, il est probable que la formation de ce cône remonte seulement à la catastrophe qui a enseveli les villes d'Herculanum et de Pompeï; plusieurs circonstances me conduisent en outre à supposer que depuis une époque assez moderne, celle de l'insurrection de Mazaniello (1), la hauteur du Vésuve s'est aug-

(1) Il existe, dans le musée de Naples, deux tableaux, l'un représentant l'insurrection de Mazaniello, et l'autre une scène historique de cette époque, dans lesquels le cône du Vésuve est moins élevé que la crête de la Somma. Dans tous les dessins actuels du Vésuve on voit, au contraire, que le sommet du cratère domine assez fortement l'escarpement qui l'entoure; la hauteur du Vésuve surpassant de 71 mètres les cimes les plus élevées de la Somma. Il est extrêmement probable que les deux tableaux dont je parle sont une copie exacte de la nature, et qu'en 1647. le Vé-

mentée dans une proportion qui surpasse de beaucoup celle qui résulterait de l'addition successive des laves qui doivent s'être épanchées depuis l'événement que nous venons de citer : du reste, il n'est pas besoin de ces spéculations de l'esprit pour se convaincre qu'une cause bien plus puissante que la superposition des coulées de lave a participé à donner au Vésuve sa forme imposante et majestueuse. Les phénomènes qui accompagnent presque chaque éruption nous prouvent, en effet, que plusieurs des petits cratères, par lesquels la lave s'est fait jour, sont le produit d'un véritable soulèvement. Les gaz qui se sont échappés au commencement de ces éruptions ont occasionné d'abord une espèce d'ampoule en soulevant les coulées antérieures ; cette ampoule s'est ensuite affaissée, puis s'est crevée à son sommet, et la lave s'est déversée presque toujours par un seul côté. Le cône présente alors une gouttière naturelle par laquelle

suve était loin d'avoir sa hauteur actuelle ; on peut ajouter que la pointe du Palo, qui doit s'être formée depuis l'époque de Mazaniello, est composée de nappes de laves inclinées, qui, si elles n'ont pas été soulevées, devraient avoir coulé de la cime d'un cône beaucoup plus élevé que le sommet actuel du Vésuve. Cela supposerait, dans la hauteur du cône du Vésuve comparé au repère fixe de la Somma, des variations considérables et rapides dont l'histoire ne fait pas mention.

sort toute la masse en fusion. Les parois de ces petits cônes ont donc été formées aux dépens de coulées plus anciennes. Il existe, il est vrai, une identité complète entre la roche qui constitue les petits cônes, et celle qui s'est écoulée par leur bouche, néanmoins le phénomène est le même que lorsque des nappes trachytiques, ou même des couches calcaires ont été élevées circulairement par l'apparition au jour de phonolites ou de porphyres. Cette formation de petits cônes par exhaussement paraît avoir également présidé à l'élévation du cône principal. Cette cause, peu apparente pour les personnes qui n'ont fait qu'une simple excursion sur le cratère, est mise dans tout son jour dans les escarpements de la Somma, qui l'entourent circulairement. Cette enceinte de montagnes, regardée par beaucoup de géologues comme l'ancien cratère du Vésuve, est la suite d'un soulèvement assez ancien, ainsi que M. de Buch l'a démontré depuis longtemps. Plusieurs révolutions importantes paraissent avoir eu lieu depuis l'époque où les laves porphyriques qui composent la Somma se sont épanchées en nappes horizontales.

Le ravin, connu sous le nom de Fosso-Grande, si célèbre par les nombreux minéraux que l'on y recueille, est un des points où la constitution du Vésuve est le plus clairement dévoilée.

Ces modifications aux opinions généralement admises sur la constitution géologique du Vésuve, m'ont engagé à réunir dans ce mémoire les différentes observations que j'ai faites sur les terrains volcaniques des environs de Naples, quoique ce pays ait déjà été le sujet de plusieurs mémoires très-intéressants. Je terminerai cette notice par quelques détails sur les circonstances que doit avoir présentées l'éruption qui a enseveli les villes d'Herculanum et de Pompeï, circonstances qui jusqu'ici n'ont pas été mentionnées, et qui me paraissent cependant avoir joué un rôle important dans cette mémorable catastrophe.

Dispositions générales des formations dans les environs de Naples.

La baie de Naples est défendue sur ses côtés par les escarpements à pic du cap Misène et de Sorrente; mais le sol même de la ville est peu accidenté. Il se rattache du côté de Capoue à une vaste plaine que la nature s'est pluë à enrichir de ses plus belles productions. La constitution géologique de cette plaine, qui sépare en deux groupes distincts les montagnes qui dominent le golfe de Naples, nous fournit le moyen d'apprécier la manière dont elles se sont formées.

Distribution
des formations
volcaniques
près de Naples.

La pointe de Sorrente, dont l'île de Caprée est le prolongement, est formée d'une chaîne de calcaire jurassique et crayeux, dont la direction E. 20° N., O. 20° S., nous annonce qu'elle est contemporaine des redressements qui ont affecté les terrains tertiaires de la Provence et de la Catalogne. C'est au pied de cette chaîne et au milieu de la plaine de Naples que s'élève le Vésuve.

Le côté Nord de la baie est bordé par une série de collines (*Pl. 6, fig. 1*), toutes formées du même terrain que la campagne de Naples; leur élévation est due en partie à la présence des trachytes qui apparaissent de distance en distance dans les champs phlégréens: ces trachytes constituent une bande qui se prolonge depuis la Solfatare jusqu'à l'île d'Ischia, et quoiqu'ils se montrent au jour seulement dans quelques points, partout leur influence s'est fait sentir. Les contournements prononcés des couches de tuf ponceux de la pointe de Nisita, du cap Misène et de l'île de Procida, nous décèlent sa présence. Le groupe de collines qui constituent les champs phlégréens s'élève au milieu de la plaine; il est, ainsi que le Vésuve, isolé de toutes parts. Ce côté de la baie de Naples a été également en proie aux feux volcaniques modernes, le Monte-Nuovo, placé entre Pouzzol et le cap Misène, et dont l'exhaussement eut lieu en 1538, présente aussi une coulée de laves. L'île d'Ischia, ravagée

à plusieurs reprises par des éruptions violentes longtemps avant l'érection du Vésuve, en a éprouvé une dernière en 1301 ; il s'est écoulé du flanc du mont Epoméo, qui forme le centre de cette île, une coulée de laves qui a parcouru une distance d'environ deux milles avant d'arriver à la mer.

Il résulte de cet exposé de la disposition des terrains volcaniques dans les environs de Naples que, pour connaître leur relation, il est nécessaire d'examiner successivement le terrain qui forme la campagne de Naples, les collines trachytiques des champs phlégréens et le groupe du Vésuve composé de la Somma et du Vésuve proprement dit. Ces deux montagnes, étant distinctes par la nature de leurs roches et les phénomènes dont elles sont le résultat, seront décrites chacune dans des chapitres séparés.

Cet ordre de description qui est en rapport avec l'âge géologique des terrains des environs de Naples, aura en outre l'avantage de rendre plus facile à saisir la formation de chacun d'eux.

1^o NATURE GÉOLOGIQUE DU TERRAIN DE LA CAMPAGNE DE NAPLES.

Le sol de la ville de Naples est composé d'un tuf ponceux, régulièrement stratifié, alternant avec des couches marneuses. On peut étudier la

nature de ce tuf dans Naples même ; où il ressort dans plusieurs points ; mais il est plus développé dans la colline du Pausilippe, célèbre par la grotte ou galerie qui la traverse et va rejoindre la route de Pouzzol. Ce terrain présente partout une grande uniformité de composition ; ce fait est très-important à bien constater, parce que c'est de la présence du tuf et de l'inclinaison de ses couches que découle la preuve la plus évidente de la formation des champs phlégréens et du soulèvement de la Somma.

Nature du
tuf du
Pausilippe.

Le tuf du Pausilippe est composé presque uniquement de débris de trachyte à plusieurs états. On y distingue des fragments de différentes grosseurs, réunis par une pâte qui les cimente ; cette pâte est de même nature que les fragments, elle est composée, comme la plupart des argiles, des parties les plus fines qui ont été longtemps suspendues dans l'eau, et qui prennent de l'homogénéité par suite du degré de ténuité de chacune d'elles. Elle fond avec facilité en un émail blanc analogue à celui que donnent les substances classées généralement sous le nom de feldspath. Cette pâte est ordinairement peu abondante, et les fragments paraissent soudés entre eux ; cependant, quelques couches en sont presque uniquement composées, elles ressemblent alors aux couches d'argile, si fréquentes dans les terrains tertiaires.

La plupart des fragments qui entrent dans la composition de ce tuf sont de pierre ponce ; quand ces fragments ont une certaine grosseur, la ponce a quelque solidité et pourrait être employée dans les arts. On voit des fragments de cette nature en montant au couvent des Camaldoli ; ils sont surtout très-abondants dans le tuf d'Ischia, à peu de distance de Santo-Montano. Au premier abord, j'ai cru que ces ponces appartenaient à une déjection ignée, mais elles sont disséminées dans la masse du tuf, composé dans cette localité d'éléments très-gros. Outre la ponce qui forme la base et constitue presque à elle seule cette roche, on y trouve des galets assez nombreux de trachyte, quelques galets de roches anciennes et de calcaire gris ; ces derniers, en général peu fréquents, existent avec abondance à l'île d'Ischia, dans la descente de Fontana vers le Monte-Imperatore : leur nombre était si grand, que nous avons cru quelques instants que le terrain calcaire de la pointe de Sorrente se montrait dans cet endroit, mais nous avons ensuite observé ces fragments disséminés dans la masse même du tuf.

Galets calcaires
dans le tuf.

Le trachyte disséminé en galets dans le tuf est généralement de couleur foncée ; il contient des cristaux très-éclatants de feldspath vitreux rarement maclés ; on trouve également des fragments de trachyte dans les escarpements du

Pausilippe; mais ils sont surtout très-abondants dans le tuf d'Astroni; leur pâte, en partie vitreuse, est très-fragile.

Le tuf présente fréquemment des cavités plus ou moins grandes, de six pouces à deux pieds de hauteur, presque toujours allongées dans le sens vertical, à la manière des tuyaux de cheminées. Ces cavités sont nombreuses dans le tuf de Naples même, et dans celui qui forme les escarpements de la grande route de Nisita; leur parallélisme porte naturellement à penser qu'elles ont été formées par des dégagements abondants de gaz qui traversaient la masse encore peu solidifiée.

Stratification
régulière du
tuf ponceux.

Le tuf ponceux forme des couches régulières sur une grande longueur. La variété de couleur de ses couches, la différence de grosseur et de nature des fragments qui le composent donnent la facilité de distinguer, même de loin, la stratification régulière de ce terrain. Souvent la séparation des strates s'observe distinctement, les plans des couches, quoiqu'un peu ondulés, étant presque horizontaux, tandis que les strates sont fortement inclinées (*fig. 2, Pl. 6*). Ces différentes circonstances sont très-marquées dans la descente de la grande route qui longe le Pausilippe et conduit à Nisita. Le tuf y forme deux assises distinctes, reposant l'une sur l'autre à stratification discontinue; la surface de l'assise inférieure avait été dégradée avant le dépôt

de la supérieure. Cette disposition pourrait peut-être faire croire qu'une partie du tuf a été remaniée à une époque récente, mais il est intercallé régulièrement dans les autres couches, et a par suite la même origine.

Dans cette partie de la côte de Pausilippe, les couches inférieures contiennent des fragments solides et nombreux, la plupart de trachyte vitreux foncé : parmi ces fragments nous en avons trouvé plusieurs composés d'albite et d'amphibole à texture granitoïde.

Sous le rapport des caractères extérieurs, le tuf de cette localité présente deux variétés très-distinctes. L'une est composée presque entièrement de fragments de ponce, dans lesquels le tissu fibreux est marqué; l'autre, à grains extrêmement fins, possède un tissu presque aussi compacte que les argiles; elle contient une assez grande quantité de petits points noirs, qui sont des fragments de trachyte; ces deux variétés de tuf alternent un assez grand nombre de fois par couches de six pouces à un pied de puissance.

La régularité de la stratification du tuf des environs de Naples conduit naturellement à le classer parmi les terrains de sédiment déposés à la manière des terrains tertiaires; la seule différence qu'il présente avec ces terrains, c'est qu'il est formé aux dépens des épanchements trachytiques.

Coquilles
fossiles dans le
tuf ponceux.

Les inductions que nous fournit la stratification du tuf sur son origine, se changent en certitude par la présence des corps organisés qu'il renferme. Je n'en ai pas trouvé personnellement ; mais j'ai vu dans la collection de M. le chevalier Monticelli, à Naples, des huîtres, des cardium et des peignes, provenant du tuf exploité dans les carrières ouvertes dans la colline du Pausilippe. M. Pilla a également recueilli une grande huître et un gros pétuncle lisse au château St-Elme, qui domine la ville de Naples. Les huîtres et les cardium sont analogues à des espèces vivantes ; quant aux peignes, ils m'ont paru plus anciens, et pourraient bien n'être que des galets provenant des montagnes calcaires des environs de Naples.

M. Poulett-Scrope (1) indique dans ce tuf des huîtres, des cardium, des buccins et des patelles, dont des analogues vivent actuellement dans la Méditerranée. J'aurai occasion de montrer bientôt qu'on retrouve ces fossiles dans plusieurs autres points, et notamment dans le tuf de l'île d'Ischia.

M. Monticelli possède en outre des fragments de bois encastés dans le tuf, à la manière des galets ; la couleur de ces fragments est un gris jaunâtre clair, ils ont perdu leur consistance et

(1) *Geological Transactions*, vol. II, 3^e partie, p. 351, seconde édition.

s'écrasent facilement entre les doigts, à la manière des bois pourris.

Une circonstance que je n'ai pas encore mentionnée, c'est que dans quelques couches de tuf, principalement dans les couches argileuses, on trouve des nodules arrondis et concentriques plus durs que la masse; ces nodules ont de l'analogie avec ces espèces d'oolites grossières, si fréquentes dans les terrains tertiaires du midi de la France. Cette disposition est ordinairement le résultat de concrétions, et semblerait indiquer que les eaux qui déposaient mécaniquement le tuf tenaient en outre en dissolution des substances capables d'agglutiner les parties ténues qui étaient en suspension. J'ai trouvé cette variété de tuf aux Camaldoli, à la Solfatare, à Ischia, et même sur les pentes de la Somma. J'appuie sur cette circonstance, en apparence peu importante, parce qu'elle établit de l'identité entre les tufs de ces différentes localités, et qu'elle nous montre d'une manière incontestable que tous les tufs des environs de Naples ont été formés dans les mêmes circonstances, quelle que soit la hauteur à laquelle ils sont maintenant placés.

Nodules
concrétionnés
dans le tuf.

Le tuf qui forme les pentes de la Somma est exactement le même, il présente seulement des circonstances particulières que je ferai connaître lorsque je décrirai ce vaste rempart du Vésuve.

Le tuf du Pausilippe, en couches presque horizontales près de la mer, se relève par une pente insensible vers la montagne des Camaldoli; souvent la stratification de cette roche a éprouvé des dérangements assez marqués. Aux Camaldoli, la pente des couches qui regardent le sud est de 12° . A Astroni, les couches plongent de 13° à 14° vers l'extérieur du cirque; mais c'est surtout à l'île de Nisita, au Cap Misène (*Pl. 6, fig. 5*) et à l'île de Procida que ce terrain a éprouvé de grandes dislocations; les couches y sont aussi fortement contournées que celles des terrains de transition, on les voit dans un espace de quelques toises plonger à plusieurs reprises dans des sens inverses.

Variétés
de tuf ponceux
de l'île
d'Ischia.

Pour donner une idée plus complète de la nature et de la disposition du tuf ponceux, j'ajouterai, aux détails que je viens de donner sur le sol de la campagne de Naples, quelques mots sur le tuf de l'île d'Ischia, où cette roche se montre sur une grande épaisseur, et avec quelques variations de texture. Le mont Epoméo, qui occupe le centre de cette île, et dont la hauteur est environ de 2.605 pieds (1), en est presque uniquement composé; ses couches sont inclinées de 14° à 15° ; les ravins qui descendent de cette montagne coupent les différentes couches du tuf, et nous montrent la grande

(1) Mesuré géométriquement par Visconti.

uniformité de cette formation; le tuf y est en général à grains assez fins, et dans beaucoup de localités il présente les caractères extérieurs de l'argile. La succession des couches de tuf variant d'un point à un autre, je me contenterai de décrire minéralogiquement ses principales variétés; mais je dois faire observer que des couches contenant des fragments de ponce, ayant encore un tissu fibreux bien prononcé, alternent à plusieurs reprises avec des couches argiliformes; on voit cette alternance répétée un assez grand nombre de fois dans le sentier qui conduit de Fontana à l'ermitage placé sur le point culminant du mont Epoméo; il résulte de cette alternance, que toutes les couches sont contemporaines et formées dans les mêmes circonstances, seulement quelques-unes paraissent avoir éprouvé certaines modifications par l'action des trachytes qui les ont traversées dans différents sens, et s'y sont quelquefois infiltrés.

J'ai déjà annoncé que, sur la route d'Ischia à Lacco, on trouve un tuf contenant de nombreux fragments de pierre ponce solide; on le voit dans beaucoup d'autres points de l'île, et notamment près du village de Santo-Montano. Cette variété, toujours peu aggrégée et ayant une apparence moderne, est loin d'y être abondante; il en existe plusieurs autres que nous allons faire connaître.

(a) La plus ordinaire est à grains fins, elle

présente un assez grand nombre de cavités dans lesquelles on reconnaît facilement des parties fibreuses s'écrasant entre les doigts. Ce sont des fragments de ponce altérée, ne conservant plus aucune solidité; la couleur de ce tuf est d'un blanc grisâtre, les parties fibreuses sont souvent un peu jaunâtres : la pâte et les fragments ponceux, dont le tissu est visible, fondent également au chakumeau en un émail transparent, après avoir éprouvé un boursofflement; cette identité de caractères chimiques, entre deux parties en apparence différentes de la même roche, confirme l'opinion que le tuf est entièrement formé de débris de ponces, dans un état de ténuité différent, et peut-être aussi diversement altérés par les acides; il contient quelques lamelles de mica noir, des grains de feldspath lamelleux, et des petits cristaux de fer oxidulé, disséminés dans la pâte même du tuf. Ces différentes substances proviennent toutes de la destruction de roches trachytiques aux dépens desquelles le tuf est formé; souvent même cette roche renferme une assez grande quantité de petits fragments de trachyte, que leur couleur foncée pourrait faire prendre pour du quartz noir. La pente ouest du mont Epoméo, depuis Foria jusqu'au plateau placé au pied de son dernier escarpement, est composée de cette roche; le tuf de l'ermitage est plus grossier et les frag-

ments de ponce qu'il contient, sans être aussi solides que près de Santo-Montano, sont néanmoins très-visibles; il ressemble alors complètement au tuf du Pausilippe, il est, comme cette roche, d'un gris verdâtre clair; outre les petits fragments de trachyte que nous avons signalés au milieu du tuf, on y trouve fréquemment des blocs assez considérables, lesquels, ayant préservé de l'action atmosphérique les parties qu'ils recouvrent, forment des espèces de chapiteaux.

(b) Quelquefois le tuf est à grains fins, on n'y voit plus alors aucune trace de ponce et il est complètement homogène: par sa couleur et sa consistance il ressemble entièrement à de la craie, il tache les doigts comme cette roche, mais il ne fait aucune effervescence; c'est principalement dans cette variété de tuf que l'on a trouvé des coquilles près de Fontana. Lorsque la dureté du tuf augmente, il prend alors une texture beaucoup plus serrée; sa cassure, quoique terreuse, devient unie et légèrement conchoïde, à la manière du calcaire d'eau douce, souvent même il présente des petites cavités, comme cela est assez habituel dans ce calcaire. Parmi ces roches compactes on en trouve à peu de distance de la Sentinella, qui possèdent une assez grande dureté et se cassent en fragments aigus. Quoique ce tuf soit d'un grain très-homogène, cependant on y remarque des

parties d'un gris plus foncé qui donnent à la roche une apparence de brèche.

(c) Le tuf ponceux devient assez fréquemment feuilleté, il contient alors quelques paillettes de mica, disséminées principalement à la séparation des feuilletés. Cette circonstance donne à cette roche de la ressemblance avec certains grès.

(d) Une autre variété, qui forme plusieurs couches entre Casamicciola et Lacco, et qui se retrouve avec quelque abondance sur la pente sud du mont Epoméo, entre Fontana et Serrara, est composée de nodules grossiers, terreux, blanc grisâtre, agglutinés par un ciment de même nature; les nodules ont une dureté supérieure à celle de la pâte qui les réunit et à la plupart des autres variétés de tuf, cependant on n'y découvre aucun indice d'état cristallin; cette roche a l'apparence d'une pisolite grossière, elle est analogue à certaines concrétions qui se font dans les eaux incrustantes. Les nodules varient de grosseur, ordinairement ils sont gros comme des pois. Cette variété contient quelquefois des fragments de ponce jaunâtre et altérée.

(e) Enfin, nous avons trouvé, au pied de l'escarpement supérieur du mont Epoméo, une roche entièrement analogue à la brèche alunifère du Mont-Dore; sa pâte est d'un gris-clair; les cavités nombreuses qu'elle présente sont tapissées de pe-

tites parties de soufre et de cristaux imparfaits, blanchâtres, analogues aux cristaux d'alunite. Cette roche contient en outre des parties compactes blanches, qui sont de la pierre d'alun et des cristaux de feldspath.

Cette pierre alunifère m'a paru former une couche comme les différentes variétés de tuf, cependant son gisement n'est pas certain; il se pourrait qu'elle constituât seulement un filon en rapport avec le trachyte qui sort dans différents points de la montagne.

Le tuf est, dans quelques circonstances, traversé par des veinules de calcédoine grossière, dont on ne reconnaît la structure concrétionnée qu'au moyen d'une forte loupe.

Les différentes variétés de tuf alternent ensemble à plusieurs reprises; elles forment des couches minces et bien réglées, sur de grandes longueurs; elles présentent en outre constamment des passages des unes dans les autres. L'on voit sur la pente sud de l'Epoméo, si remarquable par les ravins profonds et nombreux qui la sillonnent, les tufs les plus grossiers, qui paraissent au premier abord avoir été remaniés très-récemment, devenir à grains plus fins et passer à des tufs tout à fait sédimentaires; Alternance réitérée des différentes variétés de tuf. du reste, toutes ces variétés renferment des fragments nombreux de pierre ponce, et on les trouve répandues indistinctement dans les couches blan-

ches à grains fins et dans celles dont la structure est oolitique ; enfin, toutes ces roches sont fusibles en un émail blanc, transparent et bulleux ; leur composition est donc analogue, et fournit une preuve de plus de leur identité, malgré quelques différences dans leurs caractères minéralogiques. Les tufs contiennent tous indistinctement une certaine quantité de fer oxidulé répandu dans la masse, en particules fines et invisibles ; on trouve ce minéral en assez grande abondance dans les ravins qui descendent du mont Epoméo, surtout après une pluie un peu forte ; le fer oxidulé étant lourd se dépose dans les différentes anfractuosités de ces ravins, sous l'état de sable très-fin, tandis que les parties terreuses sont entraînées plus loin par les eaux qui les tiennent en suspension.

Le tuf de Sorrente, qui est, comme celui de Naples, composé de pierre ponce à des états de trituration différents, et qui seulement est fortement coloré par de l'oxide de fer, ce qui n'influe du reste en rien sur sa nature, offre en outre une circonstance importante, c'est que les couches ponceuses alternent à plusieurs reprises avec des couches de galets calcaires. J'ai déjà mentionné les galets calcaires dans le tuf de l'île d'Ischia, mais non pas en couches réglées.

Couches de
galets calcaires
dans le tuf
ponceux.

La présence de couches de galets au milieu

des couches ponceuses, vient confirmer l'opinion que le tuf des environs de Naples est une roche de sédiment, comparable aux terrains tertiaires, opinion appuyée sur la stratification régulière de ce tuf et sur l'existence des fossiles que je vais énumérer. La similitude de composition des différentes variétés de tuf, leur identité dans la manière de fondre au chalumeau, font penser qu'ils sont formés des mêmes éléments, et que leur différence minéralogique tient seulement à l'état de ténuité ou d'altération de leurs parties constituantes, et à des circonstances particulières qui ont accompagné leur dépôt.

Le tuf de l'île d'Ischia contient des fossiles comme celui du Pausilippe; M. Lyell, dans son *Traité de géologie* (1), annonce en avoir recueilli dans plusieurs points de cette île : 1° à peu de distance de l'escarpement supérieur du mont Epoméo, environ à 610 mètres au-dessus de la mer; 2° à 30 mètres plus bas environ et sur la pente ouest de cette montagne; 3° près de la tour de Moropano; enfin, il en a trouvé dans plusieurs points du rivage près Casamicciola; ces fossiles étaient tous disséminés dans des couches régulièrement stratifiées de tuf et de l'argile qui alterne avec cette roche. Ces coquilles sont analogues à

(1) *Principles of geology*, vol. III, p. 126.

Fossiles dans
le tuf
d'Ischia.

des espèces qui vivent encore dans la Méditerranée; la seule différence, qu'elles présentent avec ces dernières, consiste dans leurs dimensions, généralement plus grandes; cette circonstance résulte probablement de l'état du globe au moment où elles ont été enfouies dans les couches de tuf. Ces fossiles, qui se rapportent à 32 espèces différentes, d'après la détermination qu'en a faite M. Deshayes, avaient déjà été recueillis dans les argiles de l'Astésan, ainsi que dans les terrains tertiaires de la Sicile. Je vais transcrire les noms de ces différents fossiles, d'après la liste donnée par M. Lyell.

Liste des fossiles recueillis par M. LYELL dans le tuf ponceux d'Ischia, et déterminés par M. DESHAYES.

<i>Solen coarctatus.</i>	Brochi.	<i>Melania Cambessadesi.</i>	Pay.
<i>Lucina lupinus.</i>	Bro.	<i>Natica Guillemini.</i>	Pay.
<i>Venus radiata</i>	Bro.	— <i>Valenciennesi</i> ?	Pay.
— <i>verrucosa.</i>		<i>Trochus magnus.</i>	
<i>Cardium sulcatum.</i>		— <i>conuloides.</i>	
— <i>edule.</i>		— <i>crenulatus.</i>	
<i>Pectunculus violascens.</i>		<i>Trochus</i> , espèces nouvelles.	
— <i>pilosus.</i>		<i>Cerithium Latreillii.</i>	Pay.
<i>Arca</i> , espèces nouvelles.		— <i>vulgatum.</i>	
— <i>Quoyi</i> ?	Payraudeau.	— <i>doliolum.</i>	Pay.
<i>Nucula margaritacea.</i>		— espèces nouvelles.	
<i>Pecten varius.</i>		<i>Turitella terebra.</i>	
— <i>Jacobæus.</i>		— <i>duplicata.</i>	
— <i>Dumasii.</i>	Pay.	<i>Rostellaria pes pelicani.</i>	
— <i>opercularis.</i>		<i>Buccinum prismaticum.</i>	Bro.
<i>Dentalium novem costatum.</i>		<i>Cypræa lucida.</i>	

Nous avons vu en outre, dans la collection de M. Pilla à Naples, des pétoncles (*P. pilosus*),

des nucléolites, et des turitelles (*T. terebra?*), qu'il avait recueillis dans le vallon de Mezza-Via, un peu au-dessous de Lacco, dans une couche de tuf contenant des fragments de ponce, dont le tissu fibreux est bien caractérisé; M. Pilla possède en outre des cérites qu'il a trouvées à la Marina-del-Castiglione, dans une couche de lapilli et de cendres.

Il existe également à l'île d'Ischia des fossiles dans l'argile bleue subapennine, qui se montre en quelques points, notamment près de Casamicciola, où elle est exploitée pour poteries; il ne faut pas les confondre avec les coquilles qu'on trouve au milieu du tuf ponceux; ces deux terrains, quoique appartenant l'un et l'autre à la partie supérieure des terrains tertiaires, paraissent cependant d'un âge différent, ainsi que nous l'indiquerons dans quelques lignes.

Depuis la lecture que j'ai faite de ce mémoire à l'académie en novembre 1835, M. L. Pilla a recueilli des coquilles fossiles dans le tuf ponceux de la Somma : cette découverte fournit une preuve de plus de ce fait, que ce tuf, considéré en lui-même et indépendamment de la position qu'il occupe, est identique avec celui des Champs-Phlégréens. M. Pilla les a trouvées « dans un tuf argileux et une espèce de trass mis à nu dans une des échancrures du *Fosso-Grande*. Ces

coquilles sont le *Turitella terebra*, *Cardium ciliare*, *Corbula gibba*, et un oursin non entier. Ces espèces se rapportent comme celles d'Ischia aux terrains subapennins (1). »

Ossements
fossiles dans
le tuf ponceux.

Outre les coquilles, le tuf ponceux contient, dans certains points, des débris de grands animaux. M. Bertrand-Geslin a découvert une grande quantité d'ossements dans le tuf même des environs de Naples, sur la côte de Sorrente; ces ossements lui ont paru en tout semblables à ceux qui existent en si grande abondance dans les terrains subapennins. On sait en outre qu'il existe dans le tuf de Rome, qui correspond à peu près à celui de Naples, des ossements de baleines, d'éléphants et d'hyppopotames.

Age du tuf
ponceux.

Il reste maintenant une question intéressante à étudier, c'est l'âge géologique de ce tuf; je ne possède pas de preuves positives pour faire cette détermination avec exactitude; mais différentes considérations me font présumer qu'il est contemporain ou peu postérieur aux terrains tertiaires supérieurs. La présence d'un grand nombre de coquilles identiques avec celles qui vivent actuellement dans la Méditerranée, ne permet pas de

(1) Ce passage est extrait d'une lettre écrite par M. Pilla à M. Elie de Beaumont, et communiquée à l'académie des sciences dans sa séance du 3 avril.

le considérer comme plus ancien que les terrains subapennins; les ossements de grands animaux dont j'ai parlé tendraient également à le faire rapporter à ces terrains, s'il était prouvé que le tuf ponceux de Naples est absolument identique par son âge avec celui de Rome, et que les ossements de Sorrente proviennent d'espèces antédiluviennes et n'ont pas été roulés comme les galets calcaires qui les accompagnent. On pourrait encore être conduit à rapporter ces tufs ponceux à la période subapennine, par la considération de la direction générale des redressements du tuf à l'île d'Ischia et dans les Champs-Phlégréens. Cette direction, en faisant abstraction des soulèvements circulaires dus au trachyte, est à peu près de l'Est 20° N. à l'O. 20° S.; c'est également cette direction qui a présidé à la formation de la côte du Pausilippe, et à l'alignement des collines des Champs-Phlégréens. Cette direction est en effet parallèle à celle de la chaîne calcaire qui, au midi du golfe de Naples, s'étend de l'île de Caprée et du cap de la Campanella, par le mont San-Angelo vers l'E.-N.-E., chaîne que M. Élie de Beaumont, dans ses Recherches sur les révolutions du globe, rapporte au système de la chaîne principale des Alpes (1). Il la regarde par conséquent

(1) Annales des Sciences naturelles, tome 19.

comme immédiatement postérieure aux dépôts subapennins, et aux terrains de transport ancien de la Bresse, aussi bien que la chaîne septentrionale de la Sicile, pour laquelle cet aperçu a été confirmé par les recherches de M. le docteur Christie (1). Mais cette relation dans les directions ne suffit pas pour fixer l'âge de la ligne de soulèvement des Champs-Phlégréens, et permet de la regarder comme plus moderne que la chaîne de San-Angelo. On doit, en effet, remarquer que les lignes d'événements volcaniques sont livrées, pour ainsi dire, à une mobilité perpétuelle, et que la considération des directions ne conserve, comme indication d'âge relatif, qu'une très-faible partie de sa valeur. Le parallélisme de ces deux lignes pourrait bien être un nouvel exemple du fait signalé par M. de Buch, en beaucoup d'autres contrées, d'une ligne volcanique qui a pris naissance au pied d'une chaîne plus ancienne, et parallèlement à sa direction. Cette remarque n'a pas échappé à M. Élie de Beaumont, qui a signalé dans ses leçons, en 1836 et 1837, la possibilité de rapporter les derniers soulèvements qui ont façonné le Vésuve, l'Etna, le Stromboli, et fait naître les autres événements volcaniques du littoral S.-O. de l'Italie, y compris ceux des Champs-Phlégréens, à une épo-

(1) Annales des Sciences naturelles, tome 25, p. 164.

que plus récente que celle du soulèvement de la chaîne principale des Alpes et des derniers courants diluviens. Cette époque coïnciderait peut-être avec les derniers soulèvements indiqués en Morée par MM. Boblaye et Virlet, notamment avec leur système du Ténare, avec des traces de dislocations très-récentes signalées en Provence, il y a quelques années, par M. de Villeneuve, et avec celles observées en Sardaigne par M. de la Marmora. Cette hypothèse, qui aurait l'avantage de rendre compte de la belle conservation des massifs de la Somma et de l'Etna, si peu en rapport avec les ravages que des courants diluviens auraient dû y produire, permettrait encore de rapprocher les tufs coquilliers d'Ischia, des Champs-Phlégréens et de la Somma d'un grand nombre de dépôts coquilliers répandus sur les côtes de l'Océan et de la Méditerranée, de Uddevalle en Suède, des buttes de Saint-Michel-en-l'Herme sur les côtes de la Vendée, et de la presqu'île du Saint-Hospice près de Nice, ainsi que de ceux que M. de la Marmora a désignés sous le nom de quaternaires en Sardaigne et à Majorque, et des côtes de la mer Rouge. Ces dépôts, dont les coquilles sont identiques avec celles des mers voisines, ont été souvent qualifiés de *subfossiles*. Leur composition, aussi bien que leur situation, paraît s'éloigner beaucoup de celle des derniers

dépôts de la période subapennine, caractérisés par des calcaires sableux, jaunâtres, tels que ceux de Syracuse, de Livourne et de Montpellier.

Cette classification des tufs ponceux des Champs-Phlégréens parmi les dépôts coquilliers les plus modernes, et à peine distincts de ceux de la période actuelle, semblerait confirmée par leur superposition sur les marnes bleues subapennines; toutefois, comme nous l'avons déjà annoncé, nous ne la présentons qu'avec quelque doute à cause de la ressemblance du tuf ponceux lui-même avec celui de Rome, dans lequel on a trouvé des ossements de grands animaux antédiluviens.

II. TERRAINS TRACHYTIQUES

des Champs-Phlégréens.

Les collines qui bordent la baie de Naples au nord, et dont l'ensemble a reçu le nom de Champs-Phlégréens, sont composées principalement du même tuf ponceux, qui forme le sol de la campagne de Naples. Malgré la disposition conique de la plupart de ces collines, la stratification du tuf conserve sa régularité, seulement ses couches présentent de nombreux contournements, quelquefois aussi brusques que les contournements des terrains qui composent les hautes montagnes; telles sont les couches de tuf de l'île de

Nisita, du cap Misène et de l'île de Procida. Il résulte de cette double circonstance, que ce tuf, d'abord déposé en couches régulières et horizontales, a été soumis depuis sa formation à une cause puissante qui a donné aux Champs-Phlégréens leur relief actuel. L'époque à laquelle elle s'est manifestée est marquée par l'apparition des trachytes. Le plus ordinairement l'action de ces porphyres est seulement indiquée par ses effets; mais à la Solfatare, à Astroni et à Pianura, on voit le trachyte former le noyau même des collines, et les couches du tuf se relever de tous côtés vers ce point central.

L'île d'Ischia, quoique séparée du continent, doit être néanmoins réunie au groupe des Champs-Phlégréens. Le mont Epoméo, qui occupe le centre de cette île, a été soulevé en même temps que les collines des environs de Pouzzol, et ses trachytes ont la même composition. En outre, la direction de la crête d'Ischia et des couches de tuf de l'Epoméo se rapporte aux accidents de stratification des Champs-Phlégréens. On doit également réunir à ce système trachytique les îles Ponces, qui sont dans le prolongement du mont Epoméo, et dont le sol est à la fois trachytique et de tuf ponceux.

Depuis l'apparition des trachytes, les Champs-Phlégréens ont encore été soumis à de grandes perturbations, qui paraissent en avoir changé le

Abaissement
et élévation
successifs du
sol de la
Campanie.

niveau à différentes époques. L'abaissement et l'élévation successifs que le temple de Sérapis a éprouvés (1), nous fournissent une preuve depuis longtemps célèbre, des mouvements oscillatoires auxquels le sol de la Campanie a été en proie. L'examen de toute la côte, comprise entre Pouzzol et le cap Misène, prouve également ce fait intéressant pour l'histoire du globe, et qui rend si probable l'élévation successive des continents (2). En plusieurs points de cette côte, et notamment en face de la Punta-Giulio, on voit des constructions romaines à fleur d'eau, recouvertes par une vingtaine de pieds de terrain de transport, régulièrement stratifié, lequel règne sur tout le développement de la baie de Pouzzols (*fig. 5, Pl. VI*). Ce terrain moderne ne peut être le résultat des dépôts que font journellement les eaux qui découlent des collines environnantes, et encore moins le produit de pluie de cendres; il faut donc que le sol, d'abord

(1) Je rappellerai que les colonnes du temple de Sérapis, qui sont encore debout, sont percées de trous de pholades à 23 pieds de la hauteur, et qu'elles sont corrodées jusqu'à cette ligne par leur séjour prolongé dans la mer.

(2) M. le professeur Forbes a développé dans un mémoire fort intéressant, inséré dans le tome I^{er} du Journal de géologie, publié par M. Boué, les preuves des mouvements que le sol a éprouvés dans les environs de Naples.

abaissé au-dessous du niveau de la mer, ait été recouvert par des alluvions, et que plus tard toute la côte ait été portée à sa hauteur actuelle. Le rapport entre l'épaisseur de ce terrain d'alluvion et la hauteur de la partie des colonnes du temple de Sérapis, qui a été submergée, est un rapprochement qui rend cette supposition très - probable.

M. Lyell suppose (1) que la dernière des oscillations que le sol de la Campanie a éprouvées, celle qui a élevé la côte de 23 pieds, et nous a dévoilé l'existence du temple de Sérapis, est contemporaine de l'érection du mont Nuovo, qui eut lieu dans l'année 1538.

Les collines des Champs-Phlégréens ont la plupart une forme conique ; elles sont en outre isolées les unes des autres, de sorte qu'elles paraissent dues à des actions partielles, analogues à celles qui ont produit les monticules d'ophytes : mais si on étudie leur relation, on reconnaît bientôt que leur ensemble présente de longues lignes orientées de l'est 20° N., à l'ouest 20° S., de même que les terrains stratifiés les plus modernes. La nature de ces collines est simple et uniforme ; elles sont composées exclusivement de tuf poreux en couches régulières ; seulement dans plusieurs de ces collines, savoir : aux Camaldoli, à

Le relief des Champs-Phlégréens est dû au trachyte.

(1) *Principles of geology*, vol. 2, page 256.

Astroni et à la Solfatare, le centre est occupé par du trachyte, autour duquel se relèvent les couches du tuf. Cette dernière circonstance, que je vais indiquer d'une manière précise, établira la postériorité du trachyte et l'influence de son arrivée au jour sur la formation des Champs-Phlégréens.

Outre les trois localités que je viens de citer, le trachyte forme une avance vers la mer, à la punta Negra, où l'on a établi une caserne pour les forçats. Dans ce point, le trachyte recouvre le tuf, ce qui l'a fait regarder comme très-moderne, mais son identité complète avec le trachyte de Pianura au bas des Camaldoli et plusieurs autres circonstances, montrent qu'il appartient à la même époque. Ce recouvrement fournit une preuve certaine de la postériorité de cette roche ignée, et détruit la supposition que l'on pourrait peut-être faire, que les trachytes d'Astroni, de la Solfatare et de Pianura, constituent des espèces d'îlots autour desquels se sont accumulés les tufs qui les composent.

Colline des
Camaldoli.

La colline des Camaldoli est la plus élevée et la plus étendue des Champs-Phlégréens; le point culminant sur lequel est construit le couvent des Camaldoli est à 501 mètres au-dessus de la mer : elle forme une espèce de cirque, qui comprend à peu près les trois quarts de la circonférence d'un

cercle, dont le plus grand diamètre est environ de 3000 mètres. La plaine circulaire, dans laquelle est situé Pianura, a la même forme que cette colline ; elle peut être considérée comme l'intérieur d'un vaste cratère dont le diamètre serait de 1800 mètres. De tous côtés l'escarpement qui entoure la plaine est à pic ; on ne peut y descendre que par deux ou trois sentiers très-sinueux, et dont la pente est fort rapide, tandis que les pentes extérieures de ce cirque sont au contraire assez douces, environ de 14 à 16° ; elles sont formées par l'inclinaison des couches qui se relèvent graduellement depuis le Pausilippé jusqu'à sa crête ; cette disposition est surtout remarquable lorsque, placé sur un des points de la côte opposée, on peut voir à la fois la colline des Camaldoli et celle du Pausilippe. Par suite de cette disposition, on marche constamment sur les mêmes couches en montant de Naples vers les Camaldoli : on recoupe au contraire toutes les couches de cette colline dans la descente vers Pianura ; les tranches de ces couches venant successivement se dessiner sur l'escarpement intérieur. Ce tuf est généralement incohérent, il contient des fragments de trachyte noir avec feldspath vitreux, et des pierres poncees quelquefois en morceaux assez gros. La différence de grosseur de ces fragments fournit un caractère pour reconnaître la stratification du terrain, sou-

Relèvement
de ses couches
vers le point
central.

vent cachée sous les débris des couches supérieures : du reste, les carrières ouvertes dans le trachyte, qui forme le pied de l'escarpement, montrent la régularité des couches de tuf ponceux qui le recouvre.

Trachyte
à la base de
l'escarpement
inférieur.

Le trachyte se trouve au niveau de la plaine, et forme l'assise inférieure de l'escarpement ; son épaisseur n'est pas connue, le sol des carrières étant trachytique : sa surface supérieure est fort irrégulière, de sorte que sa hauteur varie dans les différentes carrières, et par suite il pénètre dans des couches différentes. Dans l'une des carrières que j'ai visitées, le trachyte pouvait avoir 8 mètres de puissance ; il est recouvert immédiatement par le tuf ponceux, dont on voit plusieurs couches profiler dans l'escarpement ; ces couches plongent d'environ dix degrés au N. 15° E., c'est-à-dire vers l'extérieur de la colline. Le trachyte qui forme ainsi le bas de l'escarpement, et

Du Piperno.

que l'on désigne dans le pays sous le nom de *Piperno*, a des caractères tout à fait particuliers : quoique solide, il est composé de fragments de trachyte agglutinés par une pâte de même nature. Les fragments présentent cette circonstance particulière, qu'ils sont parallèles entre eux et allongés dans le sens de la stratification du tuf ponceux ; le trachyte est lui-même un peu schisteux à la manière des phonolites, ce qui le rend facile à exploiter et d'un emploi avantageux dans les

constructions. Les fragments ne peuvent se détacher de la pâte; ils y sont parfaitement soudés, et même ils s'y ramifient, de sorte qu'en réalité ils ne forment que des taches que M. de Buch compare à des flammes; la couleur de ces fragments est plus foncée que celle de la masse. Il existe également quelque différence entre leur composition et celle de la pâte, du moins quant aux caractères extérieurs. Les fragments sont complètement cristallisés, et contiennent de nombreux cristaux de feldspath vitreux. La pâte possède un tissu beaucoup moins serré, et les cristaux de feldspath y sont plus rares.

La couche immédiatement supérieure au trachyte est chargée d'une quantité beaucoup plus considérable de fragments qu'il est habituel d'en trouver dans le tuf (*fig. 6, Pl. VI*); elle paraît au premier abord en être presque exclusivement composée. Les fragments de trachyte noir à cristaux blancs de feldspath sont plus nombreux que ceux de ponce; il semble que ces fragments ont été amenés du bas par le trachyte, à la surface duquel ils auraient flotté, tandis que les parties fines du tuf auraient été fondues par la masse ignée. Les taches noires qui distinguent le piperno seraient alors probablement aussi des fragments du tuf, empâtés par le trachyte, dont les bords auraient éprouvé un ramollissement

Couches
de fragments
au contact
du trachyte.

suffisant pour les souder avec la masse trachytique lorsqu'elle s'est refroidie. L'épaisseur de la couche de débris est à peu près de 1^m.50; au-dessus viennent des couches régulières de tuf, qui ne se distinguent en aucune façon de celles du Pausilippe et même de la Somma.

La plaine de Pianura, qui peut être considérée comme le fond du vaste cratère de soulèvement des Camaldoli, est encore très-élevée au-dessus de la mer : elle forme un premier étage, au pied duquel est placé le lac d'Agnano. Après avoir traversé cette plaine, on descend pendant longtemps encore pour arriver aux Astroni. Les couches de tuf ponceux que l'on traverse (*fig. 1, Pl. VI*) plongent vers l'extérieur de la plaine sous un angle de 10° environ; l'arc de cercle qui la termine peut donc être regardé comme formant le complément de la circonférence du cratère, dont les bords ont été irrégulièrement soulevés, mais de tous côtés les couches qui l'environnent se relèvent graduellement vers un point qui serait placé au centre de cette vaste plaine.

Astroni.

La colline d'Astroni a la forme d'un cône tronqué très-surbaissé, dont le centre est occupé par une cavité profonde en entonnoir; sa base est environ de 2400 mètres; le diamètre de sa crête circulaire est de 1300 mètres. Les pentes extérieures de cette colline sont assez douces, tandis qu'intérieurement

elle présente des escarpements presque à pic, et l'on ne descend dans cette vaste cavité que par une seule rampe pratiquée en corniche sur ses parois. Le centre de cet entonnoir est occupé par un monticule arrondi, d'environ 70 mètres de haut, sur les côtés duquel existent deux petits lacs alimentés seulement par les eaux pluviales. La composition de cette colline est identique avec celle du Pausilippe et des Camaldoli; elle est exclusivement formée de couches de tuf ponceux mélangé d'une très-grande quantité d'un trachyte vitreux noir, espèce d'obsidienne, contenant des cristaux de feldspath blanc. La stratification de ce tuf est prononcée, on y observe même une disposition commune à la plupart des roches arenacées, qui consiste à présenter des strates obliques au plan des couches. A l'entrée, les couches plongent de 12 à 14° au S. 20° E., et dans chacun des points de cette enceinte l'inclinaison change et se dirige dans le même sens qu'une génératrice du cône qui passerait par ce point. Nulle part on ne voit de coulées de laves : l'uniformité de composition n'est altérée que par la présence du trachyte, qui forme le petit monticule placé au centre de la cavité. Cette circonstance donne au cratère d'Astroni une ressemblance complète avec Santorin et le Cantal.

Les couches de tuf se relèvent circulairement.

Le trachyte forme un monticule au centre.

Le trachyte affecte des caractères assez variés :

ses parties extérieures, généralement blanchâtres et dures, présentent quelquefois des taches plus foncées, comme à Pianura; seulement ces taches, répandues d'une manière irrégulière, ne donnent pas à la roche la structure schisteuse. Sur la masse, qui est d'un gris foncé, se détachent de nombreux cristaux de feldspath blanc : leur cassure est très-lamelleuse, ils ne sont pas traversés, comme le feldspath du Mont-Dore, par une infinité de petites fentes qui le font désigner sous le nom de feldspath vitreux.

L'inclinaison régulière des couches du tuf d'Astroni ne permet pas de regarder cette colline comme formée par des éruptions de matières boueuses, ou par l'accumulation de cendres produites à différentes époques : la seule manière de concevoir sa formation est de supposer que les couches de tuf, d'abord horizontales, comme on l'observe encore dans une partie de la campagne de Naples, ont été soulevées circulairement par l'arrivée du trachyte. Le monticule que j'ai signalé dans l'intérieur même du cratère (*fig. 8, Pl. VI*), nous révèle l'existence de cette roche et son mode d'action.

Solfatare.

La Solfatare nous offre un autre exemple très-remarquable d'une montagne conique présentant au centre une vaste dépression en entonnoir, dont le pourtour est formé de couches régulièrement

stratifiées (*fig. 10, Pl. VI*), tandis que le centre est occupé par des masses de trachyte sans connexion avec le massif principal de la montagne; de sorte qu'au premier examen on reconnaît que ces deux parties distinctes doivent leur origine à des causes différentes. La Solfatare s'élève presque immédiatement sur le bord de la mer; elle est isolée de toutes parts; cependant les couches du tuf dont elle se compose se rattachent par une pente douce aux couches du Pausilippe et des environs du lac d'Agnano, qui se relèvent vers le massif trachytique central. Le diamètre de sa circonférence est d'environ 1400 mètres, et son cirque intérieur peut en avoir 520 de large. Sa crête ne se tient pas à une hauteur uniforme, elle s'abaisse fortement du côté de Pouzzol, située au pied même de cette colline, et du côté de l'échancrure qu'elle présente. Son point culminant, élevé au-dessus de la mer de 200^m.75, est de trachyte altéré; cette roche se trouve principalement dans l'intérieur du cratère, dont elle constitue la plus grande partie de l'escarpement, sans toutefois s'élever jusqu'au sommet. Il en résulte que le trachyte, qui forme le point le plus élevé de la Solfatare, est séparé de la masse principale par une certaine portion des couches de tuf. Cette circonstance particulière sert encore à montrer la manière dont le trachyte est arrivé au jour et a pénétré dans le errain préexistant.

Trachyte
au centre.

Disposition
des couches de
tuf.

Le tuf ponceux de la Solfatare est de même nature que celui du Pausilippe, des Camaldoli et d'Astroni; je n'en donnerai donc pas une nouvelle description, je dirai seulement que près du sommet il présente une couche composée en grande partie de petits nodules arrondis, semblables à des pisolites (*fig. 9, Pl. VI*). Ces nodules, dont il est difficile de comprendre la formation autrement que par l'action des eaux, sont identiques avec ceux que nous avons indiqués dans le tuf ponceux des environs de Lacco (île d'Ischia), où la régularité de la stratification et la présence des fossiles montrent l'origine neptunienne. Les couches du tuf qui forme le pourtour du cratère de la Solfatare se relèvent circulairement autour de la masse de trachyte, sous un angle de 15 à 16 degrés. Les maisons de campagne placées sur la crête de l'escarpement, desquelles on découvre une assez grande partie de la Solfatare, sont les deux points où l'on observe le plus facilement cette disposition circulaire.

Nature du
trachyte de
la Solfatare.

Le trachyte de la Solfatare est à l'état de conglomérat : je n'ai vu nulle part de masse de trachyte comparable à celle qui occupe le centre du cratère d'Astroni : néanmoins, dans les parties moins altérées par les vapeurs acides, on y observe des cristaux de feldspath. Le trachyte qui forme le point culminant dont j'ai parlé est de

cette nature; on en trouve également dans le sentier qui descend aux exploitations des terres alunifères. La cavité cratériforme de la Solfatare est ouverte dans ce conglomérat trachytique; mais cette roche, complètement altérée par les vapeurs acides, est devenue blanche et friable; on n'y aperçoit plus de cristaux de feldspath; elle a quelque analogie avec les roches alunifères de la Tolfa; mais elle présente cette grande différence, qu'elle donne de l'alun par la seule lessivation, tandis qu'il faut griller l'alunite de la Tolfa.

Il se dégage du conglomérat trachytique de la Solfatare de l'eau en vapeur, quelquefois en telle ^{Dégagement de vapeur d'eau et de soufre.} abondance qu'on s'en sert comme moyen de chauffage. Elle est mise à profit, dans l'usine où l'on fabrique de l'alun, pour l'évaporation des eaux de lessivage. Il se dégage également du soufre, mais seulement en quelques points; on en recueille vers la cime de l'escarpement Ouest, dans des cavités pratiquées à l'endroit même où sortent les vapeurs sulfureuses; il s'en condense également dans la cheminée qui conduit la vapeur d'eau à l'usine d'alun. La plus grande partie du soufre que l'on exploite à la Solfatare provient de la distillation des terres argileuses qui forment le fond même du cratère: cette substance y a été déposée, ou peut-être s'y dépose encore par les vapeurs d'eau qui les traversent sans cesse et qui

sont chargées d'acide hydrosulfurique; les terres de la Solfatare contiennent donc le soufre sous forme de petits filons qui pénètrent la masse dans tous les sens, circonstance qui oblige de la soumettre indistinctement à la distillation; on exploite ces terres au moyen de petits puits semblables à ceux que l'on emploie habituellement dans l'extraction des minerais de fer d'alluvion; on pousse ces puits jusqu'à 40 pieds: on nous a dit qu'on s'arrêtait à cette profondeur parce que, plus bas, on était gêné par la chaleur due à la grande quantité de vapeur d'eau qui s'échappait.

L'état actuel de la Solfatare remonte probablement à l'époque même de l'éruption trachytique, du moins les documents historiques les plus anciens nous dépeignent cette montagne comme paraissant déjà, même avant l'ère chrétienne, un volcan éteint, duquel il se dégageait seulement des fumaroles.

La dernière localité où le trachyte s'est fait jour dans les Champs-Phlégréens est située au pied même de la Solfatare, à la pointe dite Punta-Negra (*fig. 11, Pl. VI*): d'après la position de ce trachyte, il est presque certain qu'il appartient à la masse de l'intérieur de la Solfatare, et qu'il s'y ramifie en dessous. Le trachyte de la Punta-Negra forme un escarpement sur le bord de la mer, et constitue ensuite

Trachyte en recouvrement sur le tuf à la Punta-Negra.

une nappe qui recouvre le tuf jusqu'à une certaine hauteur : vue du bas de l'escarpement, on est porté à croire que le trachyte s'élève jusqu'à sa partie supérieure, et qu'il est par conséquent continu avec le trachyte du sommet de la Solfatare; il serait alors le résultat d'une coulée trachytique qui se serait déversée par-dessus la crête du cratère; mais quand on est placé sur le Monte-Nuovo, ou sur les terrasses des maisons de campagne situées sur la pente E. de la Solfatare, on voit que le trachyte ne se prolonge que sur une très-faible partie de la pente. Cette roche se ramifie en outre entre les couches même du tuf, et y forme une espèce de filon; contiguë du reste avec la masse supérieure. Les caractères du trachyte y présentent des différences notables, sa texture est lâche et il est scoriacé : cette circonstance tient probablement à un refroidissement plus prompt causé par le peu d'épaisseur du trachyte et son contact avec le tuf.

Le trachyte de la Punta-Negra est semblable au piperno de Pianura; il présente, comme ce dernier, des taches foncées, parsemées de cristaux de feldspath, qui se dessinent sur une masse d'un gris clair contenant des cristaux. Ces caractères lui sont également communs avec le peu de trachyte solide que nous avons signalé à la partie supérieure de la Solfatare, et me

conduisent à le regarder comme un conglomérat trachytique.

Indépendance
des trachytes
et du tuf
ponceux.

Les différentes masses trachytiques que je viens de signaler sont dans une position analogue ; elles sont placées presque toutes au centre des collines où elles existent, aucune ne présente de liaison avec les tufs qui forment les pentes extérieures de ces mêmes collines : ces trachytes ne possèdent aucune stratification, tandis que le tuf constitue des couches régulières qui se relèvent constamment vers ces masses porphyriques. Sans cette dernière circonstance, on pourrait les regarder comme formant des îlots, autour desquels le tuf serait venu se déposer ; mais l'inclinaison des couches de tuf, qui s'élève quelquefois jusqu'à 18 et 20°, ne permet pas d'adopter cette explication, tandis qu'elle est complètement d'accord avec l'idée que j'ai déjà émise, savoir : que le tuf déposé d'abord en couches horizontales dans toute la Campanie avait été soulevé par l'arrivée au jour du trachyte des Champs-Phlégréens.

Les collines des Camaldoli, d'Astroni et de la Solfatare, sont les seules qui portent en elles-mêmes les preuves matérielles de leur mode de formation. Dans la plupart des autres collines des Champs-Phlégréens, cette cause, quoique cachée, devient cependant évidente par la double circonstance que leurs couches, régulièrement stratifiées

et de même nature que le tuf ponceux du Pausilippe, se relèvent toujours circulairement vers leur centre. Quelques-unes des dépressions, comme le lac d'Agnano placé au milieu d'un cirque, nous paraissent, par la même raison, avoir été formées par des phénomènes analogues. Le Monte-Nuovo, dont le nom indique l'origine moderne, est, comme tous les autres monticules des environs de Pouzzol, composé de couches de tuf ponceux, régulièrement stratifiées et ordonnées de même par rapport à un centre. La pente du Monte-Nuovo qui regarde Pouzzol est recouverte de scories, sous lesquelles le tuf est caché; mais il est à nu sur les autres pentes extérieures, et de plus on voit dans l'intérieur du cratère les couches de tuf profiler sur tout son pourtour. La crête du Monte-Nuovo présente une arête saillante sur une partie de sa longueur, ce qui de loin lui donne la forme de deux montagnes qui se projettent l'une sur l'autre. La cavité cratériforme qui en occupe le centre est très-profonde, et sa surface inférieure n'est élevée que de quelques pieds au-dessus de la mer, la hauteur totale étant de 134 mètres, tandis que la profondeur du cratère est de 128 mètr. (1). La pente extérieure est d'environ 30°, celle de

(1) *Principles of geology*, page 73, tome 2.

l'escarpement intérieur est en quelques points plus considérable.

D'après la stratification et la nature du tuf qui compose le Monte-Nuovo, il est certain que ce monticule a été formé, comme Astroni et la Solfatare, par l'exhaussement du tuf.

Le
Monte-Nuovo
a été formé
par
soulèvement.

Cette conclusion, qui résulte nécessairement de la disposition des couches de tuf, est confirmée par les preuves que nous fournit l'histoire, car le Monte-Nuovo s'étant formé il y a seulement trois siècles, en 1638, plusieurs témoins de cette mémorable éruption nous en ont transmis les détails. Le récit de Porzio, médecin célèbre de cette époque, est pour ainsi dire la traduction de la théorie des soulèvements. Après avoir parlé des tremblements de terre qui désolèrent la Campanie pendant deux années entières, il dit (1) : « Les 5 et 4

(1) Fuit hæc regio biennio fere magnis terræ motibus agitata, ut nulla in ea superesset domus integra, nullum ædificium quod non certam et proximam ruinam minaretur. at vero V et VI kal. oct. perpetuis diebus noctibusque terra commota est; mare passibus fere CC recessit, quo quidem loco, et ingentem piscium multitudinem accolæ capere, et aquæ dulces salientes visæ sunt. III tandem kal. magnus terræ tractus, qui inter radices montis, quem Barbarum incolæ appellant, et mare juxta Avernum jacet, sese erigere videbatur, et montis subito nascentis figuram imitari. Eo ipso die hora noctis II, iste terræ cumulus, aperto veluti ore, magna cum fremitu, magnos ignes evo-

» jours des calendes d'octobre la terre éprouva des
 » secousses continuelles le jour et la nuit. La mer
 » se retira de deux cents pas environ , et les habi-
 » tants purent recueillir sur cette partie du rivage
 » une grande quantité de poissons , et on y vit
 » jaillir des sources d'eau douce. Enfin, le troisième
 » jour des calendes d'octobre, on vit le terrain
 » compris aujourd'hui entre le pied de la mon-
 » tagne que les habitants appellent Monte-Barbaro
 » et la partie de la mer qui avoisine le lac d'Averne,
 » s'élever et prendre subitement la forme d'une
 » montagne naissante.. Ce même jour, à deux
 » heures de la nuit, ce monticule de terre s'en-
 » trouva avec un grand bruit, et il vomit par la
 » large bouche qui s'était formée des flammes con-
 » sidérables, ainsi que des ponces, des pierres
 » et des cendres. » Ces paroles n'indiquent-elles
 pas, de la manière la plus positive, que le
 Monte-Nuovo est sorti de terre sous la forme
 d'une vaste ampoule, qui s'est crevée au milieu et
 a donné naissance au cratère de soulèvement que
 l'on observe à sa partie supérieure ?

Les idées que je viens d'émettre sur la formation
 du Monte-Nuovo, sont aussi celles que M. Capocci

mit; pumicesque, et lapides, cineresque.—Porzio, *opera omnia medica, philosophica et mathematica in unum collecta*, 1736.

a développées avec beaucoup de sagacité dans ses Recherches sur le phénomène que présente le temple de Sérapis (1). M. Capocci démontre dans ce mémoire que le retrait de la mer rapporté par Porzio n'a été qu'apparent, attendu que son niveau n'a changé ni dans les ports de Naples, ni dans ceux de Castellamare et d'Ischia, qui sont situés dans la même baie que le Monte-Nuovo; c'est donc, dit-il, « par suite d'un mouvement d'ascension qu'une certaine partie de la côte a été mise à sec. »

Les témoignages authentiques que je viens de citer ne peuvent laisser aucun doute sur l'époque de la formation du cratère du Monte-Nuovo; mais l'état de conservation de certains monuments romains construits au pied même de cette montagne, peut faire penser qu'il existait déjà un monticule dans cet endroit, et que c'est seulement la partie supérieure du Monte-Nuovo qui a été soulevée en 1538; en effet, les temples d'Apollon et de Pluton, construits immédiatement au pied du Monte-Nuovo et sur les bords du lac d'Averne, ne paraissent avoir souffert aucunement de son élévation. Les murs, qui existent encore, ont conservé leur position verticale, et les voûtes sont

(1) *Nuovè Richerche sul noto fenomeno delle colonne perforate dalle foladi nel tempio di S'crapide in Pozzuoli.*

dans le même état que dans les autres monuments de la côte de Baies. La longue galerie qui conduit à la grotte de la Sibylle, placée sur l'autre bord du lac d'Averne, ne paraît pas non plus avoir éprouvé de dégradations par suite de cet événement extraordinaire : le toit de cette galerie est resté parfaitement horizontal, seulement le sol de la chambre où la sibylle rendait ses oracles est maintenant couvert de quelques pouces d'eau, ce qui semblerait annoncer que le niveau du lac d'Averne est légèrement changé. Pour que les monuments qui avoisinent le Monte-Nuovo eussent éprouvé si peu de dégradations, il faudrait que cette montagne se fût élevée sans avoir produit le moindre mouvement dans le sol : cette circonstance peu naturelle devient encore moins probable quand on se rappelle que la masse de cette colline est formée, ainsi que je viens de le dire, de couches du même tuf ponceux que toutes les autres collines des Champs-Phlégréens. On peut donc supposer, sans être en contradiction avec les relations historiques, que la colline du Monte-Nuovo, soulevée à une certaine hauteur par l'arrivée au jour des trachytes, et par conséquent contemporaine de la Solfatare et d'Astroni, a été exhaussée en 1538 par une éruption à la fois de gaz et de scories, de manière à présenter la forme de deux montagnes projetées l'une sur l'autre.

Dans la dépression placée au pied de l'arête saillante, il existe une couche de scories intercalée dans la partie supérieure de l'escarpement, entre les couches de tuf ponceux. Les scories qui se sont écoulées dans l'intérieur ont été rasées et peut-être projetées au dehors par le dégagement des gaz qui paraissent être sortis avec une grande abondance. C'est également à cette éruption gazeuse qu'est due la pluie de cendres dont on indique que l'élévation du Monte-Nuovo a été accompagnée : ces cendres ne seraient, au reste, que des débris du tuf ponceux projetés en l'air par les gaz dont nous venons de parler.

Les laves scoriacées qui existent à la surface du Monte-Nuovo ont des caractères différents de celles du Vésuve, et elles ne paraissent pas avoir coulé. Elles sont composées d'un assemblage de grains imparfaitement cristallins agglutinés ensemble, ce qui les rend très-caverneuses; elles ne présentent pas les cavités allongées si caractéristiques des ponces, et sous ce rapport elles n'ont aucune ressemblance avec les pierres ponces avec lesquelles on les a comparées; elles ont au contraire de l'analogie avec les laves d'Ischia, et particulièrement celles dites de l'Arso, qui est sortie dans l'année 1301.

Nature
géologique de
l'île d'Ischia.

L'île d'Ischia se rattache aux Champs-Phlégréens d'une manière presque continue par le

cap Misène et l'île de Procida : elle doit son origine à des phénomènes du même genre que ceux qui ont élevé les Camaldoli et les autres collines des environs de Naples, et ils se sont produits très-probablement à la même époque ; c'est du moins ce qui paraît résulter de la nature du terrain qui forme l'île d'Ischia, ainsi que de la direction générale qui a présidé au relèvement de ses couches. Le centre de cette île est occupé par le mont Epoméo, qui ne le cède en grandeur qu'au Vésuve et à la montagne de Castella-Mare ; sa hauteur est de 2605 pieds anglais (794^m.) au-dessus de la mer, et sa base présente une circonférence de 8000 mètr. de développement. A bien dire, le mont Epoméo Mont Epoméo. forme dans son entier l'île d'Ischia ; les cratères modernes qui se sont ouverts à différentes époques sur ses pentes ne sont guère plus importants que les bouches qui se forment journellement sur les flancs du Vésuve et n'en altèrent aucunement la disposition générale.

Le mont Epoméo est composé presque exclusivement de couches régulières de tuf ponceux. J'en ai indiqué les différentes variétés avec quelques détails dans le paragraphe consacré à la description du terrain des environs de Naples ; j'ai fait ressortir l'identité du tuf d'Ischia avec celui du Pausilippe et des Champs-Phlégréens. Cette identité est un des faits les plus importants à bien constater ;

parce que le tuf d'Ischia contenant de nombreuses coquilles marines, qui le font regarder généralement comme formation sous-marine, il en résulte que toute cette formation a été déposée par sédiment. Je ne reviendrai donc pas sur ce sujet, et je dirai seulement quelques mots du trachyte et des volcans modernes qui existent dans cette île.

Trachyte de l'île d'Ischia. Le trachyte doit former le noyau de l'île d'Ischia, mais il ne se montre que dans quelques points. Sur les côtes il existe au Monte-Vico, à la Punta-Cornachia, et le petit îlot sur lequel est construit le château qui domine la ville d'Ischia, est trachytique. Cette roche constitue ensuite plusieurs collines d'un ordre secondaire, telles que le Monte-Marococo, entre Lacco et Forio, et celle qui surmonte Casamicciola, etc. Le ravin profond que l'on suit depuis St-Lorenzo est ouvert dans cette roche. Le trachyte d'Ischia est complètement cristallin, il ne contient pas de fragments comme les trachytes de Pianura et de la Punta-Negra. Sa pâte offre des variétés assez prononcées; tantôt elle est compacte à la manière de certains porphyres, ou vitreuse comme dans les obsidiennes ou les perlites: elle contient toujours des cristaux de feldspath.

La position relative du trachyte et du tuf dans l'île d'Ischia vient confirmer les conclusions que nous avons été conduit à adopter pour les Champs-

Phlégréens. Au Monte-Vico, le trachyte s'élève au milieu du tuf; il en coupe les couches sous des angles variables, de la même manière que ferait un filon qui se ramifierait dans différentes directions. Au Monte-Marococo, non-seulement cette roche ignée s'introduit entre les couches de tuf; mais celles-ci sont en outre redressées à son approche. Il résulte de cette courte description que le trachyte de l'île d'Ischia se trouve, relativement au tuf ponceux, dans les mêmes circonstances, que le trachyte d'Astroni, et par suite qu'il lui est postérieur. A Ischia même, le trachyte présente un caractère de postériorité encore plus prononcé, puisqu'il coupe les couches du tuf, et qu'il y forme des espèces de filons. L'époque à laquelle ce trachyte est venu au jour, nous paraît la même que celle qui a vu s'élever les Champs-Phlégréens; la direction générale des couches du tuf, sans être bien régulière, se rapproche cependant de la ligne O. 20° S., E. 20° N., suivant laquelle le tuf ponceux a été relevé dans les Champs-Phlégréens. Il est donc naturel de supposer que les trachytes de l'île d'Ischia sont contemporains de ceux de la baie de Naples. L'élévation simultanée de tous ces trachytes correspond à l'époque où se sont faites les dislocations qui ont affecté les terrains tertiaires les plus modernes.

Age
des trachytes
d'Ischia.

L'île d'Ischia, depuis l'épanchement des roches trachytiques, a été soumise à un grand nombre

Volcans
modernes de
l'île d'Ischia.

d'éruptions volcaniques analogues à celles du Vésuve. L'histoire et les traditions nous montrent cette île ravagée par les feux souterrains à une époque bien antérieure à l'ère chrétienne. Depuis l'apparition du Vésuve il n'y a eu qu'une seule éruption en 1301. Il semblerait que l'action volcanique ayant désormais une nouvelle issue, elle ne puisse plus se faire sentir par ses anciens souterrains. Les différentes coulées de laves qui existent à l'île d'Ischia, et surtout celle de 1301, désignée sous le nom de coulée de l'*Arso*, fournissent des preuves des lois que les laves suivent dans leur refroidissement, et que nous décrirons bientôt avec quelques détails en parlant du Vésuve. Cette coulée, qui est sortie au pied du Monte-Rotaro, est inclinée d'environ 5° à sa partie supérieure, tandis qu'elle fait seulement un angle de 2° avec l'horizon dans la partie où elle a traversé la route d'Ischia à Lacco. Malgré cette faible inclinaison, elle possède tous les signes du mouvement, et elle est extrêmement tourmentée. Sa surface est très-inégale et composée de fragments incohérents, dont plusieurs sont placés verticalement; ses bords, élevés de 5 à 6 pieds au-dessus de la surface du sol, sont nets, et semblent former une espèce de mur en pierres sèches, disposition qui montre évidemment que la matière liquide a constamment coulé à l'abri d'une enveloppe de lave déjà solidifiée.

Le peu d'épaisseur de la coulée de 1301, malgré la faible pente du sol sur lequel elle s'est répandue, me fait supposer qu'elle était plus fluide que les laves du Vésuve ne le sont ordinairement ; sa composition présente également quelques différences avec ces dernières. La lave de l'Arso contient des cristaux de feldspath assez nombreux, quelques paillettes de mica et des grains jaunâtres de périclase, toujours assez rares. La pâte grise qui les renferme est plus bulleuse en petit que les laves du Vésuve ; elle a beaucoup d'analogie avec la lave du Monte-Nuovo, qui contient aussi des cristaux de feldspath, et dont la masse est composée d'un assemblage de grains incomplètement cristallins, paraissant de nature feldspathique. Ces laves diffèrent également l'une et l'autre des trachytes et des pierres ponceuses. Cette différence de composition répondrait d'une manière certaine à la supposition qui a été faite, que les pierres ponceuses ont pu être introduites dans le tuf par des actions volcaniques, si déjà nous n'avions prouvé que ce tuf est entièrement ponceux.

III. GROUPE DU VÉSUVE.

Disposition générale.

J'ai déjà indiqué, au commencement de ce mémoire, que le Vésuve, dont la forme générale est conique, est isolé de toutes parts, et qu'il s'élève au milieu du terrain de tuf dont j'ai fait connaître la composition. La base de cette montagne a environ 35.000 mètres de circonférence, et sa hauteur, au-dessus de la mer, est de 1.198 mètres (1). Elle se compose de deux parties distinctes, l'une, conique assez aiguë, occupe le centre du groupe, et constitue le *Vésuve proprement dit*; la seconde, que l'on désigne sous le nom de *Somma*, forme une enceinte circulaire qui enveloppe le cône central sur environ la moitié de sa circonférence.

Le Vésuve est composé de deux parties distinctes.

Si cette vaste enceinte était continue, elle opposerait une barrière insurmontable aux coulées de laves; mais cette digue est ouverte du côté de la mer, et les torrents embrasés qui s'échappent des flancs du Vésuve, ne rencontrant aucun obstacle, portent la désolation jusque sous les murs de

(1) La hauteur du Vésuve n'est pas constante, elle change par suite des exhaussements de laves, ou de l'éboulement des parois du cratère; en 1822, elle a diminué de près de 60 mètres par un accident de cette nature.

Naples. Par suite de la solution de continuité de la Somma, le sol présente moins de résistance de ce côté à la pression qu'exerce sans cesse l'action volcanique, et les éruptions se font plus fréquemment jour sur la pente qui regarde la mer que sur les autres.

Les roches, qui composent les escarpements de la Somma et les pentes du Vésuve, sont différentes; les premières sont formées par la réunion de cristaux d'amphigène, de pyroxène noir, de Labrador, et de nodules rares de Péridot. Les laves du Vésuve, lorsqu'elles sont scoriacées, contiennent des grains arrondis que l'on regarde généralement comme des cristaux d'amphigène; mais ils en diffèrent essentiellement par la composition, et, s'il existe des cristaux d'amphigène dans ces laves, ils y sont au moins très-rares. Lorsque les laves du Vésuve sont compactes et cristallines, comme celles de la Scala et du Gravatello, qui se sont accumulées en nappes horizontales au pied du Vésuve, elles paraissent contenir principalement des cristaux de l'ordre des feldspath, mais différents du feldspath, de l'Albite et du Labrador. Elles sont presque entièrement formées de ce minéral, mais on ne voit de cristaux que dans les petites fentes qui les traversent. Elles contiennent en outre des cristaux de pyroxène vert, quelques nodules de Péridot, des lamelles rares

de mica, etc. L'état cristallin des substances qui entrent dans la composition des laves du Vésuve et de la Somma est en outre très-différent; il en résulte qu'à la première inspection il n'y a presque aucune analogie entre ces roches. Toutes les laves de la Somma sont lithoïdes, c'est-à-dire qu'elles sont semblables aux roches cristallines, telles que le granite et le trachite, tandis que presque tous les produits du Vésuve sont scoriacés. Cette différence remarquable, entre les laves de la Somma et du Vésuve, est une conséquence immédiate des circonstances qui ont présidé à l'écoulement des nappes de la Somma, ainsi qu'à leur refroidissement; mais ce phénomène n'est pas celui qui distingue le plus essentiellement la Somma du Vésuve. La présence du tuf ponceux, qui s'élève sur les pentes de la Somma presque jusqu'à son sommet, fournit une preuve certaine que l'une et l'autre montagne ont été produites par des causes séparées et distinctes; pour faire apprécier cette différence de formation, il est nécessaire d'entrer dans quelques détails sur la composition de chacune d'elles.

a. De la Somma.

La Somma affecte la forme d'une surface conique surbaissée, dont les pentes extérieures, très-régulières, forment un angle d'environ 26° avec

l'horizon. Le côté qui regarde le Vésuve présente des escarpements à pic d'environ 420 mètr. d'élévation, sur lesquels viennent se dessiner les différentes nappes de laves et les filons nombreux qui entrent dans sa composition. Un cône très-surbaissé, formant une espèce de vallée circulaire appelée dans toute sa longueur *Atrio-del-Cavallo*, et dont quelques-unes de ses parties sont désignées par les noms de *Gly-Atry* et de *El-Plano*, sépare le Vésuve de la Somma, et permet d'en étudier la composition (*Pl. VIII, fig. 1*).

Disposition
de la Somma.

La Somma présente une double pente ; la première, plus douce que l'inclinaison générale, se prolonge jusqu'à la hauteur du Plano ; l'ermitage où se reposent la plupart des voyageurs, désigné dans les cartes sous le nom de *Salvatore*, est placé à peu près à la ligne de séparation de ces deux pentes remarquables par la différence de nature du sol.

Le tuf, dont j'ai décrit la composition dans la première partie de ce mémoire, règne sur tout le pourtour de la Somma. Il s'élève, il est vrai, presque jusqu'à sa crête la plus élevée, mais il ne forme que des lambeaux sur la pente supérieure, tandis qu'il constitue entièrement la pente inférieure. La couleur blanche de son sol, mis à nu par les nombreux ravins qui le sillonnent, en indique facilement la limite générale ; mais elle

est peut-être encore plus marquée par la différence dans la végétation. En effet, le tuf est partout recouvert de riches vignobles, dont les abondantes récoltes font oublier aux propriétaires les dangers qui les menacent à chaque instant, tandis qu'il n'existe au-dessus que quelques châtaigneraies éclaircies sans cesse par les vapeurs acides et les cendres qui accompagnent certaines éruptions.

Le tuf se retrouve également dans la partie discontinue de la Somma, ainsi que le représente la carte (*Pl. IX*).

Dans les profils que cette coupure nous fournit, on remarque que les couches de tuf et les nappes de la Somma ont une inclinaison différente; l'angle que font les couches du tuf ne paraît pas excéder 10° , tandis que la pente générale des nappes de la Somma est de 25 à 30 degrés. Cette différence dans l'inclinaison n'en implique pas nécessairement une dans la stratification; elle tient probablement à ce que les parties placées près du centre du cône ayant été soulevées sous une pente beaucoup plus forte, le tuf qui ne possède pas de cohésion a été détruit, et l'œil compare des parties très-diversement inclinées.

Nature du
tuf ponceux
de la Somma.

Le tuf de la Somma se rattache d'une manière continue à celui de Naples. On peut, en suivant les pentes qui n'ont pas été recouvertes par des

coulées de laves, marcher sans interruption sur ce sol de sédiment, depuis Naples jusqu'aux châtaigneraies de la Somma. Le tuf qu'on y observe est formé comme celui du Pausilippe, principalement de débris de ponces à des états de désagrégation différents; il renferme en outre beaucoup de fragments de laves de la Somma et des blocs de roches d'apparence ancienne, dans lesquels se trouvent les minéraux que l'on indique comme rejetés par le Vésuve. La réunion de ces débris donne au tuf de la Somma une certaine apparence d'alluvion, et on pourrait le croire remanié à une époque moderne; mais je rappellerai que dans la descente vers Nisita le tuf renferme aussi quelques blocs cristallins, et qu'il existe à Ischia des couches composées presque exclusivement de débris incohérents de ponces, et qui paraissent aussi avoir été remaniées. Cependant ces couches sont intercalées au milieu de couches bien évidemment d'apparence sous-marine. Il en est de même à la Somma, où le tuf alterne avec des couches régulièrement stratifiées et portant tous les caractères d'un terrain de sédiment.

Le sentier qui conduit à l'ermitage fournit des exemples très-prononcés de cette disposition. Le tuf y contient une grande quantité de ces fragments, qui pourraient faire soupçonner qu'il a été remanié à une époque moderne, mais en même

Disposition du
tuf près du
Salvatore.

temps il possède une stratification très-régulière. La coupe la plus instructive est à quelques minutes avant le point où le sentier traverse la lave de 1820, les escarpements qui l'encaissent, et dont la hauteur est de 25 à 30 pieds, présentent une succession de couches de tuf et de galets incohérents. On distingue principalement trois couches épaisses, ou assises, de tuf ponceux *b* (*Pl. VIII, fig. 3*), à grains fins peu cohérents, lesquelles sont séparées par des petites couches *a* de cinq à six pouces de puissance, composées presque exclusivement de galets de roches de la Somma mélangées de fragments de calcaire saccharoïde blanc et de quelques roches micacées. La stratification de ce tuf est régulière, de plus les couches épaisses *b* présentent le phénomène que j'ai signalé déjà plusieurs fois, et qui est si fréquent dans les grès, lequel consiste dans l'obliquité des strates relativement au plan des couches; ainsi tandis que la séparation des couches est presque horizontale, les strates sont contournés et font un angle de 35 à 40° avec l'horizon.

Les couches de tuf ponceux à grains fins *b* contiennent des blocs assez considérables provenant de la Somma; ils sont reconnaissables à l'état cristallin de la pâte, et surtout aux nombreux cristaux d'amphigène caractéristiques de ces laves anciennes; on y trouve en outre des blocs, de tra-

chite avec cristaux de feldspath, de dolomie, et de roches micacées, dont l'origine est peu connue. Les fragments de calcaire saccharoïde blanc contiennent quelquefois des cristaux d'idocrase et d'autres minéraux particuliers au Vésuve.

Un fait de la plus haute importance est que quelques-uns de ces blocs calcaires sont recouverts de petites serpules analogues à celles qui s'attachent encore actuellement sur les roches qui bordent les côtes de la Sicile; ces serpules, malgré leur extrême petitesse, ne sont nullement altérées, on dirait que ces fragments calcaires ont été retirés récemment du sein des mers. La présence de fossiles si délicats atteste, peut-être encore d'une manière plus certaine que la stratification régulière du tuf, que cette roche s'est déposée sous une certaine profondeur d'eau, et que la hauteur considérable à laquelle elle s'élève à l'ermitage du Salvatore, est due à une cause postérieure à sa formation. Je n'ai pas été assez heureux pour recueillir de ces pierres si précieuses pour l'histoire du Vésuve, mais j'en ai vu un échantillon très-remarquable dans la collection de M. le comte de Lamarmora à Turin; ce savant l'avait recueilli précisément dans le ravin dont je viens d'indiquer la coupe; M. de Lamarmora, voyant tout l'intérêt que nous présentait cet échantillon, a eu la générosité de le donner à M. de Buch. Une preuve

Serpules sur des blocs calcaires intercalés dans le tuf.

aussi irrécusable du redressement des nappes de la Somma ne pouvait être mieux placée qu'entre les mains de l'auteur de la Théorie des cratères de soulèvement. M. Pilla de Naples possède plusieurs échantillons semblables, il les a recueillis sur les pentes de la Somma qui regardent Ottajano.

Les blocs de calcaire et de roches micacées avec cristaux sont beaucoup plus abondants dans le tuf qui forme les escarpements du Fosso-Grande que dans le ravin du Salvatore. Il en existe jusqu'à la crête de la Somma, mais ils sont disséminés principalement dans les assises inférieures du tuf, qui reposent immédiatement sur les laves amphigéniques. Les blocs de calcaire saccharoïde ne sont pas les seuls que renferme le tuf, ils sont accompagnés de blocs de calcaire compacte gris analogue au calcaire des montagnes de Castellamare, et d'autres dans lesquels le calcaire a perdu en partie sa texture compacte sans avoir acquis complètement l'état cristallin du calcaire

Blocs de calcaire compacte avec fossiles dans le tuf.

saccharoïde; on peut observer un passage presque insensible entre les calcaires compacts et les calcaires saccharoïdes, cette circonstance intéressante nous montre pour ainsi dire la nature prise sur le fait, elle fait naturellement penser que tous les blocs de calcaire saccharoïde empâtés dans le tuf proviennent de la destruction

de calcaires compactes, qui ont été modifiés postérieurement. M. de Monticelli possède quelques échantillons de ce calcaire bleu avec des peignes trop défigurés pour en déterminer exactement les espèces, cependant on reconnaît facilement qu'ils appartiennent à des terrains secondaires. On trouve aussi quelques fragments de calcaire contenant des fossiles tertiaires. Plusieurs de ces fragments ont éprouvé une certaine altération. La réunion de fragments de natures si différentes dans le tuf est un fait très-important à constater, surtout quand on remarque que plusieurs d'entre eux, comme les roches primitives et les calcaires tertiaires n'existent pas dans le pays.

Le tuf existe également sur la pente où le rempart formé par la Somma est discontinu. Il est presque complètement caché par les laves, cependant il ressort en quelques points, et j'y ai recueilli des échantillons de calcaire bleu. Dans cette dernière localité marquée sur la carte, le tuf contient quelques nodules blancs de même nature que la masse; il est alors entièrement analogue au tuf oolitique que j'ai signalé à l'île d'Ischia; cette variété, qui se retrouve également à la Solfatare, établit une certaine identité entre toutes ces roches, de sorte qu'on peut admettre, comme probable, qu'on retrouvera dans le tuf de la Somma.

des coquilles analogues à celles que M. Lyell a recueillies au mont Epoméo (1).

Forme de
l'escarpement
de la Somma.

L'escarpement supérieur de la Somma présente une arête qui se tient à une hauteur constante sur la plus grande partie de sa longueur, elle s'abaisse ensuite d'une manière uniforme vers l'Est; son extrémité Ouest, qui s'appuie sur le Fosso-Grande, est au contraire élevée et presque à pic. Il y existe en outre plusieurs cimes saillantes. La pente extérieure, dont l'inclinaison générale varie de 24 à 26°, est donnée par celle des nappes, de sorte qu'en descendant, suivant une arête du cône, on marche constamment sur la même nappe, les coulées successives dont se compose la Somma viennent au contraire se montrer au jour dans son escarpement intérieur, et on peut les étudier facilement en le gravissant du

(1) Cette prévision s'est réalisée : M. Pilla, ainsi que je l'ai indiqué dans la première partie de ce mémoire, a trouvé quelques fossiles dans le tuf même de la Somma. Ces fossiles y sont libres et disséminés dans une couche de trass, de la même manière que les coquilles qui existent dans les sables tertiaires. Il faut bien distinguer ces fossiles de ceux qu'on trouve adhérents aux blocs de calcaires : les premiers font partie du terrain même et en caractérisent l'âge, tandis que les seconds sont de véritables galets qui peuvent provenir de terrains très-variés ; ainsi les uns appartiennent au lias, tandis que d'autres sont de l'époque des formations crétacées ou des terrains tertiaires plus anciens que le tuf.

côté du Fosso-Grande. La nature de ces coulées est presque identique, elles diffèrent seulement par la grosseur de leurs parties constituantes; elles ont l'aspect général d'un porphyre composé d'une pâte d'un gris clair et de cristaux de pyroxène et d'amphigène. Ces derniers, de beaucoup les plus abondants, ont fréquemment plusieurs lignes de diamètre. On y distingue en outre quelques lamelles brillantes qui paraissent appartenir à du Ryacolithe, et des parties vitreuses d'un jaune très-clair analogues au Périidot. Quant à l'espèce de pâte qui enveloppe les cristaux, elle est caverneuse et peu homogène; examinée à la loupe elle contient aussi beaucoup de cristaux d'amphigène parfaitement terminés, qui contribuent à donner à cette partie la couleur grisâtre clair qui lui est propre. Ces petits cristaux sont surtout abondants près des cellules dont les surfaces sont hérissées de pointes trapézoïdales. M. G. Rose annonce que la pâte contient en outre du Labrador. Il me paraît plus probable qu'elle est également formée d'amphigène; sauf quelques lamelles qu'on peut rapporter à du Labrador, je n'ai point vu de cristaux appartenant à cette espèce minérale. Les analyses que j'ai faites des laves de la Somma ne conduisent à aucune conclusion certaine sur la nature des minéraux de l'ordre du feldspath qui existent dans ces laves; elles y indiquent seulement

Nature
des laves
de la Somma.

une assez grande quantité de potasse, mais cet alcali est probablement dû au mélange intime de cristaux microscopiques d'amphigène.

Les différentes nappes de laves se distinguent par la grosseur des cristaux et leur abondance, ainsi que par la compacité de la pâte; les parties extérieures des nappes sont moins cristallines que le centre, et leur surface supérieure est scoriacée et souvent tortillée de manière à présenter encore les traces du mouvement. Mais aussitôt que les laves de la Somma ont une certaine épaisseur, seulement de 0^m,60 à 0^m,80, alors elles sont cristallines et possèdent la structure granitoïde. La puissance de ces nappes est rarement au-dessous de deux mètres, quelques-unes cependant n'ont pas au delà de 0^m,30 à 0^m,50. Il en est une qui certainement a plus de 15 mètres de puissance; la lave qui la compose se désagrège facilement, de sorte que sa place dans l'escarpement est marquée par une concavité peu prononcée; la partie du sentier qui la traverse, sans être dangereuse, est d'un accès plus difficile. La nappe qui forme la *Punta Nasone*, cime la plus élevée de la Somma, a environ six mètres de puissance; elle présente quelques fissures, dans le sens de la pente, qui pourraient faire présumer qu'elle est composée de plusieurs lits, mais ces lignes de séparation ne sont que des fentes sans continuité. La surface su-

Epaisseur
des laves
de la Somma.

périeure de cette nappe est irrégulière comme celle des laves, et porte encore des traces certaines de fluidité. Son inclinaison surpasse 30 degrés dans plusieurs parties de sa longueur. Cette nappe repose sur un amas considérable de matières peu cohérentes analogues à des scories; il dérange la stratification assez régulière de l'escarpement et paraît remplir une cavité. La nappe supérieure ne se retrouve que sur une faible partie de la Somma, mais on voit au contraire les inférieures se prolonger sur presque tout son pourtour; on remarque facilement cette disposition régulière au moyen des petits ressauts que l'escarpement présente à chaque nouveau système de nappes et du petit vide qui existe entre elles.

Ce vide paraît dû à la destruction des matières incohérentes qui séparent les différentes nappes et marquent leur âge relatif. L'inclinaison des nappes de la Somma est à très-peu de chose près la même sur toute sa surface, on ne peut l'évaluer que par l'inclinaison générale des pentes prises dans différents points; cette inclinaison est environ de 24° à la croix, première pointe élevée en abordant la crête de la Somma du côté du Fosso.

A la Punta Nasone, cime saillante de la Somma, elle est de 26° nord. Lors de l'abaissement de l'arête vers le petit vallon *della Profica*, au moins à 150 mètres au-dessous de Punta Nasone l'inclinaison

Régularité
des nappes
de la Somma.

Inclinaison
des nappes
de la Somma.

son est de 24° N.-E. Enfin très-près de l'extrémité du cercle de la Somma, vis-à-vis de la bouche qui s'est ouverte en août 1834, l'inclinaison est de 25° vers l'O. 25° S. Ce dernier point est au plus de 100 mètres au-dessus du Plano. Si on examine sur une carte la position des points où les inclinaisons que je viens d'indiquer ont été prises, il en résulte qu'elles représentent la pente de nappes assez distantes les unes des autres; on peut en conclure que la Somma constitue une surface conique régulière, dans laquelle la génératrice forme avec l'horizon un angle de 26° . La régularité de cette inclinaison, dont la direction varie d'un point à un autre, ne peut s'expliquer par l'épanchement de nappes liquides qui se solidifieraient à mesure qu'elles avanceraient; le cône du Vésuve, qu'on a constamment donné comme un exemple de ce mode de formation, est à la vérité fort régulier, mais d'une part il paraît certain qu'il n'est pas le résultat de la seule accumulation des laves, et de l'autre il est formé, non de nappes solides et régulières comme la Somma, mais presque entièrement de matières incohérentes, qui doivent par conséquent se disposer d'une manière régulière par l'action de la pesanteur. L'examen des lois qui président au refroidissement des laves, que M. Elie de Beaumont a indiquées le pre-

mier (1), et sur lesquelles je donnerai quelques détails en décrivant le Vésuve, prouvent en outre de la manière la plus positive que les nappes de la Somma, qui possèdent constamment une texture granitoïde, ne peuvent avoir cristallisé dans la position dans laquelle on les observe actuellement.

Le massif de la Somma est traversé par une grande quantité de filons, dont très-peu se prolongent jusqu'à l'arête saillante qui termine son escarpement; ces filons s'arrêtent à des hauteurs très-variables, ce qui fait présumer que ce sont les fentes par lesquelles se sont élevées les matières liquides qui ont formé par leur cristallisation les différentes nappes de la Somma; outre ces fentes appartenant à la Somma même, il doit en exister de postérieures, représentant les fentes de déchirement qui doivent se produire dans les masses soulevées. J'en ai observé une de cette espèce; elle traverse l'escarpement dans toute sa hauteur, et sa puissance est beaucoup plus grande que celle des filons d'épanchements (2). La composition de ce vaste filon con-

Filons
de la Somma.

(1) Mémoire sur quelques points de la théorie des cratères de soulèvement.

(2) Nous avons établi, M. Elie de Beaumont et moi, dans un mémoire sur le Cantal et le Mont-Dore, que lorsque des couches sont soulevées, la somme des fractures qui se produisent est représentée par

$$\Sigma f = \pi (R - r) \text{ tang. } \theta.$$

firme la supposition que je viens de faire sur l'époque à laquelle il s'est formé, car il est rempli d'une espèce de tuf scoriacé très-différent des roches de la Somma, et présentant au contraire de l'analogie avec les laves du Vésuve.

Les roches qui composent les filons sont à base d'amphigène et de pyroxène; elles sont identiques à celles des nappes, à l'exception de leur compacité, qui est beaucoup plus grande: on y trouve aussi quelques cristaux de l'ordre des feldspath, et du Péridot. La grosseur des cristaux et l'état cristallin varient beaucoup, suivant l'épaisseur des filons; en général les roches sont plus compactes dans les filons étroits que dans les filons qui ont une certaine puissance; dans ces derniers la masse du filon présente quelquefois une division prismatique assez prononcée sans être régulière, comme dans les basaltes. L'état cristallin n'est pas le même dans toutes les parties du filon; les parois sont en général à plus petits cristaux et quelquefois un peu caverneux. Beaucoup de filons

R étant le rayon du cercle sur lequel s'est étendu le soulèvement; r la distance du centre du soulèvement jusqu'au point où l'on considère les fractures, et étang. θ le rapport de la distance horizontale de deux points d'une même arête du cône. Pour la Somma, on a pour les valeurs de ces données:

$$R = 5,200^m, r = 4,500^m, \theta = 26 .$$

se ramifient entre eux et viennent converger en un point commun ; un grand nombre d'autres se coupent et se rejettent comme cela a lieu pour les filons métallifères ; les filons croiseurs ont fourni la matière des nappes les plus modernes, et doivent par conséquent s'élever plus haut dans l'escarpement.

J'ai indiqué que le tuf formait une zone qui s'élevait à une hauteur assez uniforme autour de la Somma, correspondante à peu près à celle de l'ermitage. Malgré cette disposition, qui donne à la Somma, ainsi que je l'ai fait remarquer, la forme d'un double cône, cependant il paraît certain que ce tuf atteignait une hauteur presque égale à l'arête culminante de la Somma ; en effet, j'ai recueilli presque au sommet de la Somma environ à 40 mètres au-dessous de la crête la plus élevée (Punta Nasone), des blocs de calcaire saccharoïde blanc, empâtés dans des matières pulvérulentes analogues à la pâte du tuf ponceux ; ce calcaire, en tout analogue à celui qui forme des blocs dans le tuf du Fosso-Grande, constate d'une manière certaine l'existence de cette roche à une grande hauteur de la Somma ; on en retrouve également avec quelque abondance en descendant du côté d'Ottajano ; ces derniers sont au moins à 150 mètres au-dessous de la cime principale de la Somma, mais ils sont placés néanmoins encore à

une hauteur bien supérieure au niveau général que j'ai indiqué pour le tuf. Dans ce dernier point les blocs de calcaire saccharoïde sont accompagnés d'autres blocs très-micacés, contenant une grande quantité de substance jaunâtre vitreuse analogue au Périidot.

Mode de
formation de
la Somma.

J'ai démontré précédemment que le tuf est un terrain de sédiment déposé sous l'eau, comme les autres formations tertiaires; la présence des serpules à la surface de blocs calcaires, celle des fossiles trouvés par M. Pilla, et la régularité de cette roche ne peuvent s'expliquer que par cette supposition. Le tuf a donc été déposé horizontalement et à une profondeur peu inférieure au niveau de la Méditerranée. Les galets et les fragments des roches de la Somma, que l'on trouve dans le tuf, nous apprennent en outre que la Somma préexistait au tuf, seulement sa hauteur au-dessus du niveau de la mer devait être bien peu considérable, puisque j'ai reconnu la présence du tuf presque jusqu'au sommet; la destruction de cette roche dans les parties supérieures de la Somma est facile à concevoir; les couches du tuf, étant pour ainsi dire coupées en sifflet, devaient être assez minces dans ces parties, et le peu de solidité de cette roche n'opposait aucune résistance aux causes destructives auxquelles elle doit avoir été soumise depuis son dépôt. Il résulte en outre de l'état cristallin des laves qui forment la Somma

que les nappes que l'on voit se dessiner sur son escarpement doivent avoir été formées horizontalement; elles ont par conséquent été placées dans leur position actuelle par une action très-postérieure à leur formation, puisque le tuf s'est formé entre ces deux époques et qu'il a recouvert presque entièrement leur surface.

Quant aux blocs de calcaire saccharoïde et de roches micacées qui font partie du tuf, les serpules, qui se trouvent à la surface de quelques-uns, montrent qu'ils ont également préexisté au tuf et qu'ils y sont à l'état de galets. Quelques géologues pensent que ces blocs calcaires ont pu être rejetés par les éruptions volcaniques. Sans doute les volcans rejettent des blocs qui leur sont étrangers, mais ils appartiennent seulement au terrain dans lequel ils se font jour, et qui en forment pour ainsi dire l'opercule. Mais ce n'est pas le cas des blocs que l'on recueille dans le tuf de la Somma. Ils appartiennent, ainsi que nous l'avons déjà dit, à des terrains variés, les uns de l'âge des roches primitives, les autres de différentes époques secondaires et tertiaires, et dont plusieurs n'existent pas dans les environs de Naples. Il est donc difficile de concevoir comment ils auraient pu être lancés par l'action volcanique. De plus, si ces blocs avaient été rejetés par une cause de cette nature, on devrait les trouver seulement à la surface du sol; ils sont, au contraire, disséminés dans le tuf ponceux,

Les blocs calcaires de la Somma sont des galets dans le tuf.

et même avec plus d'abondance dans les couches inférieures. La position de ces blocs, leur conservation, les fossiles récents dont quelques-uns sont recouverts, sont autant de circonstances qui prouvent, jusqu'à l'évidence, qu'ils appartiennent au terrain du tuf ponceux, et qu'ils y forment des galets. Du reste, le phénomène de ces blocs renfermant des minéraux particuliers n'est pas exclusif au Vésuve; le tuf des îles ponces paraît en contenir, et l'Ecole des Mines possède plusieurs échantillons semblables, rapportés de ces îles par le célèbre Dolomieu. Quelques échantillons de Ténériffe, que j'ai vus chez M. Berthelot, me font présumer qu'il existe également un tuf analogue à celui de la Somma dans les volcans des Canaries. Les blocs de calcaire compacte et de calcaire cristallin, malgré leur différence de texture, paraissent avoir une même origine; en effet, on voit des passages de ces calcaires saccharoïdes à des calcaires compactes bleus; l'état cristallin serait alors dû à une altération qu'ils ont éprouvée. Une circonstance qui tend à confirmer cette opinion, est que la plupart des minéraux particuliers au Vésuve(1),

(1) Les minéraux que l'on trouve au Vésuve, et dont la composition est connue, sont :

L'idocrase,
 La néphéline,
 La Méionite,
 La Sodalite.

et qui se trouvent en grande partie dans ces blocs calcaires même, sont des silicates dans lesquels la chaux est abondante; la même cause, qui a changé la texture du calcaire a pu donner, naissance à ces minéraux particuliers. Une question plus difficile à résoudre est de déterminer la cause finale de ce changement et l'époque à laquelle elle a agi; on peut supposer qu'elle s'est développée au moment où les laves de la Somma se sont épanchées, ou peut-être à l'époque même du dépôt du tuf; dans tous les cas, elle doit avoir préexisté à l'élevation du tuf, puisque plusieurs blocs, même cristallins, portent encore des traces certaines de leur séjour dans la mer.

b. Du Vésuve.

La Somma paraît avoir constitué à elle seule pendant longtemps le groupe entier du Vésuve. Le peu de renseignements que l'on possède sur la forme de cette montagne, à l'époque où les Grecs sont venus s'établir en Italie, nous la montre comme terminée par une vaste plaine, présentant à son centre une dépression circulaire assez profonde, *Pl. VII, fig. 1 (1)*. Aucun phénomène particulier ne décelait alors l'origine du Vésuve, et la

(1) Ce dessin est extrait de la description des îles Canaries, par M. L. de Buch.

comparaison minéralogique de ses roches permettait seule de le supposer produit à la manière des volcans. Une longue période de tranquillité a donc succédé à l'émission et au redressement des laves de la Somma. Ce n'est que vers le milieu du premier siècle de l'ère chrétienne, que remontent les premiers phénomènes qui se rattachent à l'apparition du Vésuve. Un tremblement de terre, qui doit avoir occasionné des ravages considérables, eut lieu dans l'année 63 : plusieurs autres, plus ou moins violents, se succédèrent sans interruption depuis cette époque jusqu'à l'année 79, où eut lieu l'éruption qui détruisit Herculanium et Pompeï ; c'est de cette éruption, la plus violente de toutes celles qui se sont succédé depuis, et qui présente des caractères particuliers, que date très-probablement l'élévation du cône central que l'on désigne maintenant sous le nom de Vésuve, et dont aucune description ne rappelle l'existence avant cette catastrophe. Le Vésuve ne paraît pas avoir atteint immédiatement sa hauteur actuelle, non qu'il ait été formé par l'addition de coulées successives, ainsi que je l'ai déjà indiqué, au commencement de ce mémoire ; mais son élévation a eu lieu probablement à plusieurs reprises. Les laves et les cendres qui couvrent ses pentes nous dérobent sa composition intérieure, et aucun escarpement ne vient nous la révéler : ce n'est que par les phé-

Époque de
l'érection du
Vésuve.

nomènes qui se passent à sa surface que nous pouvons préjuger sa formation ; disons-le par avance , ils sont presque tous favorables à la supposition d'une élévation immédiate.

Le cône du Vésuve s'élève brusquement au milieu du Piane , *Pl. VIII, fig. 1*, qui lui-même est un cône fort surbaissé : sa hauteur totale, prise à la Punta del Palo, est de 1185^m, et celle au-dessus du Piane est de 535^m. La pente du Vésuve, à peu près uniforme sur toute sa hauteur, est de 33°. A sa partie inférieure elle s'adoucit et se raccorde avec la surface du Piane et la pente de la Somma formée par le tuf. A partir de cette ligne, l'inclinaison des coulées diminue graduellement, et passe de 10° à 0°, limite à laquelle le mouvement d'avancement n'a plus lieu. La lave s'avance encore sur un petit espace par la vitesse acquise , puis elle s'arrête, quoiqu'elle possède encore une certaine fluidité et s'accumule en coulée plus épaisse.

Forme du
Vésuve.

Le sommet du Vésuve, désigné généralement sous le nom de cratère, a la forme d'un cercle un peu allongé de l'est à l'ouest, dont le diamètre est environ de 750 mètres sur 700. Sur les trois quarts de sa circonférence, ce cercle est surmonté par une arête assez escarpée intérieurement, tandis que l'extérieur présente l'inclinaison générale de tout le cône. Une partie beaucoup plus élevée s'élève au N.-O., elle est désignée sous le nom

particulier de *Palo*. Avant l'éruption de 1822, qui détruisit en partie le cratère, le *Palo* était encore plus élevé. Le sommet du cratère est terminé par une plaine très-irrégulière, couverte de blocs de scories et de laves, et coupée par de nombreuses fissures, desquelles il se dégage des vapeurs analogues aux fumarolles qui s'échappent des coulées de laves. Au centre de cette espèce de plaine sont deux vastes entonnoirs, dont l'un, beaucoup plus grand que l'autre, présente une troisième excavation (*Pl. VII, fig. 6*). Ces trois cavités coniques paraissent plutôt le résultat d'éboulements que des bouches ouvertes par des éruptions récentes; elles sont couvertes de débris qui cachent la disposition de leurs parois.

Nature des
produits du
Vésuve.

Les laves, quelles que soient les époques auxquelles elles ont été rejetées, paraissent de composition identique; elles sont aussi très-uniformes par leurs caractères extérieurs, qui varient seulement avec l'inclinaison sous laquelle elles se sont refroidies. On y distingue fréquemment des grains arrondis blanchâtres, regardés par erreur comme des cristaux d'amphigène, du pyroxène, quelques lamelles de labrador et des nodules rares de péridot: la masse de ces laves est fusible en émail blanc; mises en digestion dans les acides, elles y sont presque complètement solubles lorsqu'on a eu soin de choisir des morceaux ne

contenant pas de pyroxène. Lorsqu'elles ont été porphyrisées avec précaution, l'action de l'eau régale est très-vive, elles sont alors attaquées avec un dégagement considérable de chaleur.

Lorsque les laves se sont refroidies lentement, comme celles du Granatello, de la Scala, de Torre del Greco, etc., qui se sont accumulées sur un sol horizontal, la masse est presque entièrement cristalline; on y aperçoit alors une grande quantité de petits cristaux prismatiques qui se rapportent au genre feldspath. Les grains blancs y sont très-clair-semés, tandis qu'ils sont beaucoup plus abondants dans les laves scoriacées; on dirait que l'espèce minérale à laquelle ils appartiennent se produit avec moins de facilité lorsque le refroidissement est lent que lorsque la lave s'est consolidée brusquement. Si l'on compare les laves du Vésuve et celles de la Somma, on reconnaît bientôt qu'elles diffèrent à la fois par leur état cristallin et par leur composition; ces dernières sont granitoïdes et formées par la réunion de cristaux assez volumineux, tandis que dans les laves du Vésuve les cristaux sont généralement petits et clair-semés: de plus l'amphigène forme la masse principale des nappes de la Somma, tandis que je viens d'indiquer que cette substance n'était qu'accidentelle dans les produits du Vésuve actuel. Cette différence de composition se lie d'une manière

Des laves.

intime aux phénomènes volcaniques pour faire du Vésuve et de la Somma deux groupes très-distincts.

Des scories.

Les laves compactes et cristallines forment une exception au Vésuve; elles sont ordinairement à l'état fragmentaire et scoriacées: quant aux scories proprement dites, on ne les observe que sur les parois des bouches volcaniques ou dans les endroits où les laves sont répandues sur une pente très-rapide; alors elles sont fortement tirillées dans tous les sens, et ne présentent aucune trace de cristallisation.

Les laves du Vésuve sont rarement vitreuses. Cependant la coulée *del Mauro*, qui eut lieu en 1818, est en partie à l'état vitreux; cette texture particulière y est moins prononcée que dans les obsidiennes des terrains trachytiques. Ces laves vitreuses contiennent des cristaux imparfaits, analogues à ceux qui existent dans les laves scoriacées.

Des cendres.

Certaines éruptions (celle de 1822) ont lancé des matières pulvérulentes, auxquelles on donne le nom de cendres. Ces produits arénacés sont composés de petits grains cristallins non vitreux. Examinés au microscope, on reconnaît qu'ils renferment exactement les mêmes éléments que les laves. L'examen chimique de ces matières montre qu'elles ont également la même composition. Elles se dissolvent avec facilité dans les aci-

des, et se comportent au chalumeau comme les laves de la Scala et du Granatello; il est dès lors probable que la différence de texture qui existe entre les cendres et les laves est le résultat de leur mode de refroidissement: au lieu d'arriver liquide à la surface, la matière en fusion s'est solidifiée à l'état de sable assez fin dans l'intérieur même du cratère; ces sables ont ensuite été enlevés par les gaz qui sortent dans certains cas sous une grande pression. L'éruption de 79 a rejeté une grande quantité de ces cendres; néanmoins les masses qui recouvrent Pompeï et Herculaneum n'appartiennent pas à cette classe de matières volcaniques, tandis qu'elles sont complètement identiques avec les tufs ponceux. Les cendres, ainsi que nous le dirons plus tard, n'ont joué qu'un bien faible rôle dans cette mémorable catastrophe.

Enfin le Vésuve lance, au commencement de la plupart des éruptions, des pierres dont le volume est quelquefois considérable; j'en ai vu dans le Piane plusieurs qui avaient de 12 à 15 pieds de hauteur, et qui, d'après leurs autres dimensions, devaient peser plus de 80 tonneaux ou 800 quintaux métriques. Ces espèces de bombes volcaniques sont composées des mêmes éléments que les laves, mais leur texture est essentiellement différente. Elles sont vitreuses et cristallines à la manière de certains trachytes, et sans aucunes

Pierres
rejetées par
le Vésuve.

vacuoles; elles contiennent beaucoup de cristaux de pyroxène vert lamelleux, des grains hyalins blancs des lames de mica rougeâtres et du péridot. L'état cristallin et la composition de ces blocs ont une identité vraiment remarquable, de sorte que leurs caractères extérieurs suffisent pour les faire distinguer à la simple vue des autres produits du Vésuve. Sur les bords du Palo il existe une assise de roche compacte d'environ deux mètres de puissance, visible dans l'escarpement intérieur et entièrement analogue à ces blocs rejetés. La texture lithoïde de cette assise et des bombes volcaniques, qui ne se reproduit que dans les laves qui par leur épaisseur ont dû se refroidir lentement, me fait présumer que ces roches cristallines ont éprouvé un refroidissement lent et gradué. Peut-être l'assise qui forme le Palo est-elle seulement l'opercule du cratère portée à sa place actuelle par un flot de laves qui l'aurait soulevée à l'état solide; il se pourrait également que les blocs rejetés fussent des fragments de ce même opercule.

Outre ces produits principaux, on recueille au Vésuve différents minéraux, tels que du fer oligite, du cuivre muriaté, du sel marin, etc., qui sont le résultat de la sublimation.

Les laves altérées par la vapeur muriatique, ou modifiées par les eaux, qui s'échappent quelquefois avec abondance des flancs du volcan, pré-

sentent des différences assez notables avec les caractères généraux que j'ai indiqués comme habituels à ces produits du Vésuve. Mais ces laves sont exceptionnelles et toujours circonscrites dans un petit espace. On cite encore, comme appartenant au Vésuve, les blocs de calcaires compactes et cristallins, et les fragments de roches anciennes, que l'on trouve en abondance sur les pentes de la Somma; mais, j'ai déjà annoncé que ces blocs faisaient partie du tuf ponceux qui recouvre les pentes de cette montagne. Il paraît, il est vrai, d'après les descriptions de Breislack, qu'il existe aussi quelques blocs de cette nature sur le cône même du Vésuve, ce qui fait encore supposer à plusieurs géologues que ces roches ont été rejetées par le volcan. L'identité complète entre ces blocs et ceux qui sont répandus en si grande abondance sur les flancs de la Somma, et leur différence avec les bombes volcaniques que le Vésuve lance à chaque éruption me paraissent deux raisons bien puissantes pour croire que les blocs calcaires sont entièrement étrangers au Vésuve. En outre, si ces blocs avaient été rejetés par le Vésuve, ils devraient être beaucoup plus abondants sur le cône central que sur les flancs de la Somma, puisque cette dernière montagne est séparée de la première par une vallée circulaire de plus de 400 mètres de profondeur; cependant le contraire a lieu : les blocs

Blocs sur
les pentes
du Vésuve.

sont tellement rares sur le Vésuve qu'on ne les rencontre que par hasard, tandis qu'ils sont répandus avec profusion sur les pentes de la Somma. Enfin si l'on trouve une certaine quantité de ces blocs à la surface, leur véritable gisement est au milieu des couches de tuf ponceux et surtout dans les couches inférieures. On peut du reste très-facilement expliquer leur présence sur le cône central par les considérations suivantes.

Les nappes de la Somma, qui ont été épanchées horizontalement, ainsi que je l'ai indiqué il y a seulement quelques pages, ont été recouvertes par le tuf ponceux déposé en couches régulières, lequel contenait, sous forme de galets, les blocs de calcaire, de roches anciennes et de roches amphigéniques. Lorsque la Somma a été soulevée, la portion de tuf qui existait au centre s'est éboulée dans la cavité cratériforme; il est donc naturel que le cône du Vésuve, qui doit son origine en partie au soulèvement du cratère de la Somma, présente quelques blocs sur ses pentes. On peut même dire que l'existence de ces blocs vient ajouter une preuve à celles déjà indiquées pour démontrer que le cône central du Vésuve ne peut être dû seulement à l'accumulation successive des laves, et qu'une autre cause doit avoir participé à son érection.

La sortie des laves a lieu quelquefois par le

cratère même, comme dans les éruptions de 1822 et 1828; mais fréquemment les bouches qui les déversent s'ouvrent sur les flancs et quelquefois même au pied du Vésuve. Il est rare que la lave ne se fasse jour qu'en un seul point, presque toujours il se forme plusieurs bouches qui vomissent successivement ou même à la fois des torrents enflammés. Ces différentes bouches sont ordinairement placées en ligne droite, et fréquemment même elles sont reliées entre elles par une fente : lorsque la lave cesse d'affluer, elle se solidifie dans ces différentes ouvertures, qui constituent par leur ensemble un véritable filon. J'ai déjà fait remarquer ce mode d'expansion de la lave à la surface pour les coulées de la Somma, où l'on voit les filons venir se terminer successivement aux différentes couches qu'ils ont produites.

Position des
bouches du
Vésuve.

Les éruptions de 1760, de 1794 et du 28 août 1834, affectent cette disposition d'une manière très-prononcée :

La première de ces éruptions s'est faite au pied sud du Vésuve, au-dessous de la pente marquée par la ligne de tuf : elle a eu lieu par 4 bouches situées dans une ligne N.-S., passant par le bord du cratère qui regarde Naples.

Les bouches de 1794 sont placées sur le versant ouest du Vésuve, exactement au commen-

cément de la seconde pente, et par conséquent un peu plus élevées que celles de 1766 : ces bouches, au nombre de cinq, sont disposées suivant une ligne dont la direction E. 38° N., O. 38° S. passe un peu au N. de l'arête circulaire du cratère. Ces cinq bouches comprennent une longueur de plus d'un mille; les deux plus élevées sont recouvertes par des coulées modernes; la troisième, très-allongée dans le sens de la direction particulière à cette éruption, est une véritable fente le long de laquelle s'est élevé un bourrelet très-épais.

L'éruption du 28 août 1834 s'est d'abord fait jour sur le flanc est du cône, aux $\frac{2}{3}$ environ de sa hauteur; plusieurs petites bouches se sont ensuite ouvertes au pied même du cône, dans l'espace de plaine qui le sépare des escarpements de la Somma, et que l'on désigne dans cette partie sous le nom de *Canal dell' Inferno*; ces différentes bouches sont reliées par une trainée de laves qui paraissent être sorties d'une fente : l'ensemble de ces différentes ouvertures forme une ligne sensiblement droite qui court E. 20° S., O. 20° N.

Cette disposition remarquable s'est représentée dans plusieurs autres éruptions.

La formation de plusieurs de ces petits cratères a été accompagnée de circonstances dont l'examen jette beaucoup de jour sur la manière dont

s'est formé le cône central : les bouches produites en 1760 atteignent une hauteur assez considérable ; la plus rapprochée du Vésuve s'élève d'environ 70 à 80 mètres au-dessus de la surface du sol ; elle a la forme d'un cône assez régulier, dont la pente est d'environ 24 à 26°, présentant sur le devant, une vaste échancrure, par laquelle s'est déversée la lave. L'arête supérieure est recouverte sur tout son pourtour par une couche de scories rougeâtres, dont les cavités sont remplies de fer oligiste cristallisé. Les parois de l'échancrure et la portion de la coulée qui réunit cette première bouche et la seconde sont tapissées des mêmes scories. Les pentes sont recouvertes de fragments de laves ayant la texture et l'aspect des autres coulées : on n'y trouve que quelques scories tombées de l'arête supérieure ; mais il est évident que sa surface n'en a pas été couverte au moment de l'éruption. On y observe au contraire des blocs provenant d'éruptions antérieures reconnaissables à la grosseur des cristaux ainsi qu'à l'état un peu vitreux de la pâte. La disposition du courant de lave fait en outre présumer que la matière en fusion n'est sortie que par l'échancrure, et qu'elle ne s'est pas répandue sur la surface du cône à la manière d'une nappe qui se déverse par-dessus les bords d'un bassin où l'eau arrive sans cesse. La couleur foncée et la

Formation
des bouches
de l'éruption
de 1760.

structure scoriacée de la lave, qui obstrue encore le canal par lequel elle s'est écoulée, l'indique suffisamment; de plus, il n'est pas probable que la nappe, qui se serait déversée par-dessus les bords se fût arrêtée exactement sur la surface de ce petit cône; elle aurait dû, au contraire, former une coulée sur tout son pourtour, laquelle serait venue ensuite se réunir à la coulée principale: cependant on ne voit à la circonférence inférieure du cône que des laves provenant de coulées d'une autre époque. La forme abrupte et isolée de ce cône, qui s'élève sans présenter à sa base la diminution de pente nécessaire pour raccorder sa surface avec la pente naturelle du sol, est encore une preuve que cette élévation n'a point été formée par une matière visqueuse, comme celle des laves, qui se serait superposée en couches successives. Toutes ces circonstances, au contraire, sont conformes à ce qui serait arrivé si le terrain, d'abord soulevé en forme de cloche par l'action des fluides élastiques qui se dégagent toujours avec une grande abondance au commencement des éruptions, s'était ensuite affaissé au centre, et qu'une large dépression eût remplacé la calotte sphérique qui en formait la partie supérieure.

La disposition de la bouche principale de l'éruption du 28 août 1834 se présente avec des circonstances entièrement analogues à celles que

je viens d'indiquer; mais elles sont encore plus faciles à saisir, parce que sa surface n'a éprouvé aucune modification, et que la pente du Vésuve, sur laquelle a eu lieu cette éruption, est complètement recouverte d'une cendre d'un gris clair produite par l'éruption de 1822 : on y distingue alors facilement, et même de loin, toutes les parties de la nouvelle lave.

Formation du
cône de 1834.

La bouche supérieure du mois d'août 1834, ainsi que je viens de l'indiquer quelques lignes ci-dessus, a été ouverte sur la surface même du cône, aux deux tiers de la hauteur; elle présente la forme d'un entonnoir portant une échancrure sur le devant. Un sillon noir, couvert de laves, indique le chemin que la lave a parcouru; ce sillon se compose de deux parties très-distinctes (*Pl. VIII, fig. 4*): la lave ne s'est attachée qu'en très-peu de points de la ligne *c*, qui occupe le centre de ce sillon sur toute sa longueur. Partout on voit le sol gris sur lequel la lave a coulé, et, loin d'avoir servi à augmenter l'épaisseur du cône, la lave en coulant a creusé un véritable ravin, et a plutôt détruit qu'édifié. A gauche et à droite de cette ligne médiane existent deux bandes parallèles *c'*, *c'*, couvertes entièrement de laves, si ce n'est au point *d*, où sans doute, le sol étant plus élevé, la matière en fusion a été obligée de se séparer comme l'eau à la rencontre d'une île. Ces deux bandes ne sont

autre chose que des bourrelets qui se sont formés sur les côtés, par la pression latérale de la lave; ils s'augmentaient à chaque instant des parties solidifiées que le courant ne pouvait plus entraîner : c'est par une action semblable que la mer pousse devant elle à chaque flot les galets et les fucus, qu'elle accumule sur ses bords en longues lignes saillantes parallèles au rivage. A la partie inférieure du cône, à l'endroit où sa pente se raccorde avec le Pianè, les bandes latérales de scories se réunissent, et on ne voit plus qu'une seule coulée qui se divise et se ramifie suivant les accidents du sol.

Les bourrelets de lave *c', c'* remontent un peu au delà de l'échancrure, mais la surface du petit cône n'en présente presque aucune trace, et sa couleur, uniformément grise, nous apprend qu'elle est complètement recouverte des mêmes cendres que l'éruption de 1822 a répandues sur les pentes E. et N. du Vésuve.

Cette disposition prouve mieux qu'aucun raisonnement la formation de ce cône; comment sa surface pourrait-elle être couverte de cendres s'il n'avait été entièrement édifié aux dépens des coulées antérieures qui ont été soulevées par l'action volcanique? La nouvelle éruption n'y a donc participé que par sa force d'expansion. Ce fait n'est point isolé, je viens d'indiquer que c'est

à une action semblable que paraissent dues les bouches de 1760; le mode que la nature a suivi pour la formation des cônes, de ces deux éruptions, me paraît avoir également présidé à l'érection du cône principal. L'éruption de 1834 nous fournit en outre une preuve directe du peu de matière qui s'accumule sur une pente aussi rapide que celle du Vésuve, elle nous montre par conséquent l'impossibilité que ce cône ait été produit uniquement par l'accumulation de coulées successives de laves. Ce résultat était, du reste, facile à prévoir par les lois de la pesanteur, qui ne permettent pas que des matières liquides, s'écoulant sur une pente de 33 à 34 degrés (inclinaison du Vésuve), puissent se consolider sur une certaine épaisseur. A peine une couche mince a-t-elle pu se solidifier, qu'elle se fendille dans tous les sens, et ses fragments s'accumulent au bas de l'escarpement, à la manière des morènes que l'on voit aux pieds des glaciers.

Ces détails me conduisent naturellement à étudier les lois qui président à l'écoulement et à la solidification des laves, question importante et dont la relation avec la théorie des soulèvements est si intime.

Je viens de montrer que le plus ordinairement les coulées de laves tracent sur la surface du Vésuve des sillons dont la largeur dépend de

Lois de
l'écoulement
des laves.

l'abondance de la lave et du relief du terrain. Mais, quelle que soit cette largeur, elles se présentent toujours comme de simples lanières : disposition que M. de Humboldt a caractérisée en disant que les laves sont toujours en bandes étroites.

La coulée de 1794, qui s'est prolongée jusqu'à la mer, et a couvert Torre del Greco, est une des plus considérables de toutes celles qui sillonnent les pentes du Vésuve; elle présente à son origine une largeur égale seulement à la 110^e partie de la circonférence sur laquelle ses bouches sont ouvertes; tandis que dans l'endroit où elle atteint sa plus grande largeur, c'est-à-dire en face de Dedonna, située à $\frac{1}{4}$ de sa longueur totale, elle est égale environ à la 55^e partie de la circonférence du cercle qui passe à cette hauteur du Vésuve.

Étendue et
puissance des
coulées.

La largeur de la coulée du 28 août 1834, mesurée à la moitié de sa course, c'est-à-dire environ $\frac{1}{2}$ mille au-dessus de la maison de campagne du prince d'Ottajano, est environ la 80^e partie du cercle correspondant, et dans cette portion de sa course cette coulée est divisée en trois branches, circonstance qui en réduit notablement la puissance réelle. La moyenne de ces deux exemples établirait la largeur des coulées égale à la 82^e partie de la surface du Vésuve; mais, comme elles sont de beaucoup plus larges et les plus abondantes, on

est encore au-dessus de la vérité, en la regardant comme égale seulement à la 100^e partie.

L'épaisseur des coulées, abstraction faite des cavités du sol sur lequel elles s'étendent, est en relation avec la pente; la lave s'accumule avec quelque abondance dans les parties plates, le mouvement d'avancement s'arrêtant bientôt lorsque la lave se répand sur un sol à peu près horizontal. Mais, pour des inclinaisons égales, l'épaisseur est à peu près constante; ce qui tient à ce que les laves du Vésuve, composées des mêmes éléments, possèdent une fluidité semblable. Cette épaisseur dépasse rarement trois mètres et, quand on suit le bord d'une coulée, il est rare que l'œil ne puisse en embrasser à la fois la surface sur une assez grande étendue. On voit s'élever, au-dessus du niveau général, des blocs plus ou moins considérables placés debout comme les pierres druidiques; mais, quelque abondants qu'on les suppose, ils ne sont jamais que des exceptions qui augmentent de bien peu la puissance totale de la coulée. Je montrerai bientôt que dans les différentes carrières qui bordent la mer, au Granatello, à la Scala, à Torre del Greco, etc., ainsi que dans les coupes que l'on observe dans les escarpements du Fosso-Grande, l'épaisseur des coulées de laves atteint rarement cinq mètres; cependant dans ces carrières, les laves se sont accumulées sur un sol horizontal.

Épaisseur
des coulées.

Manière de
couler des
laves.

Le mouvement des laves, quoique de même nature que celui de l'eau, présente cependant des différences essentielles qui résultent de leur viscosité, et surtout de ce que toute la nappe ne possède pas la même fluidité. Les surfaces extérieures de la lave se solidifient bientôt, tandis que l'intérieur reste à l'état de fusion; cette partie liquide est la seule qui possède le mouvement : elle coule à l'abri de l'atmosphère, en entraînant et en chassant devant elle la lave solidifiée. Cette circonstance explique pourquoi le courant de lave ne forme pas une simple lame, mais une masse ayant une certaine épaisseur, et présentant des bords assez nets, de telle façon que la lisière d'une coulée semble un véritable mur. Outre cette disposition, la plupart des coulées présentent des bandes longitudinales assez parallèles entre elles; ces larges stries, saillantes sur la surface, sont les traces du mouvement de la lave, qui ne s'avance pas d'une seule pièce, mais par bandes parallèles. Le courant intérieur est alimenté par la lave qui s'échappe de la bouche du volcan; suivant son abondance, la coulée s'étend sur une plus grande longueur de la pente, ou même jusqu'à la plaine horizontale sur laquelle s'élève le Vésuve. Le mouvement cesse, ou par le défaut de pente, ou par défaut de matière; la pente, sur laquelle le mouvement de la lave vient mourir,

varie avec sa nature. On conçoit, en effet, qu'une lave pourra couler sur la même pente, où une autre encore chaude et liquide s'arrêtera. C'est seulement lorsque le courant ne peut vaincre la résistance du frottement sur le sol que la lave s'accumule sur une certaine épaisseur, et qu'elle acquiert, par un refroidissement lent, la structure basaltoïde.

Quand les coulées s'arrêtent par suite du peu d'abondance de la matière vomie par le volcan, la lave s'amincit et se tiraille dans tous les sens, comme une matière pâteuse que l'on étire. Dans ce cas, elle présente les caractères de scories, et elle ne devient jamais lithoïde.

L'intérieur des coulées possède une haute température, et reste même en fusion longtemps après que la lave a cessé de couler.

La longueur du refroidissement dépend en général, de l'épaisseur de la couche de laves, et de quelques autres circonstances peu connues. La haute température et la fusion de la lave sont indiquées par la présence des fumarolles, c'est-à-dire par le dégagement des vapeurs de différentes natures qui s'échappent sous forme de fumée. Au Vésuve, ces vapeurs paraissent se composer, d'acide carbonique, d'eau, d'acide muriatique et de sel marin. On a indiqué souvent de l'hydrogène sulfuré, mais on s'est assuré, par des essais réitérés, qu'il

Des fumarolles.

ne se dégagait pas de soufre. L'odeur piquante de l'acide muriatique le rend très-reconnaisable; en outre, les parties où les fumarolles se dégagent sont toujours couvertes de croûtes blanches de sel marin et d'efflorescences d'un jaune clair, que l'on prend assez généralement pour du soufre, et qui sont dues à un sous-muriate de fer. A mesure que la lave se solidifie les fumarolles s'éteignent, leur présence est une indication certaine de l'épaisseur de la coulée; tant que la lave afflue, elles brûlent sur toute la longueur du courant de laves. Dans l'éruption du 28 août 1834, les fumarolles se sont éteintes, au bout de très-peu de jours, à la partie supérieure de la coulée, laquelle s'est solidifiée presque immédiatement par suite de la grande inclinaison du cône, qui n'a permis qu'à une très-faible quantité de laves d'adhérer à la surface. Les fumarolles étaient au contraire encore en pleine activité à la fin d'octobre, c'est-à-dire deux mois après l'éruption; vis-à-vis la maison de campagne du prince d'Ottajano, située à plus de deux milles au-dessous de l'orifice de sortie de la lave. Suivant toute probabilité, quelques-unes d'entre elles ont brûlé encore pendant plusieurs mois. Les fumarolles persistent donc en général plus longtemps à la partie inférieure des coulées, ce qui tient au mouvement continu de la lave, qui tend sans cesse à avancer. Elles se prolongent

gent aussi dans les parties où la conformation du sol a forcé la lave à s'accumuler en plus grande quantité. La position des fumarolles, dans ces différentes circonstances, n'est pas non plus indistincte ; elles sont en général placées suivant les stries longitudinales que présentent les coulées, disposition du reste, complètement en rapport avec le mouvement d'avancement des coulées.

Les vapeurs qui se dégagent de la lave et donnent naissance aux fumarolles lui sont propres ; car elle ne les reçoit plus du volcan, avec lequel toute communication est interceptée une fois que la lave a cessé de couler ; et d'un autre côté, elle ne peut les emprunter au sol sur lequel elle repose. Les laves ne contenant plus les éléments de ces fumarolles lorsqu'elles sont solidifiées, il faut donc que ces vapeurs restent en dissolution dans les laves tant qu'elles sont en fusion, leur présence favorise probablement cet état moléculaire, puisqu'elles se dégagent instantanément de la lave au moment de la cristallisation.

La surface extérieure des coulées est toujours scoriacée ; elle présente des stries qui sont les traces du mouvement de traction, auquel la lave a été soumise dans son état visqueux. Considérées dans leur ensemble, elles sont composées d'un assemblage de fragments anguleux disposés d'une manière irrégulière. Cette disposition est le résultat

du retrait que les laves éprouvent dans leur refroidissement, et qui les fait éclater dans tous sens; par suite de ce refroidissement, la surface des coulées est fréquemment hérissée de blocs assez considérables, placés dans une position verticale et en saillie de plusieurs pieds au-dessus du niveau général.

Texture
des laves
en rapport
avec leur
inclinaison.

La texture fragmentaire des laves est constante, tant que le sol sur lequel elles s'étendent présente une inclinaison supérieure à deux degrés. Lorsque la pente du sol est légère, et que la masse affluente est considérable, la coulée acquiert alors une certaine épaisseur, et la lave, se refroidissant lentement, prend la texture cristalline; dans cette circonstance même, la surface extérieure de la coulée est encore scoriacée. Lorsque les fragments de laves ont une épaisseur un peu considérable, il arrive ordinairement que le centre est assez cristallin; mais presque jamais il ne possède la structure compacte que l'on observe dans les coulées horizontales. La fluidité des laves et leur affinité pour la chaleur, exercent aussi de l'influence sur la texture de ces roches.

Pour établir, d'une manière certaine, le fait important de la relation de la texture des laves et de l'inclinaison des coulées, il est nécessaire que je donne quelques exemples; je les choisirai parmi les coulées les plus étendues, afin qu'elles présentent les différentes circonstances qui font

varier la texture des produits volcaniques. Je pourrais, du reste, les citer toutes au hasard; car je ne crois pas qu'il existe une seule coulée où les lois que je vais indiquer éprouvent d'anomalie.

La lave de 1794, qui a pris naissance au-dessous Lave de 1794. du Piane au milieu duquel s'élève le cône du Vésuve, et qui est descendue jusqu'à la mer, sur les bords de laquelle elle forme un escarpement, nous fournit un exemple complet sous ce rapport.

L'inclinaison de cette coulée, au-dessous des bouches dont elle s'est échappée, est de 5°53'. Elle est composée de fragments incohérents et scoriacés; ces fragments dans leur cassure, sont d'un gris extrêmement foncé, complètement bulleux; ils présentent quelques grains hyalins blancs, gros au plus comme la tête d'une épingle, des grains vitreux analogues au périclase, et des lamelles extrêmement rares qui paraissent appartenir à du Labrador. La coulée, fort étroite à son origine (100 mètres au plus), et dont l'épaisseur moyenne était environ de 1^m,50, s'élargit beaucoup près de Falanca (*Pl. IX*), maison de campagne située à 1.200 mètres des bouches qui l'ont vomie, et à la réunion de deux petits ravins. Elle conserve sa largeur, environ 500 mètres, jusqu'à Balzano, où le relief du sol a forcé la lave à se séparer en deux courants; le plus oriental s'est dirigé vers Vitello, près duquel il s'est arrêté;

tandis que l'autre branche s'est précipitée vers la mer, en couvrant en partie la ville de Torre-del-Greco.

La pente de la coulée au-dessus de Falanca, est encore de 5° ; entre ce point et Balzano, maison isolée, et que la lave a entourée de tous côtés, elle est seulement de $3^{\circ} 59'$. Cette inclinaison est celle d'une ligne qui passerait sur toute cette partie de la coulée, longue d'environ 1.300 mètres; elle est plus grande que l'inclinaison de sa dernière moitié, parce que le sol présente une double pente qui forme une véritable cascade. Malgré cette diminution dans l'inclinaison, l'état fragmentaire et scoriacé de la lave est le même; elle semble plutôt formée par la réunion de débris placés par une action alluviale, que le résultat de la consolidation d'une nappe de matière en fusion. La maison, qui a été enveloppée par la lave, nous permet de voir l'épaisseur totale de la coulée, qui est d'environ 4 mètres.

A plus de 1.200 mètres au-dessous de Balzano, la coulée est encore à l'état fragmentaire, quoique la pente diminue graduellement; ce n'est qu'à une très-petite distance de Torre-del-Greco, lorsque le sol devient presque horizontal, qu'elle commence à être cristalline. Dans la ville même, la lave est composée de la réunion de cristaux de pyroxène, de nodules hyalins blancs, et de quelques

grains de péridot, le tout réuni par une masse d'un gris foncé, fusible en émail blanc. Les cristaux de pyroxène sont plus abondants dans la lave de 1794 que dans la plupart des autres coulées du Vésuve. Sur les bords de la mer, l'épaisseur de cette coulée est d'environ 7 mètres. Un escarpement à pic m'a empêché d'étudier les différents détails de sa composition; vue du haut du rivage, elle paraît compacte, et on la prendrait pour du basalte, si on ne voyait pas la coulée qui l'a produite : sa structure, jusqu'à un certain point prismatique, tend à augmenter cette illusion. Plusieurs de ces parties colonnaires sont séparées par les eaux, et dans une petite anse, on voit la mer se jouer entre des prismes irréguliers que l'action destructive des flots a isolés de la falaise.

La coulée de 1810 est sortie au pied du Vésuve, un peu au-dessus de l'ermitage dit *Il Salvatore*; après avoir tourné le massif de tuf sur lequel est construit cet ermitage, la lave s'est précipitée dans le ravin, connu sous le nom de *Fosso-Grande*, qu'elle a suivi dans une partie de sa longueur. La pente générale de cette lave, au-dessus du *Fosso-Grande*, est de 7°, elle éprouve sur sa longueur plusieurs ressauts de 15°; de sorte que, dans certaines parties de sa course, l'inclinaison réelle ne dépasse pas 4°; partout, néanmoins, elle est à l'état fragmentaire et scoriacé. Le changement

Coulée
de 1810.

dans l'inclinaison influe seulement sur la puissance que présente cette coulée ; très-mince dans les parties où l'inclinaison est forte, elle acquiert jusqu'à 5 mètres de puissance, lorsque la pente est réduite à 5° ; la différence dans l'état cristallin est en rapport avec la différence d'épaisseur. Ainsi le sable, qui provient de la destruction de la lave en nappe mince, est composé de grenailles informes, tandis qu'on trouve au contraire un assez grand nombre de cristaux de pyroxène et de grains hyalins blancs dans le sable produit par la désagrégation de la lave, lorsque sa puissance est de 5 mètres.

Cette coulée a rencontré dans sa course plusieurs habitations, elle les a entourées, à la manière d'un liquide visqueux, en formant au-devant une dépression, tandis qu'elle s'est élevée sur leur derrière, c'est-à-dire dans le sens du courant. Malgré ce mouvement ascensionnel, dû à la résistance que le courant a éprouvée de la part de ces obstacles, cependant les murs n'ont point été renversés : cette circonstance est probablement le résultat du peu de vitesse de ce courant embrasé, qui n'a fait que s'appuyer sur ces habitations. C'est à la même cause que l'on doit attribuer l'élévation des rebords des laves qui sont terminés par un très-faible talus, de sorte qu'elles paraissent contenues entre deux murs.

Coulée
de 1767.

L'éruption de 1767 a donné un courant qui a suivi à peu près le même chemin que la lave de 1810 ; seulement son affluence était beaucoup plus considérable ; de sorte qu'elle a recouvert le fond du ravin du Fosso-Grande sur toute sa longueur, et qu'elle s'est ensuite répandue dans la campagne, sur à peu près un mille de longueur.

Dans la partie supérieure du Fosso-Grande, jusqu'à environ 1.000 mètres de son origine, la pente sur laquelle la lave a coulé est de 19°. Cette forte inclinaison est augmentée, dans quelques points, par des chutes assez considérables ; il en résulte que la coulée, dont l'épaisseur est seulement de 0^m,50 à 0^m,75, est tordue suivant le sens de la longueur, et semble formée de la réunion de gros câbles placés à côté les uns des autres. Elle est en outre entièrement scoriacée et bulleuse, et l'on y aperçoit seulement de loin en loin de très-petits noyaux cristallins informes.

La pente décroît rapidement ; elle n'est plus que de 7° à 1600 mètres au-dessous de l'origine du ravin, point où il s'élargit beaucoup, et près duquel les escarpements de tuf viennent se terminer. La lave ne présente plus ces traces profondes d'étirement que je viens de signaler ; elle est fragmentaire et très-scoraciée. Enfin, au delà des escarpements du Fosso-Grande jusqu'à l'extrémité

de la coulée, la pente du sol n'est plus que de 4° . La largeur de la coulée et son épaisseur augmentent assez fortement ; mais l'état fragmentaire de la lave ne change pas, seulement la texture cristalline est plus développée, et l'on y trouve de nombreux noyaux hyalins blancs.

La lave produite par l'éruption de 1760, sur laquelle j'ai donné quelques détails, est partout à l'état fragmentaire et scoracé ; son inclinaison, prise depuis son origine jusqu'à son extrémité, est de 4° . Elle est par conséquent beaucoup plus faible dans le bas, et cependant nulle part la lave ne devient compacte et granitoïde.

Coulée
de 1807.

La lave de 1807, qui a coulé sur la pente sud du Vésuve, entre Torre-del-Greco et les Camaldoli, a traversé la grande route de Naples à Sorrente : près de Falanca, point où elle coupe cette route, son angle avec l'horizon est de $3^{\circ} 15'$; malgré cette faible inclinaison, toute cette coulée est composée de fragments incohérents et scoriacés.

Coulée
de 1834.

La coulée du 28 août 1834, dont l'origine est, ainsi que je l'ai indiqué, sur le cône même du Vésuve, a parcouru une longueur de 6.600 mètres environ, et s'est répandue au delà de la seconde pente du Vésuve : son inclinaison, d'abord très-forte, est réduite à 8° au-dessous de la chute qu'elle présente à sa sortie du Piane ; un peu avant la maison de campagne du prince d'Otta-

jano, cette inclinaison n'est plus que de 6° ; enfin, entre cette campagne et l'extrémité de la coulée, la pente est réduite à deux degrés. Malgré cette grande différence, la lave ne présente en aucune partie de son cours une texture compacte ; partout elle est scoriacée, seulement dans les parties inférieures elle contient une assez grande quantité de grains hyalins et de péridot.

Je terminerai ces détails sur la texture des coulées en indiquant la nature des laves, dans plusieurs carrières situées sur les bords de la mer, où elles se sont étendues sur un sol horizontal.

Les carrières les plus près de Naples sont exploitées près du fort du Granatello, au pied de Resina. Le sol sur lequel la lave s'est moulée étant fort irrégulier, il en résulte que la coulée a une épaisseur qui varie dans différents points de la carrière, et la texture de la lave éprouve des variations correspondantes.

Lave
cristalline du
Granatello.

Dans la carrière située immédiatement derrière la caserne des forçats, la lave se présente sur une puissance d'environ 9 mètres ; cette épaisseur se divise en trois parties distinctes, séparées par des fissures horizontales, qui donnent à la masse une fausse apparence de stratification (*Pl. VIII, fig. 5 et 6*) ; on serait porté à les regarder comme le produit de coulées différentes, sans leur juxtaposition immédiate. La partie inférieure

sur une hauteur de 2 mètres est imparfaitement prismatique, tandis que la moyenne ne présente pas cette disposition.

Outre les fissures verticales qui donnent à cette partie de la coulée la structure colonnaire, il en existe dans toute la masse un grand nombre disposées horizontalement. Ces fissures ne séparent pas la coulée en strates, elles ont seulement quelques pieds de longueur, se terminent en coin à leurs extrémités, tandis qu'au centre elles s'élargissent et ont une ou deux lignes d'épaisseur; elles paraissent produites par des bulles allongées qui ont laissé un vide. La lave est assez uniforme dans toute cette carrière, elle est formée d'une pâte d'un gris clair, composée presque entièrement de points brillants et cristallins, dans laquelle sont disséminés des cristaux de pyroxène, quelques grains arrondis hyalins, et de petits nodules vitreux d'un vert jaunâtre, que je présume être du péridot. Les cristaux de pyroxène sont lamelleux et d'un vert assez foncé, ils paraissent appartenir au diopside.

Les nombreuses fissures de ces laves sont tapissées de petits cristaux, la plupart indéterminables, mais dont quelques-uns affectent la forme propre au groupe du feldspath. D'après leur abondance et la manière dont ils se fondent dans la pâte, il n'est pas douteux que la masse ne soit en

grande partie composée de la matière de ces cristaux qui, d'après plusieurs essais (1), contiennent une quantité assez considérable de soude; mais sur la nature desquels je ne suis pas encore fixé.

L'examen de toutes les laves du Vésuve qui se sont refroidies dans des circonstances analogues à celle du Granatello, me conduit à conclure qu'elles ont toutes une composition semblable; elles diffèrent par conséquent des laves de la Somma, lesquelles en outre ne présentent pas de fissures: ce caractère ne se retrouve pas non plus dans les trachytes et les basaltes.

La partie supérieure de la carrière (*Pl. VIII, fig. 5 et 6*) est formée par une masse scoriacée, blanchâtre, très-bulleuse, ressemblant à une véritable écume. Cette espèce de scorie est extrêmement

(1) J'ai fait déjà plusieurs analyses des laves du Vésuve; mais je n'ai pas encore recueilli assez de résultats pour avoir une opinion certaine sur leur composition. Leur examen fera l'objet d'un travail particulier. Ces laves se comportent toutes de la même manière au chalumeau, et elles sont presque entièrement solubles dans l'acide nitro-muriatique, en ayant le soin de les réduire en poussière impalpable; l'attaque est vive, et se fait avec un grand dégagement de chaleur. Je joins ici l'analyse d'une lave cristalline du Granatello et de la Scala. Afin que l'analyse représente celle de la masse même, j'ai séparé avec soin les cristaux de pyroxène qu'elles contenaient.

légère ; examinée à la loupe , on reconnaît qu'elle contient des petits cristaux en prismes rhomboïdaux obliques : je n'y ai point vu de cristaux d'amphigène ; l'épaisseur de cette partie bulleuse est très-variable , elle est de quatre mètres dans les points où sa puissance est la plus grande. La séparation de la lave compacte et de la partie scoriacée n'est pas tranchée , et l'on peut facilement recueillir des échantillons présentant ces deux manières d'être de la lave.

Dans quelques points de la carrière du Granatello , le sol sur lequel la lave s'est étendue se relève brusquement (*fig. 6*), et l'épaisseur de 9 mètres est réduite à 3^m,50. L'assise de la coulée, qui repose immédiatement sur le sol, est sur 1 mètre de puissance à l'état de scories bulleuses, noires et non cristallines, on y observe cependant quelques cristaux.

La lave qui occupe le centre de la coulée est compacte, elle est également recouverte de scories et de laves scoriacées. Aussitôt que le sol présente des dépressions dans lesquelles la lave s'est accumulée, on voit la structure colonnaire se reproduire ; les *fig. 5* et *6* (*Pl. VIII*) donnent une idée de cette disposition.

Lave de la
Scala.

Dans les carrières de la *Scala*, situées à moitié chemin de Resina et de Torre del Greco, la lave est plus puissante et son tissu est plus serré que dans

celles du Granatello. L'une de ces carrières nous a présenté la coupe suivante (*Pl. VIII, fig. 7*) : la lave est séparée en quatre bandes ou assises par des fissures irrégulières, mais cependant horizontales dans leur ensemble. Ces divisions sont tellement prononcées, que les ouvriers les mettent à profit pour l'exploitation des laves, que l'on exécute par gradins de la hauteur même des assises. Les laves sur toute la hauteur de la carrière, à l'exception de l'assise supérieure qui est à l'état de scories, présentent la même texture; de façon qu'il serait difficile de dire de quelle partie proviennent les différentes pierres que l'on voit éparpillées dans la carrière. La lave de la Scala est d'un gris clair comme celle du Granatello, elle est composée des mêmes éléments. La masse principale est également formée par un grand nombre de petits cristaux prismatiques qui tapissent toutes les fissures et qui se fondent dans la partie plus compacte; elle contient beaucoup moins de cristaux de pyroxène, mais elle renferme en plus grand nombre des grains hyalins blancs, qui sont si abondants dans les laves scoriacées.

L'assise inférieure, qui a deux mètres de hauteur, est imparfaitement colonnaire, et les fragments verticaux que l'on en détache sont irrégulièrement prismatiques.

La seconde assise, séparée de l'inférieure par

une forte rainure, est encore prismatoïde, son épaisseur est de 3 mètres : dans la troisième assise la structure colonnaire n'existe plus, elle est au contraire divisée en six strates par des fissures irrégulières disposées horizontalement. Les laves composant ces différentes assises sont en outre traversées de petites fentes tapissées d'une multitude de cristaux prismatiques comme au Granatello. Une masse scoriacée, ayant un mètre à 1^m,50 d'épaisseur, forme la partie supérieure de ces carrières, elle est blanchâtre et très-bulleuse.

Dans plusieurs carrières de la Scala, l'épaisseur totale de la lave s'amincit par l'irrégularité du sol, alors la texture colonnaire disparaît, et lorsqu'on aperçoit la partie inférieure de la coulée, on la voit reposer sur un lit de scories.

La lave de la Scala est presque partout recouverte de végétation, et je n'ai pu étudier sa texture dans les parties où la pente sur laquelle elle s'est étendue est un peu plus considérable; la coulée de 1551, exploitée au Granatello, se montre au contraire au-dessus de Resina pendant une certaine longueur, avec les caractères des autres courants de lave. Au-dessus de Resina, cette coulée a six pieds de puissance, ses parois, sur une épaisseur d'environ un pied, sont à l'état de scories d'un gris très-foncé. Les parties immédiatement en contact avec les scories sont bulleuses

tandis que le centre présente une bande assez compacte de 0^m,50 à 0^m,80 de puissance. A une heure au-dessus de Resina, la surface de la lave forme avec le bord de la mer un angle de 4° 15'; elle est alors composée exclusivement de fragments incohérents noirs et scoriacés.

Le ravin du Fosso-Grande nous fournit sur un très-petit espace des exemples saillants de la différence de texture des laves, suivant le plus ou moins d'inclinaison du sol.

Laves du
Fosso-Grande.

Cette fente est ouverte dans le tuf ponceux qui forme les contre-forts du Vésuve, et s'élève presque jusqu'à la crête de la Somma. Sur ses deux côtés les couches de tuf se correspondent (*Pl. VIII, fig. 9*); elles sont inclinées de 10 à 12° : sur la droite du ravin, on voit les nappes de la Somma sortir de dessous le tuf, tandis que dans l'escarpement de gauche le tuf est, au contraire, recouvert par trois coulées puissantes de laves (*Pl. VIII, fig. 11*), dont l'ensemble peut avoir de 18 à 20 mètres d'épaisseur; elles sont séparées par des couches de scories disposées en talus. Les différentes coulées de laves en retrait les unes sur les autres, comme les marches d'un escalier, sont séparées par des lits de scories; ces laves se sont répandues sur une partie plane, de sorte qu'elles ont acquis une grande puissance. Les caractères extérieurs de ces laves sont complètement identi-

ques avec ceux de la lave de la Scala, qui s'est refroidie dans des circonstances semblables. Chaque coulée se divise de même en plusieurs assises séparées par des fissures irrégulières. La coulée inférieure est en partie colonnaire ; cette structure est surtout prononcée dans quelques points où, le tuf présentant des dépressions, la lave s'y est accumulée sous forme de culot prismatique. Le contact du tuf et des laves est marqué par une assise de scories ; vers le bas du Fosso-Grande, l'escarpement présente une chute rapide, où les laves ayant alors formé cascade, elles se sont fortement amincies, et leur surface porte encore des traces prononcées de l'étiement qu'elles ont éprouvé, comme on l'observe dans toutes les coulées modernes.

Conclusion
sur la texture
des laves.

La réunion des détails que je viens de donner sur la texture de plusieurs coulées, montre avec la dernière évidence que les laves ne sont compactes et cristallines, que lorsqu'elles se sont répandues sur un sol ayant 1 degré à 2 degrés au plus d'inclinaison : pour qu'elles deviennent colonnaires, il faut en outre que la coulée possède une assez grande puissance. Lorsque la pente du terrain est supérieure à 2°, la texture compacte commence à s'effacer, les laves deviennent bulleuses et même scoriacées. Les coulées, qui se présentent sous un angle de 4°, ne sont plus que des agglomérations de fragments incohérents. Si

elles possèdent quelquefois encore une texture compacte, elles en sont toujours redevables à des circonstances particulières, qui ont permis à la lave de s'accumuler en plus grande quantité sur certains points.

Cette inclinaison de 4° représente à peu près la pente générale du Cantal ; elle est de beaucoup inférieure à l'inclinaison des nappes de trachyte et de basalte dans les parties supérieures de ce groupe, laquelle est moyennement de 9 à 10° ; cependant dans le Cantal, malgré cette forte inclinaison, les trachytes et les basaltes sont constamment compacts et cristallins : n'est-il pas dès lors presque certain que les nappes du Cantal ont coulé sur un sol à peu près horizontal, et que c'est une cause récente qui les a portées dans la position qu'elles occupent actuellement. Il en est de même des laves de la Somma, dont la texture est celle d'un porphyre amphigénique, quoique cependant elles forment des nappes inclinées de 20 à 25 degrés. L'inspection seule des escarpements du Fosso-Grande, qui présentent en regard les nappes inclinées de la Somma et les coulées du Vésuve actuel, lesquelles sont scoriacées aussitôt que la pente du terrain est un peu forte, fournit une des preuves les plus convaincantes à l'appui de cette conclusion.

IV. PHÉNOMÈNES

Qui ont accompagné l'ensevelissement d'Herculanum et de Pompeï.

Je terminerai cette notice sur le Vésuve par une courte description de la masse de tuf qui recouvre Herculanum et Pompeï. On sait que la destruction de ces deux villes se rattache à l'éruption du Vésuve, qui eut lieu en 79. Le silence de Pline sur leur ensevelissement, a été cause de quelques doutes sur l'époque de cette catastrophe. Il est vrai qu'un semblable oubli est presque incompréhensible dans une narration destinée à faire connaître les principaux phénomènes de cette trop célèbre éruption; mais une foule de circonstances prouvent cependant une connexité entre ces deux événements. Seulement il est probable que l'enfouissement d'Herculanum et de Pompeï n'a pas été instantané; il paraît être en partie le résultat d'alluvions boueuses dépendant des phénomènes volcaniques. On admet généralement que Pompeï a été enfouie sous la pluie de cendres qui a accompagné l'éruption de 79, et que la ville d'Herculanum a été recouverte par une coulée de laves : en examinant avec attention la nature et la disposition des tufs qui recouvrent ces deux

viles, on reconnaît bientôt qu'ils sont composés des mêmes éléments, et que les différences qu'ils présentent, soit dans leur texture, soit dans la grosseur de leurs grains, tiennent à la distance à laquelle Herculanium et Pompeï sont placées du Vésuve. Ni l'une ni l'autre de ces villes ne présente d'indices de coulées de laves; et les cendres proprement dites me paraissent n'y avoir joué qu'un faible rôle, du moins pour l'exhaussement du sol. En effet, si elles avaient été recouvertes entièrement par les cendres, il se serait passé un phénomène du même ordre que l'envahissement des terres par les dunes; mais si on compare les circonstances qui ont accompagné l'enfouissement de Pompeï avec ce qui a lieu dans les Landes, lorsque des habitations sont couvertes par les sables transportés sans cesse par l'action du vent, on remarque bientôt des différences essentielles entre deux phénomènes analogues, et qui devraient produire des résultats semblables. Dans les dunes, le sable s'élève graduellement autour des édifices, sans s'introduire dans leur intérieur, et les toits sont recouverts depuis longtemps, qu'on peut encore, au moyen de tranchées, pénétrer dans les différentes parties des maisons. A Herculanium et Pompeï, au contraire, les excavations sont complètement remplies, il ne reste aucun vide, même

Causes de
l'ensevelisse-
ment de Pom-
peï.

dans les caves les plus profondes, et dont les voûtes sont cependant intactes. Ce comblement est tellement parfait, que le tuf présente partout l'empreinte exacte des objets qu'il enveloppe, circonstance qui ne peut s'accorder avec une simple pluie de cendres. La matière doit avoir été introduite par un liquide qui pouvait s'insinuer par les ouvertures, même les plus petites; l'eau, en s'écoulant, a abandonné le limon qu'elle tenait en suspension, lequel, en se tassant, a produit le tuf compact et homogène qui remplit l'intérieur des habitations de Pompeï; mais, pour qu'une semblable opération ait pu s'effectuer, il a fallu un temps assez considérable. Des éboulements causés par l'éruption même paraissent avoir fourni la matière pulvérulente, qui plus tard a été insinuée dans l'intérieur des habitations par l'action prolongée des eaux. La relation de Pline s'accorde avec cette supposition. En effet, il dit :
« Que déjà sur ces vaisseaux (de la flotte de » Pline) volait la cendre plus épaisse et plus » chaude à mesure qu'ils approchaient. Déjà » tombaient autour d'eux des pierres calcinées et » des cailloux noirs ou brûlés, pulvérisés par la » violence du feu; la mer semblait refluer et le » rivage devenir inaccessible, par des quartiers » de montagnes dont il était couvert (1). »

(1) Lettre XVI de Pline à Tacite, sur la mort de son oncle.

L'expression *quartiers de montagnes* ne peut s'appliquer qu'à des masses considérables éboulées.

Il y a donc eu des éboulements en même temps qu'une pluie de cendres.

L'émigration des habitants aurait donc été causée par la pluie brûlante, qui n'a cessé de tomber pendant quatre jours et quatre nuits; tandis que l'ensevelissement de la ville aurait été produit par un vaste éboulement, et le comblement aurait été le résultat de l'entraînement des matières incohérentes de l'éboulement par l'action des eaux.

L'examen des masses terreuses qui recouvrent Pompeï et Herculaneum vient à l'appui de cette supposition. Elles sont toutes deux presque entièrement composées d'éléments étrangers au Vésuve proprement dit; elles sont au contraire formées par des débris du tuf des environs de Naples, lequel constitue les contre-forts du Vésuve, et s'élève presque jusqu'à l'arête culminante de la Somma. L'épaisseur de la masse qui recouvre Pompeï varie suivant le relief du sol; on peut l'évaluer généralement à 16 pieds. Les maisons et les édifices sont complètement recouverts, l'amphithéâtre seul s'élève un peu plus haut que le niveau général, et on voit son arête supérieure saillir de quelques pieds au-dessus de ces dépôts modernes. Il est probable que cette hauteur du

Nature du tuf
qui recouvre
Pompeï.

tuf a été plus grande ; car sans cela on aurait découvert Pompeï bien plus anciennement. Peut-être son niveau s'est-il abaissé par suite du comblement successif. Les tranchées qui ont été faites autour de l'amphithéâtre pour le décombrer nous font connaître la disposition générale et la nature de la masse recouvrante qui se compose de plusieurs assises. Elles présentent généralement la succession suivante (*Pl. VIII, fig. 12*) ; la seule différence qui existe entre des coupes prises à certaines distances consiste dans l'épaisseur des assises.

1° La partie inférieure est composée de la réunion de fragments de pierre ponce, la plupart de la grosseur d'une noix, mais dont un grand nombre ont plus de cinq ou six pouces de diamètre ; ces ponces sont mélangées de fragments de laves de la Somma, de trachytes et même de quelques morceaux de calcaires : cette assise a quatre pieds $\frac{1}{2}$ à cinq pieds d'épaisseur ; comme elle n'est pas cimentée par des parties terreuses, elle ne possède aucune solidité.

2° L'assise de pierres ponces est recouverte par un tuf composé de parties fines d'apparence argileuse, possédant une certaine solidité, mais dont il est cependant assez difficile de faire des échantillons. Ce tuf est mélangé d'une grande quantité de petits fragments de pierre ponce d'un gris clair et de couleur jaunâtre, en général très-

friables ; on distingue au milieu de cette masse terreuse des fragments lamelleux blancs , appartenant à du Racolythie, des cristaux de pyroxène et des petits galets blancs assez durs , fusibles en émail blanc.

A la loupe on reconnaît bientôt, que l'espèce d'argile qui donne de la solidité à cette seconde assise est composée de débris très-ténus de la même pierre ponce, dont je viens de signaler des fragments plus gros. La composition de ce tuf est donc uniforme, il est formé presque uniquement de débris du tuf ponceux, et il existe seulement une différence dans la grosseur de ces parties. Cette masse terreuse présente quelquefois une solidité qui ne lui est pas habituelle, et cependant on remarque qu'elle s'égrène encore entre les doigts. Si on enlève les parties terreuses au moyen d'une forte brosse, on reconnaît que la solidité a été donnée par des filtrations siliceuses, qui ont traversé la masse et se sont solidifiées sous forme d'une croûte très-irrégulièrement concrétionnée.

L'épaisseur de cette assise est variable, elle peut avoir moyennement quatre pieds. Elle présente des traces de stratification très-prononcées, et ses strates sont même dans une position contrastante avec la ligne de séparation du tuf et de l'assise de pierres ponces. Cette disposition, qui se retrouve dans tous les dépôts de sédiment

prouve d'une manière incontestable que les eaux ont joué un grand rôle dans l'ensevelissement de Pompeï.

3° Une couche mince de pierre ponce met une séparation tranchée entre l'assise que je viens de décrire et la suivante; ces pierres ponces sont de même nature que celles qui forment la partie inférieure de toute cette masse; seulement les fragments sont, au plus, gros comme une noisette.

4° Une assise de tuf terreux friable, divisée en plusieurs strates, forme la partie supérieure. Les strates sont séparés par des lits de 4 à 5 pouces de nodules, semblables à des pisolites composés des mêmes éléments que la masse terreuse, mais seulement possédant une cohésion plus grande. Il faut, pour écraser ces nodules, exercer une pression encore assez forte, tandis que ce tuf lui-même tombe en poussière par la simple dessiccation et par le plus léger frottement entre les doigts. Il m'est donc impossible de voir dans ces globules autre chose que des concrétions, et leur présence ainsi que leur disposition me paraissent des raisons qui confirment encore la supposition que j'ai faite sur la catastrophe de Pompeï. M. Poulet Scropp, et après lui M. Lyell (1), sup-

(1) Principles of Geology, etc. (3^e édition, vol. II, page 97.)

posent que l'agrégation globulaire de ces parties terreuses est due à des gouttes de pluie qui, en tombant sur les cendres pulvérulentes, les ont agglutinées.

Sans doute un effet semblable peut être produit par des gouttes de pluie, mais il ne serait que momentané, et les globules formés par cette cause tomberaient bientôt en poussière par la dessiccation, tandis que les noyaux arrondis, qui distinguent l'assise qui nous occupe, jouissent d'une certaine solidité. Ils doivent s'être formés dans une eau chargée d'un certain suc qui a permis aux parties terreuses de s'agglutiner sous cette forme ; l'épaisseur de cette quatrième assise est environ d'un pied et demi.

5° Une terre noire, mélangée de détritux végétaux, recouvre presque partout cette dernière assise ; il paraît qu'il existe au-dessus une petite couche de cendres produites par l'éruption de 1822 ; elle contient des cristaux complets d'augite. M. Lyell évalue son épaisseur à 2 ou 3 pouces. Tout le terrain que j'ai parcouru étant cultivé, je n'ai pu observer cette dernière couche.

La masse qui recouvre Herculanium est beaucoup plus considérable que celle de Pompeï ; son épaisseur atteint, dans quelques parties, jusqu'à 112 pieds. Pendant longtemps les travaux de déblaiement ont été exécutés par excavations sou-

Nature du tuf
qui recouvre
Herculanium.

terraines; mais, depuis quelques années, on a reconnu une partie de la ville recouverte seulement par 30 ou 40 pieds de tuf, et on y exécute les travaux à ciel ouvert comme à Pompeï. Les différentes tranchées qui entourent la partie actuellement reconnue, montrent que cette épaisseur considérable de matière meuble a été apportée à plusieurs époques. Cette masse présente en outre une stratification très-reconnaissable par la différence dans la grosseur des parties. Je n'ai pas vu à Herculanium, une assise composée uniquement de fragments de ponces, comme je l'ai indiqué à Pompeï; mais toute la masse est formée de débris ponceux. Les fragments, assez gros pour être discernables, possèdent la texture fibreuse des ponces, et cette disposition se retrouve dans les parties pulvérulentes lorsqu'on les observe au microscope. Ce tuf est donc en tout semblable à celui de Pompeï, seulement il est plus compacte, ce qui tient sans doute à sa grande épaisseur.

Ces matières terreuses ne présentent aucune analogie avec les substances pulvérulentes que le Vésuve rejette dans certaines éruptions, et que l'on désigne sous le nom de cendres. Les cendres de 1822, par exemple, sont, ainsi que j'ai eu occasion de le faire remarquer, à l'état de grains brillants, à la fois cristallins et vitreux; ils constituent plutôt une couche sablonneuse que terreuse. Ces

grains, en outre, n'ont point la texture fibreuse de la ponce. Si l'on compare en outre ces matières terreuses avec les autres produits du Vésuve, on remarque qu'il existe également entre ces substances des différences telles, que les masses qui recouvrent Herculanium et Pompeï paraissent étrangères au volcan. Ces masses présentent, au contraire, une identité complète avec le tuf qui forme le contre-fort du Vésuve, ainsi qu'avec celui qui constitue les collines des Champs-Phlégréens, composés essentiellement de débris ponceux. Cette identité a été reconnue par M. Lyell (1), seulement il en tire la conséquence que

(1) On doit trouver la plus grande analogie entre les couches de matière qui recouvrent Herculanium et Pompeï, et celles qui composent les plus petits cônes des Champs-Phlégréens, tels que le Monte Nuovo, formé par l'accumulation rapide de matières rejetées, avec cette seule différence que les couches qui recouvrent les deux villes doivent être horizontales, tandis que celles qui forment les cônes sont fortement inclinées, et que les fragments anguleux un peu considérables, que l'on trouve près de la bouche qui a vomi ces matières, doivent manquer à une certaine distance; les lapillis ayant pu seuls être transportés un peu loin. Avec ces différences, il existe une identité parfaite, soit pour la disposition et la nature, entre les éléments du Montè Nuovo, qui sont mis à nu par la mer et la masse qui recouvre Pompeï. (Lyell, 3^e édition, 2^e vol., page 95.)

Nous ajouterons que l'identité est d'autant plus com-

les collines des Champs-Phlégréens ont été formées par des déjections de matières pulvérulentes. Les détails dans lesquels je suis entré sur la nature du tuf qui compose ces collines, ainsi que sur sa stratification, ont, je crois, prouvé avec évidence, que c'est à un phénomène entièrement différent qu'elles doivent leur élévation.

La composition chimique de ces tufs confirme d'une manière remarquable la conclusion à laquelle on est conduit par l'examen des caractères extérieurs. En effet, les tufs d'Herculanum et de Pompeï contiennent, comme ceux des Champs-Phlégréens, une forte proportion de potasse, tandis que tous les produits du Vésuve sont à base de soude.

La disposition stratiforme des masses qui recouvrent Herculanum et Pompeï, leur identité de composition avec le tuf ponceux de la Somma, et leur différence avec les produits du Vésuve, sont autant de faits qui confirment l'opinion que j'ai émise sur l'ensouissement de ces deux villes par un éboulement.

Je rappellerai que le cône actuel du Vésuve ne paraît pas avoir existé antérieurement à l'érup-

plète qu'il existe, ainsi que je l'ai indiqué, des fragments volumineux de pierres ponceuses et de roches de la Somma dans l'assise inférieure du tuf de Pompeï.

tion de 79, la plus ancienne dont l'histoire et les traditions nous ont conservé le souvenir ; cette éruption se distingue de toutes celles qui se sont succédé depuis, par le développement inaccoutumé des phénomènes volcaniques, ainsi que par leur nature même, aucune lave ne paraissant s'être écoulée à cette époque. Il est dès lors probable que cette éruption est due principalement au dégagement d'une immense quantité de gaz qui, s'échappant sous une très-forte pression, ont commencé par soulever la surface, et ont donné naissance, du moins en grande partie, au cône du Vésuve. Ce même phénomène a pu produire l'éboulement sous lequel ont disparu deux des villes les plus populeuses et les plus civilisées de la Campanie.

Résumé.

Les faits que j'ai exposés dans ce mémoire, quoique se rapportant seulement aux terrains volcaniques des environs de Naples, embrassent cependant des phénomènes d'un ordre très-différent. Je vais les réunir en quelques lignes, afin qu'on puisse en saisir l'ensemble avec plus de facilité.

Je suivrai, dans ce résumé, l'ordre adopté dans ce mémoire.

Époques différentes des phénomènes volcaniques.

1° Les phénomènes ignés se sont reproduits

dans les environs de Naples, à trois périodes fort éloignées les unes des autres, avec une intensité et des caractères très-différents. -

La première période, dont l'époque géologique est inconnue (1), est marquée par l'épanchement des trachytes qui ont fourni les éléments du tuf ponceux, des laves de la Somma en nappes horizontales, ainsi que des roches amphigéniques des environs de Rome.

La sortie des trachytes des Champs-Phlégréens et d'Ischia a eu lieu dans la seconde période.

La troisième comprend les éruptions laviques d'Ischia, du Vésuve et du Monte Nuovo.

Du tuf ponceux.

2° Le sol de la campagne de Naples et des îles qui en dépendent, abstraction faite des montagnes volcaniques, est formé d'un tuf composé pres-

(1) La sortie de ces trachytes pourrait correspondre à l'époque où les mêmes roches se sont produites dans la France centrale : on sait en effet que, dans le tuf à ossements de Perriers et de Boulade, on retrouve les mêmes espèces d'animaux que dans les terrains subappenins, et par conséquent que dans le tuf des environs de Naples. On doit donc regarder les dépôts à ossements de Boulade, comme correspondant aux terrains tertiaires les plus modernes ; mais en outre on y trouve des fragments de trachytes et de ponces, ce qui atteste qu'une partie au moins des trachytes de l'Auvergne et du Vivarais est venue au jour avant le dépôt des terrains subappenins.

que uniquement de fragments de ponces de grosseurs différentes provenant de la destruction du trachyte de la première période. Dans quelques circonstances ces fragments sont assez gros pour fournir des pierres ponces; mais le plus fréquemment ils ont été tellement triturés, que la masse du tuf est argileuse et paraît assez homogène. Les caractères du tuf, partout les mêmes, attestent que son origine est due constamment à la même cause.

3° Le tuf ponceux est disposé en couches minces, régulières, même lorsqu'elles sont contournées (cap Misène, île de Procida, etc.); il contient des coquilles fossiles (mont Epoméo, le Pausilippe, la Somma, etc.), ainsi que des ossements de grands animaux (environs de Rome, côte de Sorrente, Amalfi). Cette double circonstance montre avec la dernière évidence que ce tuf, malgré la hauteur à laquelle on l'observe au mont Epoméo et à la Somma, s'est déposé sous une certaine profondeur d'eau, de la même manière que tous les terrains de sédiment.

4° La direction générale des accidents que présente la stratification du tuf, ainsi que l'alignement des différentes collines qu'il compose (E. 20 N.-O. 20° S.), correspond au soulèvement de la chaîne principale des Alpes, et peut faire supposer

que le tuf ponceux est contemporain ou peu postérieur aux terrains subappenins. Mais plusieurs autres circonstances conduisent à admettre que cette formation est encore plus moderne, et la rapprochent d'un grand nombre de dépôts coquilliers répandus sur les côtes de l'Océan et de la Méditerranée, dépôts qui ont été désignés sous le nom de quaternaires en Sardaigne et à Majorque.

5° La plupart des minéraux que l'on recueille sur les pentes du Vésuve, et que l'on suppose généralement avoir été rejetés par ce volcan, appartiennent au tuf ponceux; ces minéraux sont disséminés dans les cavités de blocs de calcaire saccharoïde, ou de roches micacées d'apparence primitive qui forment de véritables galets au milieu de ce terrain. La surface de quelques-uns de ces blocs est couverte de serpules; circonstance qui atteste qu'ils ont séjourné un certain temps dans la mer avant de faire partie du tuf ponceux. Du reste, ces blocs ne se trouvent pas exclusivement au Vésuve; nous en avons recueilli dans le tuf du Pausilippe, et il paraît en exister également dans le tuf des îles Ponces (1).

(1) L'école des mines possède un bloc de cette nature, donné par M. Dolomieu, comme recueilli aux îles Ponces.

6° Les collines des Champs-Phlégréens sont composées de couches de tuf ponceux ; mais au centre de quelques-unes (Camaldoli, Astroni, la Solfatar) il existe des mamelons de trachyte, autour desquels les couches de tuf sont ordonnées. D'après la position relative du tuf ponceux et du trachyte dans ces collines, il paraît certain que cette dernière roche est plus moderne que la première, et que le relief des Champs-Phlégréens est dû à son arrivée au jour.

7° Le mont Epoméo, dans l'île d'Ischia, doit également son élévation au trachyte de la seconde période.

Du Vésuve.

8° Le groupe du Vésuve se compose de deux massifs distincts, la Somma et le Vésuve. Ces deux parties ont été produites par des causes d'un ordre différent. La Somma forme, autour du Vésuve, une ceinture d'escarpements abruptes, dont les nappes se relèvent de tous côtés vers le centre ; elle est le résultat d'un soulèvement général qui a élevé circulairement ses nappes d'abord horizontales.

Le Vésuve est le produit d'éruptions et de soulèvements partiels. La position du cône du Vésuve, au centre du cratère de soulèvement de la Somma,

pourrait faire présumer qu'il existe une connexion intime entre ces deux montagnes ; mais elles appartiennent à des périodes séparées l'une de l'autre par plusieurs grands phénomènes qui se sont succédé dans l'ordre suivant :

a. Epanchement des laves de la Somma en nappes horizontales ;

b. Dépôt sous-marin des couches du tuf ponceux également en couches horizontales ;

c. Soulèvement de la Somma à l'époque de la formation des Champs-Phlégréens ;

d. Formation du cône du Vésuve dans l'année 79.

9° La différence qui existe entre la nature et l'état cristallin des roches de la Somma et du Vésuve, confirme les conclusions qui résultent de l'étude de leur position relative. Les nappes de la Somma sont composées principalement d'amphigène et de pyroxène noir (augite), tandis que celles du Vésuve le sont presque exclusivement d'une substance hyaline blanche contenant beaucoup de soude et de pyroxène vert (diopside).

10° Les laves du Vésuve forment toujours des coulées étroites et peu épaisses, dont la texture est en rapport avec la pente du sol sur lequel elles se solidifient. Elles sont bulleuses et soggiatees lorsqu'elles se refroidissent sur une surface pré-

sentant un angle supérieur à deux degrés, et elles conservent alors constamment les traces du mouvement; elles sont au contraire cristallines et compactes lorsque, s'étant accumulées avec une certaine épaisseur sur un terrain presque horizontal, elles se sont refroidies lentement.

Mouvement oscillatoire du sol de la Campanie.

11° Le sol des environs de Naples a éprouvé des abaissements et des élévations successifs; le temple de Sérapis est un exemple célèbre de ces oscillations. La côte de Pouzzols fournit aussi de nombreuses preuves de ces mouvements oscillatoires; on y voit, sur une grande partie de sa longueur, des constructions romaines recouvertes d'une falaise de 20 à 22 pieds de couches de sédiment.

Ensevelissement de Pompeï et d'Herculanum.

12° La destruction de ces deux villes ne paraît pas due exclusivement à une pluie de cendres; la masse terreuse qui les recouvre est composée en grande partie des mêmes éléments que le tuf ponceux qui forme les pentes de la Somma: on trouve dans ces masses terreuses, outre les pierres ponceuses, les mêmes blocs de roches d'apparence primitive, qui contiennent les minéraux, dits du Vésuve. Il est donc probable que l'éruption de 79, qui a rejeté une prodigieuse quantité de cendres, a en outre produit l'éboulement d'une partie des

contreforts de la Somma, et qu'il en est résulté des alluvions considérables, sous lesquelles les deux villes d'Herculanum et de Pompeï ont été ensevelies.

L'érection du Vésuve date très-probablement de cette époque; aucune tradition et aucun monument historique, antérieurs à cette célèbre catastrophe, n'en rappelant le souvenir

PARALLÈLE

Entre les différents produits volcaniques des environs de Naples, et rapport entre leur composition et les phénomènes qui les ont produits.

Par M. DUFRENOY, Ingénieur en chef des mines.

Dans le mémoire précédent, j'ai montré que les deux montagnes dont se compose le groupe du Vésuve devaient leur relief actuel à des phénomènes d'un ordre différent.

Les laves qui forment les escarpements de la Somma sont cristallisées et disposées en nappes inclinées régulièrement vers les pentes de la montagne. Elles portent en outre tous les caractères de roches qui ont été épanchées sur un sol horizontal et ont été relevées postérieurement. Les laves qui s'écoulent sur le cône du Vésuve sont constamment bulleuses, scoriacées, et ne forment que des lanières étroites. Ces différences dans la disposition des coulées et dans la texture des laves ne sont pas les seules qui séparent complètement le Vésuve et la Somma. La nature des roches et même des minéraux confirme la

distinction qui a été établie entre ces deux montagnes volcaniques.

Quelques essais m'avaient permis d'annoncer cette différence; elle se trouve confirmée par l'examen chimique que j'ai fait de plusieurs produits du Vésuve. Examen qui forme le sujet de ce mémoire.

L'analyse chimique nous apprend également que le tuf ponceux ne saurait être considéré ni comme un produit de la Somma, ni comme une déjection du Vésuve, de sorte que l'étude de la composition de ces roches apporte une raison de plus pour distinguer trois ordres de volcans dans les environs de Naples.

Cette concordance de la chimie et de la géologie est remarquable; elle me fait penser qu'il y aurait un véritable intérêt à examiner ainsi chimiquement un grand nombre de roches ignées, telles que les trapps, qui ne présentent pas de caractères minéralogiques assez tranchés pour qu'on puisse les classer d'une manière certaine, par le seul examen de leurs propriétés physiques.

Pour avoir une idée générale de la composition des roches du Vésuve, j'ai examiné des produits pris dans des conditions diverses, et qui représentent par leur ensemble les différentes transformations que subit la masse fondue qui s'écoule à chaque éruption.

1° Des laves qui constituent les bords du Palo , c'est-à-dire l'opercule du Vésuve ; ces roches se sont refroidies dans des conditions qui ont favorisé la cristallisation ;

2° Des laves prises sur les pentes du cône, elles sont bulleuses et scoriacées ;

3° Des laves qui se sont accumulées en nappes horizontales au pied du volcan ;

4° Enfin des cendres recueillies à Naples lors de l'éruption de 1822.

Les laves de la Somma ne diffèrent entre elles que par la grosseur des grains, on n'a donc pu varier l'analyse comme pour les produits du Vésuve ; mais on a examiné comme comparaison les pyroxènes de la Somma et ceux des laves de l'Anunciata et du Palo.

Les laves du Vésuve, lorsqu'elles ont été réduites en poudres impalpables, sont solubles en partie (plus de moitié) dans les acides. Cette circonstance permet de fractionner leur analyse en deux parties. Je les ai donc soumises après avoir été porphyrisées à l'action de l'acide muriatique concentré et bouillant pendant trois à quatre heures. Le résidu a été repris par la potasse caustique, afin de séparer la silice gélatineuse. J'ai cherché successivement dans la liqueur muriatique la silice, le fer, l'alumine, la chaux, la magnésie et les alcalis.

Relativement aux alcalis, j'ai pressé les chlorures ensemble, puis j'ai dosé séparément le chlorure platinico-potassique et le chlorure sodique. Une petite quantité de magnésie étant restée avec la soude, j'ai cru au premier moment que ces laves pouvaient contenir de la lithine, ce qui m'a engagé à rechercher cet alcali; mais je me suis assuré d'une manière positive qu'il n'en existait pas.

Pour faire l'analyse de la partie inattaquable par les acides, je l'ai transformée en verre plombé, en la fondant avec un mélange de litharge et de nitrate de plomb. J'ai versé le verre de plomb dans l'eau, et après l'avoir recueilli je l'ai pesé et porphyrisé, en tenant compte de la perte qui résulte de cette opération. Le verre de plomb porphyrisé se dissout en quelques minutes dans l'acide nitrique faible; au moyen de cette précaution l'analyse de la partie inattaquable n'est guère plus longue que celle de la partie soluble.

La dissolution du verre plombé étant complète, je l'ai évaporée à siccité pour obtenir la silice. Puis j'ai séparé successivement le plomb, le fer et l'alumine et la chaux. J'ai alors transformé les sulfates en acétates par le moyen de l'acétate de baryte. L'évaporation à siccité, puis la calcination, ont donné des carbonates alcalins, mélangés de carbonate de magnésie et de baryte.

Les carbonates alcalins ont été séparés puis transformés en chlorures, de manière à pouvoir isoler la potasse de la soude.

Lave du Palo. Cette lave forme l'arête saillante du cratère : elle constitue une assise assez régulière qui plonge vers l'extérieur du cône. Il est probable qu'elle est le résultat du relèvement de la partie de la coulée qui se solidifie au sommet du cratère, et en forme pour ainsi dire l'opercule, la lave du Palo s'est par conséquent répandue sur une surface horizontale et s'est refroidie lentement. C'est à cette circonstance qu'elle doit sa texture cristalline analogue à celle du basalte; elle se compose d'une pâte grise, dans laquelle on observe quelques lamelles brillantes analogues au labrador, et de cristaux peu nombreux de pyroxène vert clair lamelleux. Les blocs rejetés par le volcan au commencement de chaque éruption, et que l'on voit répandus à la fois, sur les pentes du cône, dans l'Atrio del Cavallo, et même sur la surface de la Somma, sont complètement identiques avec la lave du Palo. On reconnaît à la seule inspection que ces blocs ont la même origine que cette lave; ce sont des fragments arrachés, soit à l'opercule, soit aux filons qui doivent exister dans la partie supérieure du cône, qui ont été lancés par le dégagement gazeux qui précède chaque éruption.

L'analyse de cette lave a été faite sur 5^{gr.},677. On a obtenu, par l'attaque avec l'acide muriatique, un résidu pesant 1^{gr.},569 : les 4,108 dissous ont donné :

		en 100 ^e
Silice.	2,182	53,10
Alumine.	0,682	16,58
Protoxide de fer.	0,410	9,96
Chaux.	0,138	3,34
Magnésie.	0,048	1,16
Soude.	0,388	9,46
Potasse.	0,092	2,23
Perte.	0,168	4,17
	<hr/>	<hr/>
	4,108	100,00

La partie insoluble est composée de :

Silice.	0,807	51,40
Alumine.	0,160	10,20
Protoxide de fer.	0,105	6,75
Chaux.	0,239	15,22
Magnésie.	0,033	2,10
Soude.	0,101	6,45
Potasse.	0,091	5,80
Perte.	0,033	2,08
	<hr/>	<hr/>
	1,569	100,00

Lave de 1834. Les échantillons qu'on a soumis à l'analyse ont été pris immédiatement au-dessous du Piano, dans une partie où la coulée est inclinée d'environ 15° ; la lave est d'un gris foncé ; elle est caverneuse, scoriacée, et ne présente que

quelques petits cristaux de pyroxène vert, et des grains très-rares d'une substance blanche hyaline imparfaitement cristallisés. Ces grains ont été constamment pris pour de l'amphigène ; mais ils ne possèdent pas la forme trapézoïdale propre à ce minéral.

On a soumis 5 gr. 788 à l'action de l'acide muriatique bouillant pendant environ 3 heures. Cette opération a donné un résidu insoluble de 1 gr. 260 et a divisé par conséquent la lave en deux parties dans la proportion environ de 4 : 1 que l'on a trouvé composé de la manière suivante :

	Partie soluble en 1000		Partie insoluble.	
Silice	2,288	50,55	0,683	54,20
Alumine.	0,919	20,30	0,444	11,45
Fer.	0,390	8,60	0,066	5,25
Chaux.	0,236	5,20	0,136	10,75
Magnésie.	0,054	1,21	0,030	2,40
Soude.	0,381	8,42	0,083	6,55
Potasse.	0,114	2,52	0,092	7,29
Perte.	0,146	3,20	0,026	2,11
	<u>4,528</u>	<u>100,00</u>	<u>1,260</u>	<u>100,00</u>

Lave du Granatello et de la Scala. On a ouvert sur le bord de la mer, et au pied du Vésuve, un grand nombre de carrières qui fournissent des pierres de taille employées à Naples et à Portici. Les carrières du Granatello et de la Scala sont les plus importantes ; la lave s'y est accumulée horizontalement sur une épaisseur de 9 à 10 mètres.

Elle est sur cette épaisseur, séparée en plusieurs assises par des fissures horizontales qui donnent à la masse une apparence de stratification, et l'on serait porté à les considérer comme appartenant à différentes coulées sans leur juxta-position immédiate. La lave complètement cristalline dans le milieu de la couche, est bulleuse et scoriacée dans les parties externes; dans toutes ces carrières la lave est d'une grande identité, et il serait impossible de distinguer les échantillons du Granatello, de ceux de la Scala; ces laves sont formées d'une pâte d'un gris clair, composée presque exclusivement de points brillants et cristallins qui constituent, comme on le dira plus bas, deux minéraux distincts, l'un soluble dans les acides, et contenant une forte proportion de soude, l'autre inattaquable par les acides et renfermant à peu près parties égales de potasse et de soude. On distingue en outre dans cette pâte des grains hyalins jaunes analogues à du périclase et des petits cristaux de pyroxène vert clair très-lamelleux. Les fissures horizontales que j'ai signalées sont tapissées de petits cristaux très-brillants.

Les cavités assez nombreuses que présentent les laves forment également autant de géodes de ces cristaux. Quand on soumet à l'analyse, la masse de la lave, qu' seulement les parties extérieures, celles tapissées de cristaux, on observe une diffé-

rence très-remarquable, qui consiste en ce que le minéral soluble dans les acides forme les deux tiers et même les trois quarts de la masse, tandis que dans les parties extérieures et cristallines, c'est le minéral inattaquable qui domine; il s'est donc fait un partage par le refroidissement, et les petits cristaux que j'ai signalés sont complètement insolubles, ce qui nous permet d'étudier le second minéral dont se composent les laves du Vésuve. Par une disposition contraire, la lave bulleuse qui forme les parties externes des coulées, sont presque entièrement solubles dans les acides et donnent presque exclusivement le minéral sodifère qui est le second élément des laves du Vésuve.

La lave du Granatello dont je donne la composition provient de la collection de M. Brongnart, qui a eu la complaisance de me permettre d'en prendre des fragments; je l'ai choisie de préférence à des échantillons que j'avais recueillis, parce que les cristaux qui tapissent les cavités sont assez nets pour que j'aie pu en prendre les angles au goniomètre à réflexion.

J'ai fait l'analyse sur 6,405 : 3,284 ont été dissous par l'acide muriatique concentré, et il est resté un résidu de 3gr.,021. La forte proportion du résidu tient, ainsi que je l'ai annoncé, à ce que j'ai pris des parties de la lave approchant les fissures.

	Partie soluble en 100°.		Partie insoluble.	
Silice.	1,612	49,10	1,552	51,40
Alumine.	0,732	22,28	0,308	10,20
Protoxide de fer.	0,240	7,32	0,204	6,75
Chaux.	0,127	3,88	0,490	16,22
Magnésie.. . . .	0,086	2,92	0,063	2,10
Soude.	0,294	9,04	0,195	6,45
Potasse.	0,101	3,06	0,175	5,80
Perte.	0,092	2,40	0,034	1,08
	<u>3,284</u>	<u>100,00</u>	<u>3,021</u>	<u>100,00</u>

L'analyse de la lave de la Scala a été faite sur un échantillon provenant du milieu de la masse; on a eu soin d'enlever quelques cristaux de pyroxène qui étaient empâtés dans la lave et en détruisant l'homogénéité : 4 gr.,596 ont été soumis à l'action de l'acide muriatique concentré; ils ont laissé un résidu pesant 0,944, c'est-à-dire seulement un cinquième. On n'a pas analysé ce résidu.

La composition de la partie dissoute est :

		en 100°.
Silice.	1,862	50,98
Alumine.	0,805	22,04
Protox. de fer.	0,306	8,39
Chaux.	0,217	5,94
Magnésie.	0,045	1,23
Soude.	0,297	8,12
Potasse.	0,129	3,54
	<u>3,661</u>	<u>100,00</u>
Augmentation.	0,009	0,24

Cendres. Pour compléter le travail sur les produits du Vésuve, M. Brongniart m'a remis des

cenclres provenant d'une éruption, qui a eu lieu en 1822 : ces cenclres ont été recueillies sur une terrasse à Naples, c'est-à-dire à peu près à deux lieues du volcan ; elles sont très-fines et un peu après au toucher. Sous le microscope on reconnaît que cette poussière est composée d'éléments cristallins, mais on n'y voit pas de cristaux. Quelques grains présentent seulement des cassures droites très-vives qui ont des angles assez constants et qui par suite paraissent appartenir à des clivages qui se rapporteraient à un prisme à base oblique. Le partage que l'analyse chimique opère dans ces cenclres comme dans les laves ne s'observe pas sous le microscope. Elles sont composées presque exclusivement de fragments anguleux hyalins, présentant beaucoup de bulles dans l'intérieur, identiques sous ce rapport avec les fragments que j'ai supposés appartenir au Ryacolite dans les cenclres de la Guadeloupe. On y remarque cependant quelques fragments blancs laiteux de forme indéterminée et quelques-uns d'un rouge hyacinthe. Ils sont l'un et l'autre très-peu abondants. Les derniers surtout sont rares. Ces cenclres contiennent de 2,50 à 3 pour cent d'eau hygrométrique.

5,452 calcinés ont donné après l'attaque par l'acide muriatique et la reprise par la potasse caustique 1g.,645 de résidu. L'analyse a donc

été partagée en deux comme pour les laves; le rapport entre le minéral soluble et celui qui ne l'est pas est pour les cendres de 3 : 1. Un peu moindre que pour les laves.

La composition des ces deux parties est :

	Partie soluble en 100.		Partie insoluble.	
Silice.	1,970	51,75	0,875	53,20
Alumine.	0,743	19,62	0,208	12,63
Protox. de fer.	0,246	6,46	0,059	3,63
Chaux.	0,176	4,62	0,203	12,36
Magnésie.	0,066	1,75	0,036	2,20
Soude.	0,389	10,25	0,117	7,15
Potasse.	0,103	2,70	0,110	6,72
Perte.	0,114	2,85	0,037	2,11
	3,807	100,00	1,645	100,00

Laves de la Somma. Les différentes nappes qui forment les escarpements de la Somma sont presque identiques. Ces laves ne diffèrent entre elles que par la grosseur des cristaux et l'adhérence de la roche : il était donc inutile de répéter un grand nombre d'analyses de ces laves, cependant j'en ai fait trois pour avoir une idée plus exacte de leur composition, et le résultat que je transcris ci-dessous est une moyenne de ces trois opérations. Les laves de la Somma sont formées de cristaux distincts d'amphigène et de pyroxène reliés par une pâte grisâtre qui est elle-même cristalline; lorsqu'on observe cette pâte sous un fort grossissement, on reconnaît qu'elle est composée également de petits cristaux d'amphigène

et de cristaux de pyroxène, mais ces derniers sont moins nombreux dans la pâte, qu'ils ne le sont dans la lave.

La composition de l'amphigène étant connue, j'ai séparé tous les cristaux de cette substance, ainsi que ceux du pyroxène, de manière à analyser seulement la pâte qui les relie.

Les laves de la Somma sont presque entièrement insolubles dans les acides, cependant l'action prolongée de l'acide muriatique en dissout 4 à 5 pour cent. Cette partie dissoute pourrait appartenir à des cristaux de Labrador qui seraient disséminés dans la pâte et dont on présume l'existence par le miroitement de quelques lamelles opaques. Deux analyses ont été faites par le plomb, ainsi que je l'ai indiqué au commencement de ce mémoire, une troisième par l'acide fluorique.

La composition moyenne de ces laves résultant de ces analyses est:

Silice.	48,02
Alumine.	17,50
Chaux.	0,24
Magnésie.	9,84
Protoxide de fer.	7,70
Potasse.	12,74
Soude.	2,40
Perte.	1,56

100,00

Tuf ponceux. Ce tuf constitue le sol de la campagne de Naples, les collines des champs

phlégréens, celles d'Ischia, et il s'élève à une hauteur considérable sur les pentes de la Somma. D'après les observations que j'ai faites de concert avec M. Élie de Baumont, il résulte que les villes d'Herculanum et de Pompeï sont enfouies sous ce même tuf ponceux qui se serait éboulé des contreforts du Vésuve lors de l'éruption de 79.

Désirant éclairer cette question par l'analyse, j'ai prié M. Berthier d'analyser concurremment le tuf du Pausilippe et celui de Pompeï; il a eu cette complaisance et il a publié ce travail dans les *Annales des mines* (1).

Les résultats qu'il a obtenus étant d'accord avec les phénomènes géologiques, j'ai cru utile d'analyser le tuf d'Ischia qui appartient, ainsi que je viens de le dire, à la même formation. Je transcris en regard ces trois analyses.

Tuf de Pausilippe.	Tuf de Pompeï.	Du pied de l'Époméo (Ischia).
Silice. 44,50	26,50	40,40
Alumine. 12	10	11,56
Magnésie. 0,70	» »	1,30
Potasse. 5,50	2,10	6,75
Soude. 1,50	2,30	1,88
Protoxide de fer. 6,50	10	7,50
Fer oxidulé. »	»	une trace.
Eau. 11	8,80	10,20
Partie inattaquable. 16,40	26,50	18,15
Carbonate de chaux. »	9	»
98,10	95,20	97,74

(1) *Annales des mines*, 3^e série, tom. II, pag. 464.

Ces différents tufs présentent les mêmes caractères, ils sont terreux, tachent même les doigts. A la loupe on reconnaît dans chacun d'eux des parties fibreuses dont l'éclat est soyeux et qui portent tous les caractères de la ponce. Ils sont mélangés de paillettes de mica. Le tuf de Pompeï en contient une proportion beaucoup plus forte, ce qui explique en partie l'augmentation du résidu insoluble. Ce dernier est imprégné de matière calcaire. Ils contiennent presque tous une certaine quantité de fer oxidulé; ce minéral est plus abondant dans le tuf d'Ischia que dans les deux autres.

L'acide muriatique attaque facilement les tufs, avec formation de gelée. L'acide sulfurique concentré les attaque même à froid; M. Berthier annonce que « lorsque l'on concentre la dissolution » du tuf de Pausilippe à chaud, il s'en sépare par » le refroidissement de l'alun potassé parfaitement pur dans la proportion de 0,50; si l'on » ajoutait une suffisante quantité de potasse ou de » sulfate de potasse à l'eau mère, il s'en séparerait encore autant d'alun. »

» D'après cela, ajoute-t-il, tout porte à croire » qu'il y aurait avantage à exploiter ce tuf » comme minéral d'alun, d'autant plus que le » soufre est à vil prix dans la contrée, et que, par » conséquent, on pourrait y fabriquer de l'acide » sulfurique à très-peu de frais. »

Le tuf d'Ischia présente également cette cir-

constance, et parmi les échantillons que j'ai rapportés, quelques-uns sont même recouverts d'efflorescences salines qui contiennent de l'alun et du sous-sulfate d'alumine et de fer. L'acide sulfurique est peut-être fourni par des pyrites intimement mélangées, peut-être aussi est-il inhérent au tuf, qui contient dans la montée à l'Epoméo, des couches entièrement analogues à la pierre d'alun de la Tolfa.

Pyroxènes de la Somma et du Vésuve.

Les caractères extérieurs de ces deux pyroxènes sont différents, ce qui m'a fait penser qu'il serait intéressant de compléter la comparaison entre les laves du Vésuve et de la Somma, par l'analyse des pyroxènes qui existent dans ces roches.

Les pyroxènes de la Somma sont d'un vert très-foncé, presque noirs et lamelleux dans le sens de la forme primitive. Ils ressemblent parfaitement à l'augite, ils sont en général bien cristallisés et on peut facilement les détacher de la masse, de sorte que leur analyse est plus exacte; les pyroxènes disséminés dans les laves du Vésuve sont d'un vert clair brillant, très-lamelleux dans le sens des plans diagonaux et se rapprochent par leurs caractères de la variété désignée sous le nom de sahlite. Ces cristaux sont en général tellement adhérents à la roche qu'il est difficile de les en sé-

parer. Dans la lave de l'Annunciata, cette adhérence est moins forte, surtout pour les parties externes de cette coulée; et j'ai pu en détacher une quantité suffisante, pour en faire une analyse approximative; ces pyroxènes existent en général avec quelque abondance dans les laves cristallisées, soit celles exploitées dans les carrières situées au pied du Vésuve, soit dans la lave du Palo; les scories et les laves qui recouvrent les pentes du Vésuve n'en contiennent que fort peu.

L'analyse du pyroxène de la Somma a été faite sur 4,264. Celle du pyroxène de l'Annunciata seulement sur 1 gr.,753.

Leur composition est :

Pyroxène de la Somma.		Du Vésuve (1).
Silice.	50,27	51,44
Chaux.	12,20	21,47
Fer.	20,66	6,21
Magnésie.	10,45	12,21
Alumine.	3,67	4,87
Perte.	2,75	3,80
	<hr/> 100,00	<hr/> 100,00

La composition de ces pyroxènes correspond à leurs caractères extérieurs; celui de la Somma présente des proportions analogues aux propor-

(1) Depuis la rédaction de ce mémoire, j'ai trouvé dans les extraits d'analyses de substances minérales, insérés chaque année dans les Annales des mines, une analyse de pyroxène du Vésuve, par M. Kùdernatsch, qui se rapproche

tions ordinaires de l'augite, tandis que le pyroxène du Vésuve, par la forte proportion de chaux qu'il contient et sa pauvreté en fer, rentre dans les variétés désignées sous le nom de sahlite et de diopside ; du reste les pyroxènes de la Somma et du Vésuve contiennent l'un et l'autre de l'alumine, substance que l'on trouve trop habituellement dans les pyroxènes volcaniques pour qu'elle ne doive pas y jouer un rôle.

Si on compare les analyses qui font le sujet de ce mémoire, on remarque bientôt qu'il existe des différences essentielles entre les laves de la Somma et celles du Vésuve, différences telles qu'il est impossible de supposer que les laves du Vésuve qui sont plus modernes ont été produites aux dépens de celles de la Somma qui préexistaient ; il en résulte que les foyers qui les ont élaborées ne sauraient avoir été identiquement les mêmes.

En effet, les laves de la Somma sont presque inattaquables par les acides, tandis que celles du

beaucoup de celle qui précède. Je crois utile de la copier pour compléter la comparaison que j'établis.

Silice.	0,5090
Alumine.	0,0537
Chaux.	0,2296
Fer.	0,0625
Magnésie.	0,1443
	<hr/>
	0,9991

(*Ann. des Mines*, 3^e série, t. XI, p. 473.)

Vésuve sont solubles en grande partie dans ces réactifs, environ dans la proportion de 4 : 1.

Les premières contiennent une très-forte proportion de potasse, tandis que dans la seconde, la soude domine fortement.

La différence de composition se reproduit même dans les minéraux communs aux deux roches; l'on a vu que le pyroxène de la Somma est un augite, c'est-à-dire un pyroxène à base de fer, tandis que celui du Vésuve rentre dans les variétés calcaires, telles que la sahlite.

Le partage que l'action des acides produit dans les laves du Vésuve permet de reconnaître qu'elles se composent outre des cristaux de pyroxène, de deux minéraux essentiellement différents: l'un soluble dans les acides, contient de 9 à 10 pour cent de soude et 2,5 à 3 pour cent de potasse.

Le second inattaquable par les acides renferme ces alcalis en proportions à peu près égales de 6 à 7 pour cent de chaque. Les autres éléments qui entrent dans ces deux minéraux, quoique les mêmes, sont également dans des proportions trop éloignées pour que l'on n'en tire pas la même conclusion. Ainsi le premier contient 20 pour cent d'alumine et 5 de chaux, tandis que dans le second ces deux substances entrent dans les proportions de 11 à 12. Enfin le second est un peu plus saturé de silice que le premier, il en contient 54 au

lieu de 50 ; dans l'un et l'autre la proportion de cette substance est beaucoup plus faible que dans le feldspath ou dans l'albite, qui en contiennent 64 pour cent pour le feldspath et 67 pour l'albite. Cette faible proportion de silice explique l'absence du quartz dans les laves du Vésuve et de l'Etna et on peut dire, en général, dans les roches volcaniques ; elle confirme ce que j'ai annoncé dans mon mémoire sur les cendres de la Guadeloupe, que si le feldspath ou l'albite existent quelque part dans les produits volcaniques, ces substances n'y jouent qu'un bien faible rôle.

Les proportions des éléments dont se composent les deux minéraux qui constituent les laves du Vésuve sont assez constantes pour qu'on puisse affirmer leur existence ; mais ces proportions ne sont pas assez identiques pour rechercher les formules qui représentent leur composition et par conséquent on ne peut désigner ces substances par un nom particulier. Il se pourrait même que chacune des parties dans lesquelles l'acide muriatique partage les laves, contient plusieurs minéraux, ainsi je crois qu'il existe quelques lamelles de Labrador qui se confondent avec le minéral dominant sodifère ; quant au minéral insoluble dans les acides et dont j'ai signalé des petits cristaux dans les fentes qui divisent les laves de la Scala et du Granatello en assises distinctes, il est

probable qu'en examinant ces laves sur les lieux mêmes, on parviendra à en obtenir des cristaux assez gros pour en faire l'analyse séparément. Les laves du Vésuve ne contiennent pas d'eau, M. Lowe (1) a également annoncé qu'il n'en existait pas dans les laves de l'Etna, tandis que les basaltes en renferment toujours de 3 à 4 pour cent. Cette différence remarquable est peut-être en rapport avec le mode de fluidité de ces roches. Car les laves se solidifient seulement, au moment où les fumerolles s'éteignent, c'est-à-dire lorsque les dernières parties d'eau tenues en dissolution dans les laves viennent à s'échapper.

L'étendue des nappes basaltiques nous apprend que cette roche a été très-fluide ; l'eau qu'ils contenaient ne s'est peut-être pas dégagée à l'état de fumerolles comme pour les laves ; on pourrait, jusqu'à un certain point, le conclure de la présence des nombreuses zéolithes que l'on trouve répandues dans cette roche, et de l'absence de scories dans beaucoup de terrains volcaniques, notamment dans ceux de l'Allemagne.

La prédominance que j'ai signalée plus haut, de la soude sur la potasse, comme caractéristique des laves du Vésuve n'est pas un fait nouveau ; seulement il est passé inaperçu. M. Berthier a

(1) *Annales de Poggendorf*, t. XXXVIII.

publié, en 1817 (1), une analyse d'une pouzzolane de Naples, de laquelle il résulte que dans cette roche la soude est à la potasse dans le rapport de 41 : 14. Il est également remarquable que cette pouzzolane soit soluble dans les acides, et que le rapport de la silice à l'alumine 44 : 15 est très-rapproché de celui que j'indique comme caractéristique du minéral soluble, c'est-à-dire de 50 à 20.

Quant aux laves de la Somma, elles sont composées en grande partie d'amphigène minéral éminemment potassé. Il est par suite naturel que les laves soient caractérisées par la présence de cet alcali.

Les analyses que j'ai rapportées du tuf ponceux montrent que ces tufs sont peu différents les uns des autres, et qu'on doit les regarder comme ayant une origine commune; cependant ceux de Pompeï contiennent, relativement à la soude, un peu

(1) Silice.	0,445
Alumine.	0,150
Chaux.	0,088
Magnésie.	0,047
Potasse.	0,014
Soude.	0,041
Oxide de fer et de titane.	0,120
Eau.	0,092
	<hr/>
	0,997

Annales des mines, 2^e série, t. I^{er}, p. 334.)

plus de potasse que les tufs du Pausilippe et d'Ischia. Cette circonstance est du reste naturelle, car l'éruption qui a enseveli Herculanium et Pompeï a entraîné des roches de la Somma qui sont essentiellement potassées. Un fait intéressant que présente en outre ce dernier tuf, c'est de contenir jusqu'à 9 pour cent de carbonate de chaux, substance entièrement inconnue dans les volcans et qui est au contraire constamment produite par les infiltrations. La présence du carbonate de chaux confirme l'opinion, que si l'enfouissement d'Herculanium et de Pompeï a été produit par une alluvion du tuf formant les contreforts de la Somma, les eaux ont joué un grand rôle dans le remplissage des édifices de ces deux villes, opération qui doit avoir été lente et successive. L'abondance de l'acide carbonique qui s'échappe constamment des fissures dont le sol volcanique est criblé a peut être donné aux eaux superficielles la propriété de dissoudre la chaux et de la déposer sous forme de carbonate dans le tuf de Pompeï et d'Herculanium.

Les analyses des tufs ponceux nous apprennent, en outre, qu'il existe entre ces tufs et les laves de la Somma et du Vésuve une différence de composition aussi essentielle qu'entre ces roches elles-mêmes.

L'examen chimique des produits volcaniques

des environs de Naples, confirme donc les résultats des observations géologiques et nous montre que la Somma, le tuf ponceux et le Vésuve appartiennent à trois ordres différents de phénomènes volcaniques.

EXAMEN*Chimique et microscopique de quelques cendres volcaniques ;*

Par M. DUFRENOY, ingénieur en chef des mines.

Les laves présentent des caractères extérieurs souvent tellement analogues, qu'il est difficile de les distinguer. Elles sont toutes grises, bulleuses et formées par la réunion de petits cristaux qui appartiennent principalement à l'ordre des feldspaths. Cependant quand on examine les laves avec attention, on reconnaît qu'elles sont fréquemment composées d'éléments différents, de sorte que leur nature est en réalité assez variable ; cette différence est telle qu'il serait possible que chaque volcan produisît une lave particulière.

La cristallisation confuse des laves, et la difficulté de reconnaître leurs éléments, lors même qu'un refroidissement lent a permis à ces roches de prendre une texture cristalline, sont autant d'obstacles qui ont empêché jusqu'à présent d'en déterminer la nature d'une manière un peu précise.

La texture des laves varie avec l'inclinaison du sol, sur lequel elles se sont solidifiées : cette différence exerce une bien faible influence sur leur

composition, et celles produites par une même éruption sont presque toujours homogènes, de telle sorte que si l'on compare sous le microscope des poussières d'une coulée prise en différentes parties de sa course, on est surpris de l'identité qu'elle présente sur toute sa longueur. Cette identité se reproduit, il est vrai pas aussi complètement, pour des coulées différentes d'un même volcan; il résulte de cette disposition que l'analyse chimique des laves, sans faire connaître d'une manière exacte leur composition, offre toujours de l'intérêt et qu'elle fournit des indications précieuses qui permettent, dans beaucoup de cas, de distinguer les produits de volcans différents. Pour arriver à des résultats probables il faut faire des analyses nombreuses, et sur des laves prises en des points différents; c'est la composition générale qu'il faut étudier, et l'on ne doit pas rechercher dans l'analyse des roches, des résultats atomiques comme dans celle des minéraux purs.

Parmi les produits des volcans, les sables fins qu'ils rejettent et que l'on désigne généralement sous le nom de cendres sont les plus intéressants à examiner. L'isolement de chacune de leurs parties permet de faire subir à ces sables des opérations successives qui offrent l'avantage de fractionner les analyses, et si on les soumet alternativement aux réactions chimiques et à l'examen

microscopique, on parvient souvent à séparer la plupart des éléments qui les composent.

La comparaison de ces poussières naturelles, avec celles que l'on obtient par la trituration des laves, fait voir en outre, que ces déjections, en apparence de nature si différente des autres produits des volcans, sont cependant presque identiques avec eux ; les cendres présentent même un grand avantage qui tient à la manière dont elles se sont probablement formées. Les grains dont elles se composent sont presque toujours des minéraux distincts, tandis que la poussière produite par la trituration des roches est fréquemment composée de grains présentant la réunion de plusieurs minéraux, de sorte que ces grains sont souvent la représentation sur une très-petite échelle de l'échantillon lui-même. L'isolement des minéraux qui composent les cendres, offre le moyen de mettre en jeu les pesanteurs spécifiques. On peut séparer assez facilement, par ce procédé certaines substances telles que le pyroxène.

Cette disposition particulière des cendres volcaniques me fait présumer qu'elles sont plutôt le résultat d'une cristallisation confuse, produite sous l'influence d'une vive agitation, comme le salpêtre destiné à la fabrication de la poudre, que le produit de la trituration des laves dans la cheminée des volcans. Leur ensemble n'en re-

présente pas moins la composition générale de la lave.

Cendres rejetées par les volcans de la Guadeloupe. Les volcans de cette île ne sont plus dans un état d'activité complet, mais cependant ils rejettent de temps à autre des cendres en quantité considérable. M. Biot a présenté à l'Académie des sciences, dans sa séance du 3 mai 1837, des cendres rejetées en 1797 et en 1836 (3 décembre), ainsi qu'une poussière provenant d'une alluvion boueuse du même volcan arrivée le 12 février 1837. M. Elie de Beaumont a déjà fait quelques essais sur ces cendres, et moi-même je les ai soumises à un premier examen, dont le résultat a été communiqué à l'Académie des sciences dans sa séance du 15 mai 1837 (1). Ces premiers essais, qui ont consisté dans l'analyse de la partie de ces sables soluble dans les acides, ayant montré qu'il y avait quelque intérêt à connaître leur composition, j'ai repris ce travail et je les ai analysés complètement. Les deux cendres de 1797 et 1836, ainsi que le sable de l'alluvion boueuse de 1837, m'ont offert une grande analogie de composition et de caractères minéralogiques. Ce fait me paraît intéressant à

(1) Compte rendu de l'Académie des sciences, 1^{er} semestre de 1837, page 743.

constater, en ce qu'il confirme l'opinion que les produits des mêmes volcans quelquefois si différents d'aspect sont de même nature, et que les modifications de texture qui les distinguent tiennent le plus ordinairement aux circonstances sous l'influence desquelles ils se sont solidifiés.

Cendres de 1797. Ces cendres sont très-fines, d'un gris-foncé; elles ont un goût astringent prononcé, dû à un mélange de sels.

Examinées au microscope, elles se composent de deux éléments différents; le plus abondant forme des grains anguleux très-hyalins; quelques-uns de ces grains sont irisés et présentent le phénomène des anneaux colorés, disposition qui annonce qu'ils sont très-lamelleux. Du reste, aucun de ces grains ne possède de forme ni de clivages distincts.

Le second élément est blanc laiteux: quoique entièrement cristallin, il n'a offert aucune trace certaine de cristallisation.

Au chalumeau ces cendres sont fusibles en émail blanc, un peu plus facilement que le feldspath orthose.

Desséchées sur un têt de porcelaine, elles perdent de 8 à 9 pour cent d'eau hygrométrique.

Le barreau aimanté y indique la présence du fer oxidulé titanifère; 22^{es},75 de ces cendres

392 EXAMEN, CHIMIQUE ET MICROSCOPIQUE
m'en ont donné 0^{sr},0135 correspondant à 0,58
pour mille.

La saveur astringente indiquant la présence des sels, je les ai recherchés en faisant bouillir les cendres avec de l'eau distillée. J'ai trouvé qu'elles en contenaient 2,42 pour cent, composés à peu près de $\frac{2}{3}$ de sulfate de potasse et d'alumine, et de $\frac{1}{3}$ de sulfate de fer et de chaux. Les essais les plus minutieux n'ont pu y indiquer la présence de chlorures.

L'acide sulfurique et l'acide hydrochlorique concentrés et bouillants, attaquent assez fortement ces cendres. L'examen au microscope du résidu montre que les grains blancs laiteux sont complètement dissous par cette opération. La dissolution dans les acides permet donc non-seulement de fractionner l'analyse en deux parties distinctes, mais elle isole en outre les deux espèces de grains dont se composent les cendres et fournit ainsi le moyen de connaître la nature de chacune d'elles.

Quelques essais préliminaires m'ayant conduit au résultat intéressant que je viens d'indiquer, j'ai fait deux analyses des cendres; l'une sur 4^{sr},205, l'autre sur 4^{sr},035. Pour favoriser l'action des acides, les cendres ont été porphirisées avec soin quoiqu'elles fussent déjà à un grand état de ténuité. Je les ai ensuite fait bouillir pen-

dant une demi-heure avec de l'eau distillée qui a dissous les sels. Cette liqueur ayant été décantée, j'ai ajouté de l'acide hydrochlorique concentré sur les cendres, et j'ai fait bouillir ce mélange pendant plusieurs heures. L'attaque étant complète, j'ai filtré les résidus, dont j'ai séparé la silice gélatineuse au moyen de la potasse caustique; j'ai analysé séparément les deux liqueurs contenant les parties solubles des cendres, mais j'ai réuni en une seule opération les résidus inattaqués pesant 2^{sr},36 et 2^{sr},275, ainsi que les eaux chargées de sels.

Cette première opération a fractionné les 8,240 de cendres en quatre parties distinctes, de la manière suivante :

	gr.	en 100.
Substance insoluble dans les acides. . .	4,635	0,5625
Substance soluble (par différence). . .	2,685	0,3258
Sels.	0,200	0,0242
Eau obtenue dans un autre essai. . .	0,720	0,0875
	<hr/>	<hr/>
	8,240	1,0000

Les liqueurs muriatiques évaporées à siccité ont donné la silice. L'alumine et le fer, précipités ensemble par l'ammoniaque, ont été isolés par une dissolution de potasse caustique; l'oxalate d'ammoniaque a séparé la chaux. Enfin, on a recherché la magnésie et les alcalis, mais ces liqueurs n'en contenaient pas la plus légère trace.

Ces deux analyses ont donné pour la composi-

tion de la partie des cendres soluble dans les acides :

	1 ^{re} analyse.	2 ^e analyse.	Moyenne.	en 100 ^e .	Oxygène.
Silice . . .	^{gr.} 0,801	^{gr.} 0,761	^{gr.} 0,781	0,5819	0,2923
Alumine . .	0,320	0,318	0,319	0,2377	0,1110
Chaux . . .	0,135	0,127	0,131	0,0976	0,0274
Oxide fer. .	0,101	0,093	0,097	0,0722	0,0221
Perte. . . .	0,010	0,017	0,014	0,0106	
	<hr/>	<hr/>	<hr/>	<hr/>	<hr/>
	1,367	1,316	1,342	1,0000	

Pour faire l'analyse de la partie insoluble dans les acides, je l'ai mélangée avec cinq parties de carbonate de baryte obtenu artificiellement. Je l'ai ensuite exposée à une chaleur très-forte dans un creuset de platine. La masse agglutinée a été mise en digestion dans de l'acide hydrochlorique étendu de la moitié de son volume d'eau. Une certaine quantité de la substance n'avait pas été attaquée, je l'ai séparée par décantation, puis, je l'ai fait bouillir avec de la potasse caustique pour enlever la silice gélatineuse qui y était mélangée. Ce résidu inattaqué pesait 0^{gr.}452.

Après avoir obtenu la silice, en évaporant la liqueur muriatique à siccité, j'y ai versé du carbonate d'ammoniaque. Par ce procédé, j'ai séparé de suite les alcalis de la baryte et des autres substances que contiennent ces cendres.

J'ai repris les carbonates par de l'acide sulfu-

rique étendu, la baryte a été transformée en sulfate et a été la seule substance qui n'a point été dissoute; l'alumine le fer, la chaux et la magnésie ont été successivement séparés par les procédés ordinaires.

Pour obtenir les alcalis j'ai évaporé à siccité la liqueur muriatique qui les renfermait : puis j'ai calciné les sels dans une capsule de platine. Les alcalis qui étaient alors à l'état de chlorures pesaient 0,759. J'ai ensuite séparé la potasse et la soude au moyen du chlorure de platine. Cette opération m'a donné :

Chlorure double de potasse et gr.
 de platine 1,54 ; d'où potasse 0,298 gr.
 Chlorure sodique (par différence) 0,288, — soude 0,154

La composition de la partie des cendres insoluble dans les acides est :

	gr.	en 100°.	Oxygène.	
Silice.	2,598	0,6210	0,3226	— 10
Alumine	0,937	0,2241	0,1047	— 3
Chaux	0,036	0,0085	0,0024	} — 1
Magnésie.	0,096	0,0231	0,0089	
Potasse.	0,298	0,0712	0,0121	
Soude	0,154	0,0368	0,0094	
Substance inattaquée.	0,452	»		
Perte.	0,064	0,0153		
	4,635	1,0000		

Dans le calcul de cette analyse en centièmes, on a supprimé la partie inattaquée.

Pour compléter l'analyse de ces cendres, il reste encore à examiner la nature des sels qui ont été dissous dans l'eau; des essais antérieurs ayant montré qu'ils ne contenaient que des sulfates, j'ai seulement cherché les bases. J'ai trouvé pour leur composition :

	gr.
Sulfate d'alumine et de potasse. . .	0,140
Sulfate de chaux.	0,036
Sulfate de fer (par différence) . .	0,024
	0,200

L'examen microscopique de cendres soumises à l'action prolongée des acides a fait voir, ainsi qu'on l'a annoncé ci-dessus, que les grains blancs laiteux constituent la partie soluble, tandis que les grains hyalins sont inaltérables par ce procédé. Si on discute maintenant les analyses de ces deux espèces de grains, il en résulte que les grains solubles appartiennent à une espèce minérale particulière, dont la formule est du même genre que celle du Labrador, dans laquelle l'alcali est remplacé à la fois par du protoxide de fer, et de la chaux. Si donc l'on admet avec MM. Beudant et Rose, que dans le Labrador, la chaux soit isomorphe de la soude, les cendres de la Guadeloupe seront formées en partie de ce genre de Labrador. En effet, cette espèce minérale est représentée par la formule $NS^3 + 3AS$, indiquant que la silice contient

six fois autant d'oxygène que la soude, et le double de la quantité contenue dans l'alumine. Cette proportion atomique existera entre les éléments des grains blancs laiteux, si on suppose que le fer qui entre dans leur composition soit au minimum, ce qui est probable d'après la couleur de ces grains. Le fer sera alors isomorphe de la chaux, et la somme de l'oxygène de ces deux bases à un atome 0,0495 sera presque exactement la sixième partie de l'oxygène de la silice. La proportion d'alumine sera seulement un peu faible, mais il est possible que le fer en contienne une petite quantité.

Dans l'analyse des grains hyalins, la relation de l'oxygène entre les bases à un atome prises toutes ensemble, et l'alumine est de 3, comme dans le Ryacolithe, mais la proportion de l'oxygène de la silice est trop forte pour qu'on puisse établir ce rapprochement d'une manière certaine, car elle est de 10 dans les grains hyalins, tandis qu'elle est seulement de 6 dans la formule adoptée par M. G. Rose, comme représentant la composition du Ryacolithe.

Si l'on substitue dans l'analyse générale des cendres, le Labrador et le Ryacolithe à leurs éléments, elle devient :

Labrador à base de chaux et de fer?	0,3259
Ryacolithe?	0,5568
Fer oxidulé titanifère.	0,0058
Sulfates de potasse et d'alumine	0,0170
Sulfate de chaux.	0,0045
Sulfate de fer.	0,0025
Eau hygrométrique	0,0875
	<hr/>
	1,0000

Cendres de l'éruption de décembre 1836.

Cette poussière est d'un gris clair; vue sous le microscope, elle est composée de deux parties différentes à peu près en proportions égales, l'une hyaline, complètement transparente, est criblée d'une grande quantité de bulles comme certains quartz de Madagascar. Quelques grains de cette première substance ont présenté des clivages très-nets dans deux directions.

La seconde substance est d'un blanc laiteux en grains amorphes.

Ces éléments sont du reste essentiellement identiques avec ceux que l'on a indiqués dans les cendres provenant de l'éruption de 1797*, seulement leur proportion est différente, les grains blancs laiteux que l'on est conduit à regarder comme du Labrador sont plus abondants.

On voit de distance en distance quelques grains jaunes qui appartiennent à du soufre.

On a soumis ces cendres aux mêmes essais que les précédentes.

Au chalumeau elles sont également fusibles en émail blanc.

Calcinées, elles perdent une forte proportion d'eau; leur surface se couvre d'une légère flamme bleue, due à du soufre qui brûle.

Dans l'acide hydrochlorique, elles sont fortement attaquables; elles contiennent environ 40 pour 100 de substance soluble.

Cette opération décompose ces cendres de la manière suivante :

Substance insoluble dans les acides . . .	0,5088
Substance soluble.	0,3972
Eau hygrométrique par calcination. . . .	0,0693
Soufre par sublimation.	0,0062
Perte.	0,0185
	1,0000

J'ai fait ensuite comme pour les autres cendres, une analyse de la partie dissoute et une de la partie non attaquée. J'en transcris les résultats.

<i>Partie soluble dans les acides.</i>		<i>Partie insoluble dans les acides.</i>	
	Oxygène.		Oxygène.
Silice . . .	0,5930—0,3081	Silice . . .	0,6312—0,3279 —10
Alumine . . .	0,2231—0,1048	Alumine. . .	0 2085—0,0974 — 3
Chaux . . .	0,0882 0,0252	Chaux. . .	0,0142 0,0040
Oxide de fer.	0,0702 0,0154	Magnésie . .	0,0160 0,0062
Magnésie . .	0,0045 0,0018	Potasse . . .	0,0821 0,0139
Soude. . . .	0,0048 0,0012	Soude. . . .	0,0310 0,0079
Perte	0,0162	Perte	0,0170
	1,0000		1,0000

La composition de la partie des cendres qui s'est dissoute dans les acides se rapproche beaucoup de la même partie dans les cendres de 1797; la seule différence consiste dans une petite quantité de soude que contient cette analyse. Sa présence rend plus probable l'association proposée avec le Labrador. Quant à la composition des grains hyalins, elle est fort analogue à celle de la partie correspondante des cendres de 1797; mais elle s'écarte assez fortement de la formule adoptée pour le Ryacolithe, qui est $(N, K) S + 3AS$, tandis que l'analyse ci-dessus conduirait à la formule $(N, K, C, M) S + 3AS$.

L'analogie de composition des cendres de 1797 et de 1836 ne peut pas être le résultat du hasard; elle tient à ce que les produits d'un même volcan sont de même nature. Il en résulte donc que si l'élément hyalin appartient au Ryacolithe, il faut nécessairement modifier la formule qui représente la composition de cette espèce minérale. Cette hypothèse est, du reste, confirmée par les analyses que M. Berthier a faites des feldspaths vitreux du Drackenfelds et du Mont-Dore. La composition de ces derniers feldspaths, qui ont été décrits depuis par M. G. Rose, comme appartenant au Ryacolithe, se rapprochent assez de la formule $(N, K, M, C) S + 3AS$, à laquelle conduit l'analyse des cendres de la Guadeloupe.

L'analyse générale des cendres de l'éruption de 1836 devient, en mettant le Labrador et le Ryacolithe à la place de leurs éléments :

Labrador à base de chaux et de fer ?	0,3972
Ryacolithe ?	0,5057
Fer titané.	0,0031
Soufre libre.	0,0062
Eau hygrométrique	0,0693
Perte	0,0185
	<hr/>
	1,0000

Sable provenant de l'alluvion boueuse qui a eu lieu à la Guadeloupe, le 12 février 1837. Ce sable est à grains beaucoup plus gros que les cendres ; il paraît aussi moins homogène, et il a toute l'apparence d'un dépôt charrié par les eaux.

Le microscope montre que ce sable est composé de quatre minéraux distincts, et en proportions fort différentes. Il contient :

1° Des grains d'un blanc laiteux, qui forment environ 25 à 30 pour cent du sable.

2° Des grains hyalins très-brillants, analogues à ceux que nous avons admis dans les cendres de 1797 et de 1836 comme étant du Ryacolithe. Seulement ces grains possèdent des clivages distincts ; leur grosseur permet, en outre, de remarquer qu'ils sont bulleux et très-fendillés, circon-

stances qui leur donnent la plus grande analogie avec de la poussière de feldspath vitreux du Mont-Dore.

3° Des grains assez nombreux d'une substance à cassure vitreuse, très-éclatante, et dont la couleur est le jaune hyacinthe; d'après ses caractères extérieurs, ce minéral est complètement analogue à de l'essonite, ou à la variété d'idocrase qui provient de la Somma.

4° Quelques grains noirs assez rares, formant de 2 à 3 pour 100, et qui paraissent appartenir à du pyroxène.

Plusieurs de ces grains sont composés à la fois de parties noires et de parties hyalines n° 2; ils ressemblent à des fragments d'une roche porphyroïde ou d'un trachite. Cette disposition n'a point été observée dans les cendres.

5° Enfin, le barreau aimanté a fait reconnaître une certaine proportion de fer oxidulé titani-fère.

Ce sable, soumis aux mêmes essais que les cendres, a été fusible en émail gris, et a donné 8,50 d'eau. Sur 4^{sr},85, 1^{sr},33 ou 27,43 pour 100 ont été solubles dans l'acide hydrochlorique concentré.

L'analyse de cette partie dissoute a donné :

Silice	0,766	0,5760
Alumine.	0,317	0,2382
Chaux	0,118	0,0875
Fer	0,092	0,0707
Perte.	0,037	0,0276
	<hr/>	<hr/>
	1,330	1,0000

Cette composition est complètement analogue à celle des grains blancs laitoux des cendres.

Une remarque intéressante, qui ressort de la comparaison de cette analyse et de celle des cendres du même volcan, c'est que le fer forme, ainsi qu'on l'a déjà fait observer, un élément essentiel de cette variété de Labrador; la forte proportion de cette base, qui est à peu près de 7 pour 100 dans chacune de ces analyses, ne peut pas être accidentelle. Il y aurait donc dans le Labrador, comme dans le pyroxène, des variétés à base de chaux, et d'autres à base de chaux et de fer. Cette circonstance particulière confirme ce que nous avons annoncé, que les produits d'un volcan sont de même nature, quels que soient leur texture et l'état sous lequel ils ont été rejetés.

L'identité complète de caractères extérieurs des grains hyalins qui entrent dans la composition des sables provenant de l'alluvion et de ceux

qui existent dans les cendres, me fait présumer qu'ils sont de même nature. J'aurais désiré m'en assurer par l'analyse, mais n'ayant pu isoler, par aucun procédé, cette substance des grains de couleur hyacinthe, j'ai pensé que cette analyse serait peu instructive, et je ne l'ai pas faite.

Cendres du volcan de Cosigüina dans l'Amérique centrale. Le volcan de Cosigüina, situé dans la province de Nicaragua, fait partie d'un promontoire qui borne à l'ouest la baie de Fonsoca. Dans le mois de janvier 1835, ce volcan a eu une éruption; dans laquelle il a rejeté une quantité considérable de cendres. Dans quelques endroits elles formaient trois couches distinctes. M. le docteur Roulin a remis à l'Académie, des cendres provenant de cette éruption, et M. Elie de Beaumont lui a déjà communiqué, dans sa séance du 17 juillet dernier, le résultat de quelques essais que nous avons faits de concert sur cette poussière volcanique.

Les cendres de Cosigüina sont d'un gris blanchâtre; elles sont extrêmement fines et doivent avoir été recueillies assez loin du volcan. Pour distinguer la nature des grains qui les composent, il faut se servir d'un microscope dont le grossissement soit d'au moins 200 fois, et ce n'est qu'avec le grossissement de 350 fois que l'on peut

apercevoir les clivages assez nets qu'ils présentent. Ces cendres, vues au microscope, sont homogènes. Elles sont presque entièrement composées de grains blancs hyalins très-lamelleux, beaucoup de fragments présentent des clivages très-voisins de l'angle droit, si même ils ne sont pas rectangulaires. Le tissu lamelleux est mis à découvert par le phénomène des anneaux colorés. Il y a quelques grains noirs, très-rares, et quelques-uns colorés en brun. Le barreau aimanté indique la présence d'une proportion très-faible de fer titané. Au chalumeau, ces cendres sont très-distinctement fusibles. On a plus de peine à les agglomérer que celles de la Guadeloupe, et surtout que celles de l'Etna.

Chauffées légèrement ces cendres perdent 6,27 pour 100 d'eau hygrométrique.

Attaquées par l'acide hydrochlorique concentré et reprises par une dissolution potassique elles se sont partagées en deux parties, 18 pour 100 environ ont été dissous dans l'acide.

La partie dissoute est composée de :

Silice	0,5155	—	0,2678	—	3
Alumine.	0,1523		0,0711	—	1
Oxide de fer	0,1362		0,0396	}	— 1
Chaux.	0,1118		0,0314		
Soude.	0,0622		0,0159		
Perte	0,0280				
			<u>1,0000</u>		

Les cendres examinées au microscope après l'action des acides n'avaient point changé d'aspect. Il en résulte qu'il n'existe pas de différence bien prononcée d'éclat entre les grains solubles dans les acides, et ceux qui ne le sont pas; peut-être aussi le petit nombre des premiers est-il cause qu'on ne les distingue pas.

Les grains insolubles rendus attaquables par leur fusion avec un mélange de céruse et de nitrate de plomb, présentent la composition suivante :

Silice.	0,6429	0,3339	—32
Alumine.	0,2113	0,0985	—10
Chaux	0,0140	0,0039	}
Magnésie.	0,0075	0,0029	
Soude	0,0967	0,0247	}
Potasse.	0,0345	0,0058	
		<u>1,0069</u>	

L'examen des analyses, des deux sortes de grains dont se composent les cendres de Cosigüina, nous conduit aux considérations suivantes.

La partie soluble dans les acides contient à la fois de la soude et de la chaux dans des proportions qui se rapprochent assez des proportions caractéristiques du Labrador; mais ces grains renferment en outre une grande quantité d'oxide de fer, qui étant très-probablement au minimum doit être considéré comme isomorphe de la chaux, et dans ce cas les proportions s'éloignent alors beaucoup de la composition du Labrador. Ces grains pourraient donc être considérés comme appartenant à une espèce particulière dont le signe serait $AS^2 + CS$.

Les grains insolubles dans les acides renferment à la fois de la soude et de la potasse comme le Ryacolithe. Dans les cendres de Cosigüina, la soude est de beaucoup le plus abondant des deux alcalis, ce qui est l'inverse dans le Ryacolithe; en outre les rapports atomiques des éléments sont très-différents: ils sont représentés dans ce dernier minéral par le signe $(N, K)S^3 + 3AS$, tandis que l'analyse des grains insolubles conduit à la formule $10AS^2 + CS^3 + 3(K, N)S^3$, ou en mettant toutes les bases à un atome ensemble, $5AS^2 + 2(M, C, K, N)S^3$.

La composition des différentes cendres qui font le sujet de ce mémoire, ne peut en aucune manière être rapprochée de celle du feldspath et de l'albite. L'analyse des laves de l'Etna, que M. Lau-

renta donnée dans les Annales de chimie, et celles des laves du Vésuve que j'ai faites, prouvent également que ces minéraux ne font point partie essentielle des produits de ces deux volcans. Ces exemples m'autorisent à penser que le refroidissement des laves des volcans brûlants et probablement des volcans éteints à cratère, quelque lent qu'il soit, ne développe que rarement les circonstances nécessaires à la production du feldspath et de l'albite.

VILLE DE LYON
BIBLIOTHÈQUE DU PALAIS DES ARTS

TABLE DES MATIÈRES

	Pages.
<i>Recherches sur la structure et sur l'origine du mont Etna</i> , par M. L. ELIE DE BEAUMONT. . .	1
CHAPITRE I. — Description orographique. . .	<i>ibid.</i>
Savants qui se sont occupés de l'Etna.	<i>ibid.</i>
Situation de l'Etna.	2
Sa forme générale.	<i>ibid.</i>
Détails de sa forme.	3
Détails sur la carte qui accompagne l'ouvrage. . .	4
Détails sur les quatre vues de l'Etna qui s'y trouvent aussi.	5
Modèle en relief.	6
Remarques sur la forme de l'Etna.	<i>ibid.</i>
Son peu de saillie.	<i>ibid.</i>
Diverses parties du massif.	7
Gibbosité centrale.	8
Talus latéraux.	9
Cones parasistes.	<i>ibid.</i>
Val del Bove.	11
Crêtes qui l'entourent.	12
Piano del Lago.	17
Torre del filosofo.	18
Cône terminal de l'Etna.	20
Hauteur de l'Etna.	20
<i>Tableau des hauteurs des points les plus remarquables du massif de l'Etna.</i>	22
CHAPITRE II. — Récit d'une promenade sur l'Etna.	24
Départ de la <i>Casa inglese</i>	<i>ibid.</i>

	Pag.
Coulée de laves d'une traversée pénible.	25
Première pente du cône supérieur.	25
Crevasses d'où sortaient des flammes.	<i>ibid.</i>
Le gaz qui brûlait était de l'hydrogène sulfuré. . .	26
Petit cratère formé par éboulement en 1832.	27
Horizon de l'Etna, lever du soleil.	28
Profondeur du petit cratère déterminée par la chute d'une pierre.	30
Déviations de l'aiguille aimantée sur la cime de l'Etna	<i>ibid.</i>
Aspect du val del Bove, vu du Serre del Salfizio.	31
Ascension sur la cime la plus élevée du cône ter- minal.	32
Descente dans le grand cratère.	35
Nature des vapeurs qui se dégageaient.	36
Gypse blanc, fibreux, soufre.	<i>ibid.</i>
Lave déversée en 1833 par-dessus le bord le plus bas du cratère.	39
Remarque sur le cône supérieur et sur le Piano del Lago	40
Descente dans le val del Bove.	47
Forme d'une coulée qui était descendue sur une pente de 24°.	49
Cône de 1811.	51
Fond du val del Bove.	52
CHAPITRE III. — Partage du massif de l'Etna en six formations, description de la formation contemporaine des temps historiques, re- marques sur le mode d'action des éruptions qui continuent à accroître la masse des produits modernes.	53
Énumération des six formations qui entrent dans la composition du massif de l'Etna.	<i>ibid.</i>

	Pag.
<i>Description des produits des éruptions de l'Etna.</i>	57
Ils sont composés de <i>labrador</i> , de <i>pyroxène</i> , de <i>péridot</i> et de <i>fer titané</i>	<i>ibid.</i>
Analyse du <i>labrador</i> de l'Etna, par M. Laurent.	58
Scories, cendres, lapilli.	60
Formes des coulées de laves, <i>cheires</i>	62
Coulée de 1603 coupée par le <i>Simeto</i>	66
<i>Distribution des produits des éruptions modernes sur la surface du massif de l'Etna.</i>	68
Ils s'accumulent vers la base de la montagne plus que près de la <i>cime</i>	69
Description de la <i>Torre del filosofo</i>	<i>ibid.</i>
Combien peu les déjections de l'Etna ont élevé le sol alentour de ce monument.	75
Le limon du Nil élève le sol de l'Égypte dans une proportion plus rapide.	76
Eruption de 1832.	78
La lave s'étend vers Bronte.	80
Forme de la <i>cheire</i>	<i>ibid.</i>
Fumées qui s'en dégagent encore au bout de plus de deux ans.	81
Réflexions sur ce phénomène et sur la lenteur du refroidissement des laves.	82
Formation des cônes de scories.	82
Inégalité d'épaisseur du manteau de produits modernes qui couvre la surface de l'Etna.	<i>ibid.</i>
Parties de la gibbosité centrale qui n'en sont pas du tout recouvertes.	90
Leur peu d'épaisseur dans les flanc de la <i>Cisterna</i>	91
Composition des <i>talus latéraux</i> de l'Etna.	93
Leur pente est à peu près la même que celle des cônes de débris des torrents alpins.	96

	Pag.
<i>Discontinuité</i> des pentes de l'Etna opposée à la <i>continuité</i> des pentes, des cônes, formés par simple éruption.	<i>ibid.</i>
Ce défaut de continuité trahit la double origine du massif de l'Etna.	97
Limite vers laquelle tendent les remblais que l'Etna reçoit d'année en année.	98
Rapprochement entre le noyau de la gibbosité centrale et les cônes des Andes.	99
Fausseté de la comparaison que l'on a faite de la croissance de l'Etna avec celle d'un arbre exogène.	101
A quoi devra se réduire la théorie de l'Etna.	<i>ibid.</i>
<i>Fractures et soulèvements produits par les éruptions modernes.</i>	102
Fentes méridiennes qui accompagnent les grandes éruptions de l'Etna, <i>étoilement</i> de tout le massif.	103
Eruptions latérales.	104
Fentes restées bâillantes, <i>grotta dei Palombi.</i>	105
Fentes produites dans l'éruption de 1832.	109
Abaissement apparent de la terre del Filosofo.	111
Entonnoirs produits par effondrement.	112
Dans cette éruption le massif de l'Etna s'est complètement étoilé.	115
L'Etna croît peut-être par soulèvement plus que par l'entassement des déjections.	118
Réflexions sur le mécanisme des éruptions.	<i>ibid.</i>
CHAPITRE IV. — <i>Description du noyau de la gibbosité centrale de l'Etna; discussion du mode de formation qui peut lui être attribué.</i>	122
Distinction des produits volcaniques anciens et modernes.	123

Remarques de M. Mario Gemellaro sur la manière dont le cône moderne et le cône ancien s'emboîtent l'un dans l'autre.	124
Composition du cône ancien.	<i>ibid.</i>
Structure des assises successives de matières incohérentes et de matières fondues.	125
Leur ressemblance avec celles du Cantal et du Mont-Dore.	127
Ondulations que présentent fréquemment ces assises, leur inclinaison va jusqu'à 27°.	128
Ces ondulations ne font varier ni l'épaisseur ni la structure des assises.	130
Filons qui traversent les assises dont le cône inférieur se compose.	131
<i>Rocca del Solfizio, rocca Giannicola.</i>	132
Direction générale des filons, ils ne convergent pas vers un centre commun.	134
Problème que présente la formation du <i>val del Bove.</i>	135
M. de Buch, M. Buckland et M. Lyell attribuent à un affaissement la disparition des matières qui en occupaient la place.	138
Exemples de phénomènes analogues.	139
Probabilité que cet affaissement a été la conséquence d'un soulèvement.	141
Examen direct de la question du soulèvement du noyau intérieur de l'Etna.	144
Considérations générales qui appuient l'hypothèse du soulèvement.	145
Considérations spéciales relatives 1° aux filons qui s'élèvent jusqu'à la crête des escarpements. . . .	146
2° A la grande étendue que présentent en tous sens les nappes de laves anciennes.	147

	Pag.
3° A la manière dont les filons se lient aux assises de lave qu'ils ont vomis.	148
4° A l'uniformité d'épaisseur des assises de matières fragmentaires.	150
(Note relative au partage des talus formés par l'entassement de matières incohérentes en trois classes, talus d'éboulement, talus d'entraînement, talus de balancement.).	159
5° Considérations relatives à l'uniformité d'épaisseur des assises de matières fondues.	167
6° Considérations relatives à l'uniformité de structure des assises de matières fondues qui entrent dans la composition des flancs du val del Bove.	170
Relations qui existent entre la pente sur laquelle se répand une coulée de lave et la structure que prennent les matières qu'elle laisse sur la pente.	171
Note sur la manière de mesurer les pentes avec un sextant.	173
Construction d'un tableau présentant 68 mesures de pentes de coulées.	174
Résumé de ce tableau, <i>régime des grands fleuves de laves</i>	175
L'identité de structure que présentent les assises de laves des flancs du val del Bove, soit qu'elles soient horizontales ou inclinées prouve que l'une ou l'autre de ces deux positions est le résultat d'un mouvement.	182
La structure de ces assises comparée à celle des laves actuelles prouve que ce sont les parties inclinées qui ont éprouvé un mouvement.	183
De là il résulte que la saillie que présente le noyau de la gibbosité centrale de l'Etna est le résultat d'une tuméfaction.	186

Cette tuméfaction a fait naître une <i>montagne</i> et un <i>volcan permanent</i> , là où il n'y avait auparavant que des volcans éphémères.	188
Le val del Bove est un <i>cratère de soulèvement irrégulier</i>	189
La matière qui remplissait le cirque s'est abîmée dans les cavités intérieures produites par le soulèvement.	192
Le soulèvement du noyau de la gibbosité centrale de l'Etna s'est opéré d'un seul coup.	193
Ce soulèvement ne peut manquer d'avoir été un événement important dans l'histoire géologique de l'Europe.	195
Les grandes chaînes de montagnes présentent cependant des exemples de soulèvements plus considérables.	<i>ibid.</i>
Puissance mécanique considérable d'un appareil volcanique.	197
Le soulèvement des cônes volcaniques des Andes, doit avoir exigé de plus grands efforts que celui de l'Etna.	198
L'Etna est un monument de la faiblesse relative des causes qui agissent aujourd'hui.	201
Son soulèvement est dû, suivant toute apparence, à des agents du même genre que ceux qui agissent aujourd'hui, mais agissant avec une énergie supérieure à celle qu'ils ont déployée depuis le commencement des temps historiques.	202
Tableau des inclinaisons par rapport à l'horizon d'un grand nombre de talus propres à servir de terme de comparaison.	204
Tableau des inclinaisons de divers talus formés par éboulement.	208

	Pag.
Tableau des inclinaisons de divers talus formés par entraînement.	213
Tableau des inclinaisons de divers talus formés de glace et de neige.	215
Tableau des pentes d'un grand nombre de coulées de lave.	217
Tableau des pentes de divers cours d'eau.	222
<i>Mémoire sur les terrains volcaniques des environs de Naples ; par M. DUFRÉNOY.</i>	<i>227</i>
Dispositions générales des formations dans les environs de Naples.	233
Distribution des formations volcaniques près de Naples	234
I. Nature géologique du terrain de la campagne de Naples.	235
Nature du tuf du Pausilippe.	236
Galets calcaires dans le tuf.	237
Stratification régulière du tuf ponceux	238
Coquilles fossiles dans le tuf ponceux.	240
Nodules concrétionnés dans le tuf.	241
Variétés de tuf ponceux de l'île d'Ischia.	242
Alternance réitérée des différentes variétés du tuf.	247
Couches de galets calcaires dans le tuf ponceux.	248
Fossiles dans le tuf d'Ischia.	250
Liste des fossiles recueillis par M. Lyell dans le tuf ponceux d'Ischia et déterminés par M. Deshay.	<i>Ibid.</i>
Ossements fossiles dans le tuf ponceux.	252
Age du tuf ponceux.	<i>Ibid.</i>
II. Terrains trachytiques des Champs - Phlégréens.	256

Abaissement et élévation successifs du sol de la Campanie.	258
Le relief des Champs-Phlégréens est dû au trachyte.	259
<i>Colline des Camaldoli.</i>	260
Relèvement de ses couches vers le point central. . .	261
Trachyte à la base de l'escarpement inférieur. . .	262
Du Piperno.	<i>ibid.</i>
Couches de fragments au contact du trachyte. . .	263
<i>Astroni.</i>	264
Les couches de tuf se relèvent circulairement. . .	265
Le trachyte forme un monticule au centre.	<i>ibid.</i>
<i>Solfatare.</i>	266
Trachyte au centre.	267
Disposition des couches du tuf.	268
Nature du trachyte de la Solfatare.	<i>ibid.</i>
Dégagement de vapeur d'eau et de soufre.	269
Trachyte en recouvrement sur le tuf à la Punta- Negra.	270
Indépendance des trachytes et du tuf ponceux. . .	272
<i>Monte-Nuovo.</i>	273
Le Monte-Nuovo a été formé par soulèvement. . .	274
Nature géologique de l'île d'Ischia.	278
<i>Monte-Epomeo.</i>	279
Trachyte de l'île d'Ischia.	280
Age des trachytes d'Ischia.	281
Volcans modernes de l'île d'Ischia.	<i>ibid.</i>
<i>III. Groupe du Vésuve.</i>	284
<i>Disposition générale.</i>	<i>ibid.</i>
Le Vésuve est composé de deux parties distinctes.	<i>ibid.</i>
<i>A. De la Somma.</i>	286
Disposition de la Somma.	287

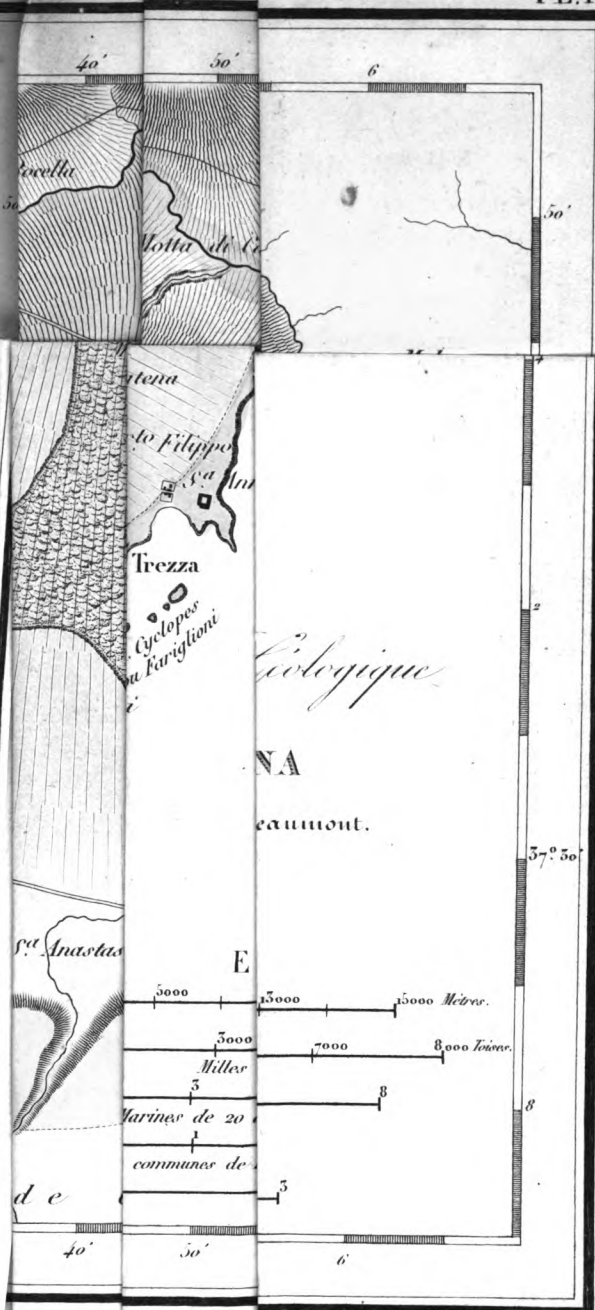
	Pag.
Nature du tuf ponceux de la Somma.	288
Disposition du tuf près du Salvatore.	290
Serpules sur des blocs calcaires intercalés dans le tuf.	291
Blocs de calcaire compacte avec fossiles dans le tuf.	292
Forme de l'escarpement de la Somma.	294
Nature des laves de la Somma.	295
Épaisseur des laves de la Somma.	296
Régularité des nappes de la Somma.	297
Inclinaison des nappes de la Somma.	<i>ibid.</i>
Filons de la Somma.	299
Mode de formation de la Somma.	302
Les blocs calcaires de la Somma forment des galets dans le tuf.	303
<i>B. Du Vésuve.</i>	305
Epoque de l'érection du Vésuve.	306
Forme du Vésuve.	307
Nature des produits du Vésuve.	308
Des laves.	309
Des scories.	310
Des cendres.	<i>ibid.</i>
Pierres rejetées par le Vésuve.	311
Blocs sur les pentes du Vésuve.	313
Position des bouches du Vésuve.	315
Formation des bouches de l'éruption de 1760. . .	317
Formation du cône de 1834.	319
Lois de l'écoulement des laves.	321
Étendue et puissance des coulées.	322
Épaisseur des coulées.	323
Manières de couler des laves.	324
Des fumarolles.	326
Texture des laves en rapport avec leur inclinaison.	328

	Pag.
Lave de 1794.	329
Coulée de 1810.	331
Coulée de 1767.	333
Coulée de 1807.	334
Coulée de 1834.	<i>ibid.</i>
Lave cristalline du Granatello.	335
Lave de la Scala.	338
Lave du Fosso-Grande.	341
Conclusion sur la texture des laves.	342
IV. <i>Phénomènes qui ont accompagné l'ensevelissement d'Herculanum et de Pompeï.</i>	344
Causes de l'ensevelissement de Pompeï.	346
Nature du tuf qui recouvre Pompeï.	347
Nature du tuf qui recouvre Herculanum.	351
Résumé.	355
Du tuf ponceux.	356
Epoques différentes des phénomènes volcaniques.	<i>ibid.</i>
Du Vésuve.	359
Mouvement oscillatoire du sol de la Campanie.	361
Ensevelissement de Pompeï et d'Herculanum.	<i>ibid.</i>
<i>Parallèle entre les différents produits volcaniques des environs de Naples, et rapport entre leur composition et les phénomènes qui les ont produits; par M. DUFRENOY.</i>	363
Lave du Palo.	367
Lave de 1834.	368
Lave du Granatello et de la Scala.	369
Cendres du Vésuve.	372
Laves de la Somma	376
Tuf du Pausilippe.	376
Pyroxènes de la Somma et du Vésuve.	378

	Pag.
Discussion et comparaison de ces analyses.	381
<i>Examen chimique et microscopique de quelques cendres volcaniques, par M. DUFRÉNOY.</i>	387
Cendres rejetées par les volcans de la Guadeloupe.	390
Cendres de l'éruption de décembre 1836.	398
Sable provenant de l'alluvion boueuse qui a eu lieu à la Guadeloupe le 12 février 1837.	401
Cendres du volcan de Cosiguina dans l'Amérique centrale.	404
Conclusion.	408

FIN DE LA TABLE.

VILLE DE LYON
Biblioth. du Palais des Arts



Facella
Motta de C...

Trezza
S. Filippo
S. Anastas
Cyclopes
a Fariglioni

Biologique

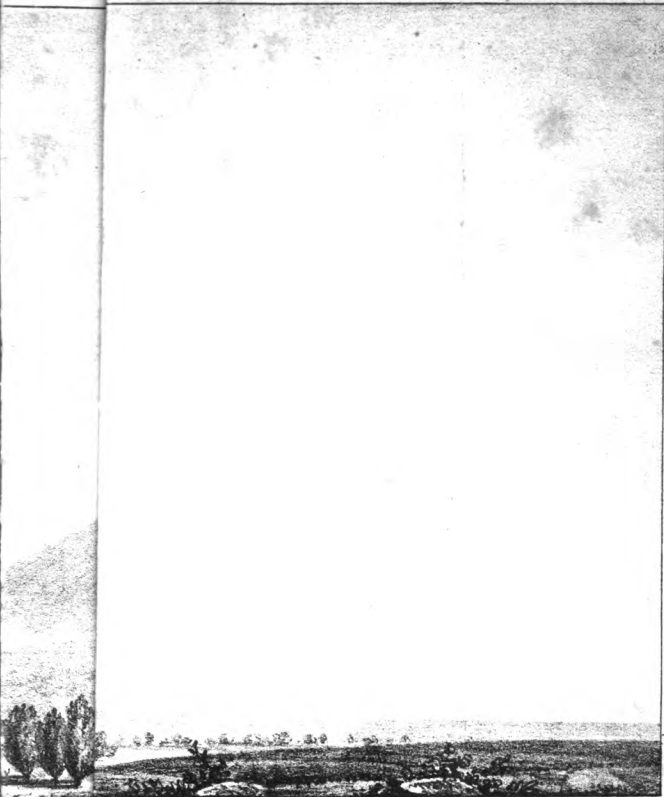
NA
caumont.

S. Anastas

d e

VILLE DE LYON
Biblioth. des Sciences des Arts

Chartier Sculp.



Lith. de Thierry Frères.

del Lag

VILLE DE LYON

Biblioth. du Palais des Arts

Terre plein bombé

MONTE
paradis del Bove
Z O C C O L A R O
L
recouvertes

VILLE DE LYON
Biblioth. du Palais des Arts

É R A U X

modernes

VILLE DE LYON

Biblioth. du Palais des Arts

Esca

0
1915

VILLE DE LYON
Biblioth. du Palais des Arts

L'exposition du Prochyle à la

Ant.

Ant

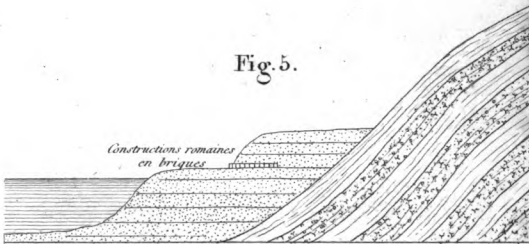
Environnements de Naples.

Fig. 3.



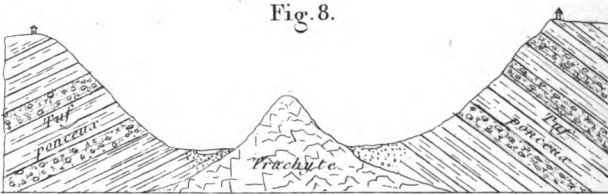
Tuf poreux en couches courbées mais régulières au Cap. Misenc.

Fig. 5.



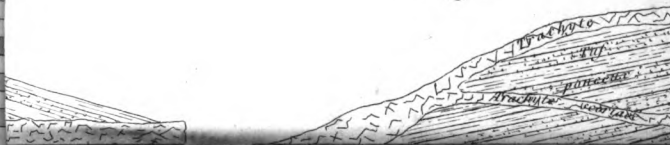
Constructions romaines recouvertes par des dépôts sédimentaires dans la baie de Pouzzol.

Fig. 8.



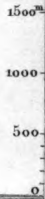
Monticule de Trachyte au centre du cratère de soulèvement d'Astroni.

Fig. 11.

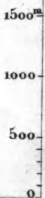


Disposition du Trachyte à la Punta Negra.

VILLE DE LYON
BIBLIOTH. DU PALAIS DES ARTS



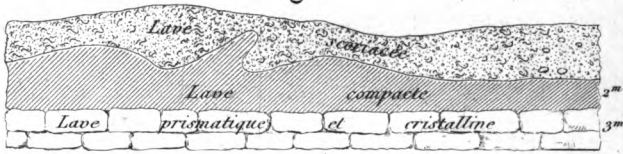
Herculannum.



Laves modernes

Nunziatella

Fig. 5.



Disposition des laves cristallines aux Carrières du Granatello.

Fig. 7.

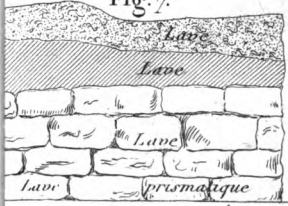
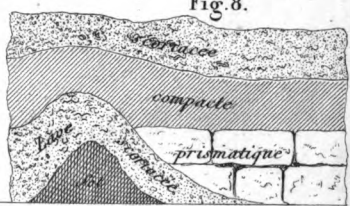
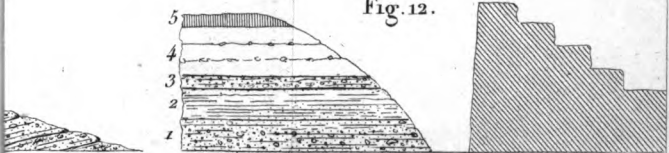


Fig. 8.



Textures des laves aux Carrières de la Scala.

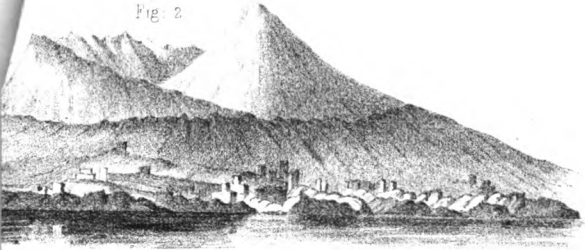
Fig. 12.



au Fosse Grande. Coupe du Tuf à l'amphithéâtre de Pompeii.

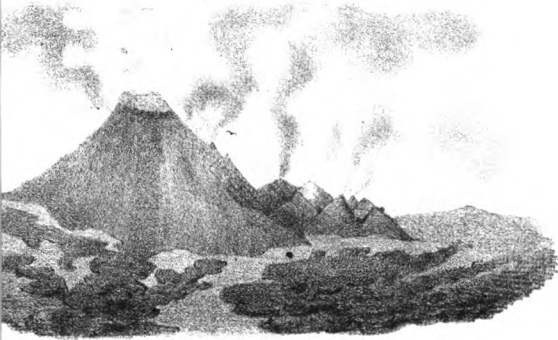
Biblioth. du Palais des Arts

Fig. 2



Somma et Vesuve après l'éruption de Pinacolo

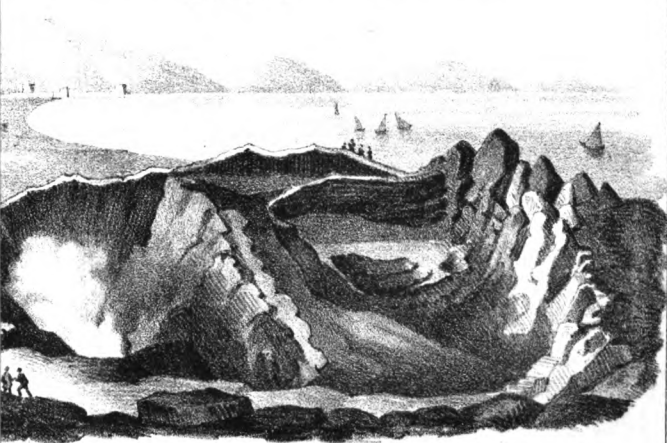
Fig. 4

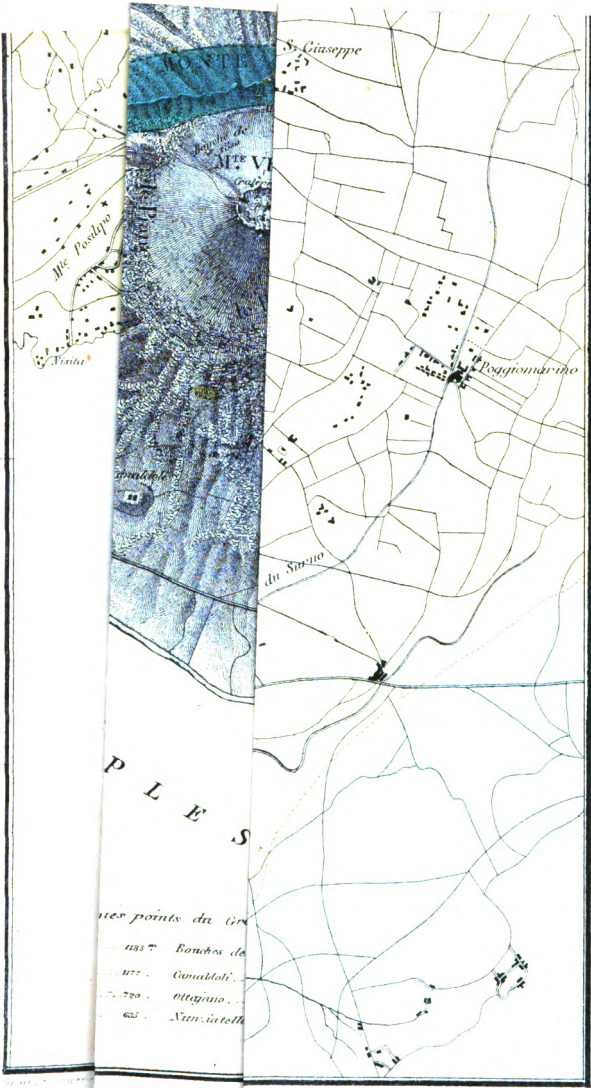


du Vesuve avec la bouche (—) qui s'est ouverte sur sa pente en Août 1834

Fig. 6

de l'intérieur du Cratère du Vesuve après l'éruption d'Avril 1831 près du Polo





VILLE DE LYON
Biblioth. du Palais des Arts