

Recherches sur la genèse, la nature et l'évolution des planètes [suite et fin]

Autor(en): **Dauvillier, M.A.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Archives des sciences physiques et naturelles**

Band (Jahr): **24 (1942)**

PDF erstellt am: **15.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-741738>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

RECHERCHES
SUR
LA GENÈSE, LA NATURE
ET L'ÉVOLUTION DES PLANÈTES

PAR
M. A. DAUVILLIER

(Avec 12 fig.)

(*suite et fin*)

III. — LA TERRE ET LA LUNE.

Sommaire.

L'auteur détermine la structure interne du globe par des considérations basées sur les statistiques des densités et des analyses chimiques des roches terrestres et des météorites. La densité moyenne de la lithosphère, ainsi calculée, est trouvée égale à celle de la Lune. Les dimensions du noyau terrestre et de l'écorce sont en accord avec les résultats de la séismologie et les exigences de la mécanique céleste. La méthode est appliquée à la Lune. Les reliefs primitifs du Globe et de la Lune sont expliqués par la considération du rôle des gaz dans la consolidation des magmas éruptifs. Ce phénomène a donné naissance, sur la Lune: aux mers et cratères lunaires, sur la Terre: aux fosses et aux eaux océaniques. L'aspect actuel de la Lune représente ainsi un stade prégéologique. Ce mécanisme est précisé par des considérations géométriques permettant le calcul de ce relief. L'altitude calculée des remparts lunaires

est en accord avec les valeurs observées. La connaissance de la structure interne permet, connaissant la radioactivité des roches terrestres et des météorites, de calculer la chaleur interne de la Terre et de la Lune. Celle du degré géothermique superficiel permet le calcul de la conductibilité thermique effective de la croûte terrestre et de la température à sa base. Le grand excès de chaleur interne, par rapport au flux thermique accusé par le gradient géothermique, mesure l'énergétique du volcanisme, qui est considéré comme une machine thermique à vapeur d'eau surchauffée. La masse d'eau mise en œuvre par le volcanisme est calculée: elle est incompatible avec les théories classiques de l'origine des eaux océaniques et du volcanisme.

L'auteur montre le rôle géologique du volcanisme océanique. Il continue, sur la Terre, le phénomène évolutif qui avait donné naissance, sur la Terre et sur la Lune, au relief primitif, en édifiant, non plus des remparts lunaires, mais des chaînes de montagnes circum-océaniques. L'estimation des exsudats volcaniques océaniques, basée sur l'énergétique de ce phénomène, permet le calcul de l'altitude de ce relief. Il est trouvé en accord avec l'observation. Ces phénomènes précisent la durée des cycles orogéniques, donnent une interprétation simple des séismes et rendent compte du relief terrestre actuel. Il est enfin montré comment l'ensemble de la croûte terrestre subit une dérive lente par rapport à l'axe de rotation du globe.

* * *

Les travaux de Daubrée, de Suess, de P. Puiseux, ont démontré que l'étude physique de notre globe était inséparable de celle de son satellite. Nous nous proposons, dans ces pages, et à la lumière des deux précédentes parties de ce mémoire, d'étudier parallèlement les deux astres, des points de vue de la structure interne et de l'origine du relief.

Structure interne.

Nous savons déjà que la Terre peut être considérée comme formée d'un noyau de ferro-nickel dense ($d = 8,0$) entouré d'une lithosphère, de volume comparable, ayant une densité moyenne

voisine de celle des météorites pierreuses (3,5). Ces dernières doivent leur densité élevée au ferro-nickel entraîné dans la lithosphère de Vulcain et l'on peut supposer que, dans une planète comme la Terre, de structure analogue, mais 60 fois plus massive, le noyau sera mieux séparé et que la densité de la lithosphère sera un peu moindre. Cette lithosphère est formée de l'ensemble du Sima et du Sial. Pour connaître sa densité moyenne, nous devons évaluer le rapport de ces deux constituants et estimer leurs densités moyennes.

Le rapport du Sial au Sima nous est donné par le rapport de l'alumine à la magnésie dans les météorites pierreuses, d'après les statistiques de Farrington, soit 0,12, comparé aux proportions d'alumine et de magnésie existant respectivement dans la Sial et le Sima terrestres.

Pour évaluer celles-ci, nous avons réuni, dans le tableau I, les compositions moyennes, d'après F. Rinne¹, des principales roches, acides, neutres et basiques, constituant la lithosphère, auxquelles nous avons joint celles des types correspondants de météorites. D'après leur définition, le Sial (silicates d'aluminium) sera représenté par les tectites, les granites, les trachytes et les basaltes, tandis que le Sima (silicates de magnésium) sera représenté par les météorites pierreuses et les roches péridotites. Nous y ajoutons les densités moyennes d :

TABLEAU I.

	d	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Fe	Ni
Tectites	2,5	70-80	1,8	10-16	5	2,7	2,5	1,5	0,1		
Granites	2,6-2,73	61-82	0,5	11-16	1,5	0-3	5,5	2,5	0,7		
Trachytes	2,6-2,88	64	1,1	17,5	4,2-1,3	1,6	4,9	4,6	0,8		
Basaltes	2,7-3,3	50	4,0	18,5	6,9+5,8	10,7	1,1	3,0			
Météorites pierreuses	3,5	50	28,6	3,6		3	0,3	1		12,7	0,26
Péridots	3,3-3,45	35-45	18-45	5,7	7,3+7,3	10-13	0,9	0,2			
Sidérites	8,0									91	8,7

¹ F. RINNE: *La science des roches*, 1 vol., 616 p., trad. L. Bertrand. Paris, Lamarre (1928).

On voit que les proportions de l'alumine et de la magnésie sont bien inversées dans le Sial et le Sima. Le basalte étant beaucoup plus important que le granite, nous prendrons, pour teneur du Sial en Al_2O_3 , la valeur: 0,167, soit 1/6, et pour teneur du Sima en MgO, la valeur: 0,276, soit 1/3,6 (déduction faite de 0,01 de MgO dans le Sial). Le rapport des masses m du Sial et M du Sima devient ainsi:

$$m/M = 0,12 \frac{6}{3,6} = 1/5$$

le Sima est cinq fois plus massif que le Sial.

La densité moyenne du Sial sera aussi celle des basaltes: 3,0 et la densité moyenne du Sima, celle des péridots: 3,4. La densité moyenne de la lithosphère d sera donnée par la règle des mélanges:

$$d = \frac{m + M}{\nu + V} = \frac{(6/5)M}{(18,4/15)V} = 3,33 .$$

Comme confirmation, nous trouvons exactement la densité de la Lune, celle-ci représentant une faible fraction (1/26) empruntée à la lithosphère. Elle ne possède donc pas de noyau métallique.

Connaissant maintenant les densités moyennes du Globe ($\delta = 5,52$), du noyau ($D = 8,0$) et de la lithosphère ($d = 3,33$), nous pouvons calculer leurs dimensions respectives. Le volume du noyau ν est donné par rapport au volume V de la Terre par l'expression:

$$\nu = V \frac{\delta - d}{D - \delta} = 0,47 V = 508.10^{24} \text{ cm}^3 .$$

Son aplatissement étant encore plus faible que celui du Globe, nous le considérerons comme sphérique. Son rayon sera de 4946 km, soit les 0,776 de celui de la Terre. Sa masse sera de: 4064.10^{24} g, soit les 0,680 de la masse du globe. A titre de confirmation, nous remarquons que cette valeur est identique à la proportion (0,684) de ferro-nickel libre dans les météorites, d'après les statistiques de Farrington. Nous pouvons donc

considérer celles-ci comme représentant très exactement la composition chimique interne des planètes denses, en parfait accord avec les idées de Daubrée.

L'épaisseur de la lithosphère serait donc de: 6371 — 4946, soit 1425 km. Or, d'après Wiechert, une discontinuité brusque est accusée par la séismologie, dans la vitesse de propagation des ondes, pour une profondeur qui varie de 1300 km (ondes transversales) à 1500 km (ondes longitudinales). Pour les profondeurs inférieures, la vitesse croît linéairement, ce qui indique une propagation dans un milieu de densité croissante. Au delà de la discontinuité, la vitesse demeure constante, ce qui indique une propagation dans un milieu homogène. Wiechert (1907) considérait, d'après ses mesures, la Terre comme constituée par un noyau métallique de densité comprise entre 7,8 et 8,2 entouré par une écorce d'épaisseur comprise entre 1250 et 1600 km.

Cette conception, qui s'accorde parfaitement, comme on le voit, avec le résultat auquel nous sommes parvenu par des considérations toutes différentes, est aussi en accord avec la mécanique céleste, la valeur de la précession dépendant de la distribution des densités à l'intérieur du Globe. En 1881, E. Roche, à la suite de ses beaux travaux de mécanique céleste sur l'aplatissement du sphéroïde et la valeur de la précession, concluait à l'existence d'un noyau solide, de densité 7,6, entouré par une couche, fluide à sa base, de densité 3,06 et de 1000 km d'épaisseur.

Poursuivant l'analyse de la structure interne, nous pourrions, de même, calculer les épaisseurs respectives du Sima et du Sial, connaissant leurs densités et le volume de la lithosphère. On trouve ainsi pour épaisseur du Sima: 1217 km et pour celle du Sial: 208 km. Si, enfin, on admet que le Sial est formé de deux constituants essentiels: une *croûte* acide et réfractaire, granitique et trachytique, de densité moyenne 2,7 recouvrant un magma basaltique, neutre et fusible, de densité moyenne 3,1 (ce sont les densités respectives statistiques des roches superficielles de l'écorce terrestre et des laves volcaniques du Pacifique, d'après Washington), nous pouvons calculer *l'épaisseur de la croûte terrestre*. On trouve ainsi une épaisseur de 52 km.

La séismologie semble confirmer cette valeur: d'après J. Milne, Mohorovičić, Gutenberg, la vitesse de propagation des ondes accuserait une discontinuité entre 40 km et 60 km de profondeur. Le milieu serait homogène au delà. D'après Daly (1923), il existerait trois discontinuités, à 15,34 et 60 km. La première peut s'interpréter par le passage des granites aux trachytes et la troisième pourrait se confondre avec la valeur: 52 km.

Nous avons résumé ces résultats dans le tableau II, dans lequel d représente la densité moyenne des diverses couches, E leur épaisseur en kilomètres, V et M leur volume et leur masse en centimètres cubes et en grammes ($\times 10^{24}$). On fera abstraction, pour l'instant, des trois dernières colonnes.

TABLEAU II.

	d	E	V	M	R	Ra	Q
		km	10^{24}cm^3	10^{24}g	g Ra/g	10^{13}g	$10^{12}\text{cal. g/sec.}$
Granites	2,7	15	7,6	20,7	$9 \cdot 10^{-12}$	18,6	6,9
Trachytes	2,7	37	19,0	51,3	$9 \cdot 10^{-12}$	46,2	17,1
Basaltes	3,1	156	79,4	247	$4,5 \cdot 10^{-12}$	111,0	41,1
Sima	3,4	1217	469	1597	$5 \cdot 10^{-13}$	80,0	29,6
Noyau	8,0	4946	508	4064	$5 \cdot 10^{-14}$	20,3	7,5
Globe	5,52	6374	1083	5980		276,1	102,2

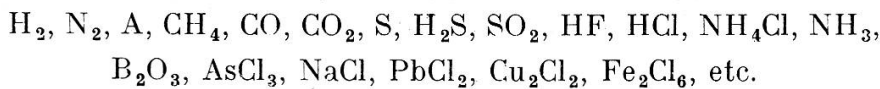
Nous pouvons appliquer la méthode à la détermination de la structure de la Lune. Nous y distinguerons seulement trois couches concentriques: le Sima et le Sial, divisé lui-même en trachytes superficiels et en basaltes profonds. Nous avons vu, en effet, que la Lune ne possède ni noyau métallique, ni croûte granitique. On trouve ainsi que le Sima est une sphère de 1628 km de rayon et que le Sial a 108 km d'épaisseur. L'écorce trachytique n'a que 26 km d'épaisseur. Nous verrons plus loin l'intérêt de ces calculs. Comme dans le cas précédent, nous avons réuni ces résultats dans le tableau III.

TABLEAU III.

	d	E	V	M	R	Ra	Q
		km	10^{24}cm^3	10^{24}g	g Ra/g	10^{13}g	$10^{12}\text{cal. g/sec.}$
Trachytes	2,7	26	1,0	2,7	$9 \cdot 10^{-12}$	2,43	0,9
Basaltes	3,1	82	3,0	9,3	$4,5 \cdot 10^{-12}$	4,18	1,55
Sima	3,4	1628	18,0	61,0	$5 \cdot 10^{-13}$	3,05	1,15
Globe	3,33	1736	22,0	73,0		9,66	3,6

Le relief primitif.

Considérons la Terre et la Lune encore incandescentes lors de l'évolution chimique du magma recouvert de la première croûte solide vitreuse. Nous avons vu (II^e partie) que cette évolution était caractérisée par l'apparition de la *vapeur d'eau* résultant de la réduction des oxydes des métaux ferreux de la lithosphère par l'hydrogène et les carbures d'hydrogène occlus sous haute pression. Il en résultait la production des gaz et des produits volatils du volcanisme:



accompagnés d'un grand excès de vapeur d'eau. D'autre part, l'étude du rôle des gaz dans la consolidation des magmas éruptifs montre que si le refroidissement est rapide, le magma se solidifie à l'état vitreux en retenant ses gaz occlus, mais que, s'il est lent — et c'est le cas qui nous occupe — sa solidification partielle par cristallisation, libère les gaz sous une forte pression. Ce dégagement avait pour effet d'*émulsionner* le magma et de le faire *foisonner* sous la croûte qui se gonflait, par suite de l'augmentation du volume. De vastes *intumescences*, en forme d'aires circulaires, apparaissaient ainsi sur la Terre et sur la Lune. L'écorce mince, disloquée, se fendait circulairement et radialement, laissant échapper les laves qui dégageaient violemment, dans l'atmosphère terrestre, et plus tumultueusement encore, dans le vide lunaire, leur vapeur d'eau et leurs produits

volatils. Une fois l'évolution chimique terminée et les gaz libérés, l'intumescence se réduisait, la calotte sphérique soulevée s'affaissait sous le poids de l'exsudat, en laissant une dépression circulaire inondée par les laves, de volume égal à celui des matières volatiles expulsées. Telle est la genèse du premier relief offert par la Terre et conservé par la Lune. La figure 10 illustre les phases initiale et finale du phénomène.

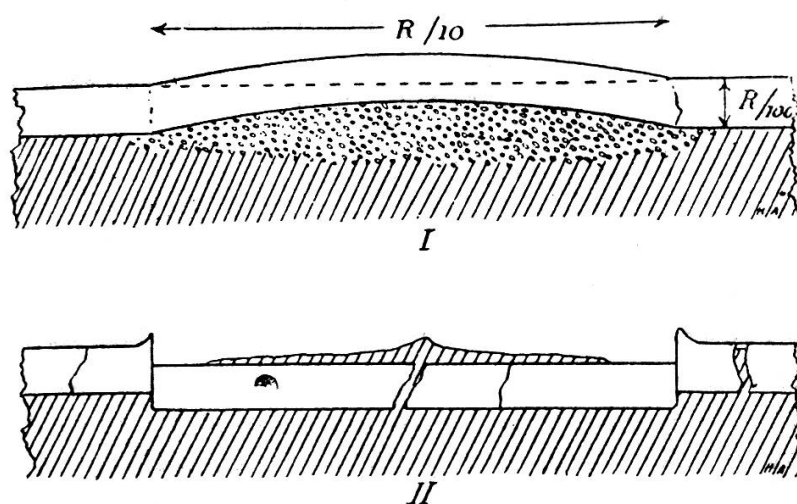


Fig. 10.

Schéma des stades initial et final de la formation d'un cirque lunaire. R = rayon du globe.

On a reconnu, dans ce mécanisme, l'origine des intumescences invoquées par P. Puiseux ¹, et le mode de formation des *mers lunaires*, vastes dépressions taillées à l'emporte-pièce, recouvrant le tiers de la surface de notre Satellite et offrant une profondeur moyenne de 5,5 km. Ce phénomène s'est répété en diminuant d'intensité: il en est résulté de grands *cirques*, et, finalement, une multitude de *craterlets*, atteignant la limite de visibilité. Il y a continuité complète entre ces divers accidents *successifs*. On compte, dans l'hémisphère visible, une dizaine de mers lunaires dont la plus étendue dépasse 1200 km de diamètre, 630 cirques de 5 à 10 km, autant de diamètres inférieurs à 5 km, quelque 30.000 petits cirques et 10^6 craterlets. Les petits cirques sont *alignés* sur les fractures rectilignes ou

¹ P. PUISEUX: *La Terre et la Lune*, 1 vol., 176 p. Paris, Gauthier-Villars (1908).

curvilignes de la croûte (plus de mille crevasses), comme le montre d'une façon si remarquable le cirque de Clavius. De tous ces produits éruptifs, la Lune n'a retenu que: B_2O_3 , NH_4Cl , S, qui forment des auréoles éclatantes autour de Copernic et de Kepler. Par la photographie ultra-violette, Wood a confirmé la présence d'immenses champs de soufre. Il en est résulté aussi des traînées radiales de grande longueur, comme celles environnant Tycho¹.

Ce relief lunaire, une fois formé, devait se conserver pour toujours. L'aspect actuel de la Lune nous montre un stade *prégéologique* par lequel est passé notre globe d'une manière éphémère. Bien loin de constituer un stade ultime, par lequel *passera* la Terre, comme l'ont assuré maints géologues, le stade lunaire représente un aspect juvénile de notre planète.

Est-ce à dire que toute trace de cet antique relief terrestre ait complètement disparu ? Sans doute, les *remparts* entourant mers et cirques ont été érodés lors de la condensation des océans, mais les grands traits du relief terrestre primitif: ses mers lunaires, sont demeurés presque intacts: ils constituent nos *fosses méditerranéennes et océaniques*. Ces fosses possèdent, en effet, exactement la même *structure* que les mers lunaires: ce sont des dénivellations à bord net, à fond régulier légèrement convexe, de profondeur presque uniforme (Pacifique: 4,0 km, Indien: 3,9 km, Atlantique: 3,3 km), bordées de fosses marginales plus profondes, atteignant sur la Terre 10 km et, sur la Lune, 7,2 km (Newton). Les mers lunaires possèdent des fractures concentriques (Hippalus) et des *veines* saillantes (mer des Humeurs), qui sont des fractures avec exsudats, analogues aux *sillons* du Pacifique (Philippines, Yap, Guam, Honolulu) et au *seuil* atlantique. Enfin, la nature basaltique des fonds océaniques est établie par la gravité, la séismologie et le magnétisme.

Il est à remarquer que, si le phénomène évolutif intéresse toute la lithosphère, celle du Globe ayant une épaisseur (1425 km) comparable au rayon de la Lune (1736 km), l'amplitude de la contraction sera du même ordre sur les deux astres.

¹ La Lune n'a conservé qu'une *ionosphère*, s'étendant à près d'un demi-rayon, entretenue par les gaz (He , H_2 , CO_2 ...) issus de la surface et observable durant les éclipses de Lune.

Le relief *absolu* de la Lune est, en effet, comparable à celui de la Terre et hors de proportion avec les rayons ($6371/1736 = 3,67$). La profondeur moyenne des mers et cirques lunaires est voisine des profondeurs de nos fosses et l'altitude de ses plus hautes montagnes (Mont Leibnitz: 8,2 km) est voisine de celle de nos plus hauts sommets (Everest: 8,8 km).

Théorie des remparts lunaires.

Si cette théorie du relief primitif est exacte, nous devons pouvoir retrouver par le calcul le *volume* des remparts lunaires.

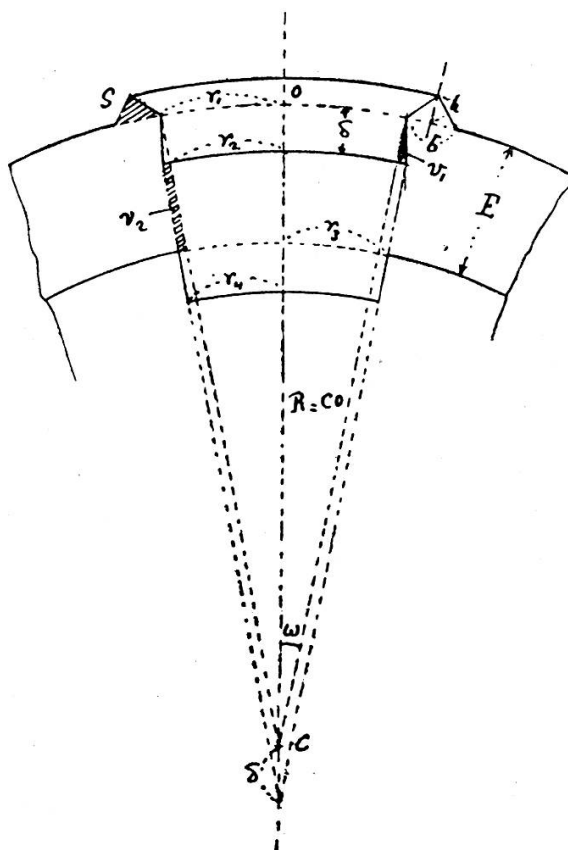


Fig. 11.

Considérons, en effet (voir fig. 11) une calotte sphérique circulaire, de rayon r_1 et d'épaisseur E , découpée dans la croûte et se confondant, initialement, avec la surface de la sphère de

rayon R. Si, par suite d'une contraction du magma sous-jacent (perte de matières), cette calotte se déprime de δ , son volume demeurant invariable, elle devra refouler *latéralement* un volume égal à la somme des deux volumes partiels v_1 et v_2 . Le premier v_1 sera égal à la différence des volumes du cylindre $\pi r_1^2 \delta$ et du tronc de cône de hauteur δ et de bases πr_1^2 et πr_2^2 . Le second v_2 est égal à la différence des volumes de deux troncs de cônes de hauteur $E - \delta$ et de bases respectivement de rayons r_1, r_3 et r_2, r_4 . Les sections de ces volumes annulaires v_1 et v_2 sont hachurées sur la figure 11. Ce volume refoulé dans l'écorce apparaîtra en *rides annulaires* qui constituent les remparts. Si nous assimilons ceux-ci à un volume torique de section triangulaire $\frac{1}{2}bh$, h étant l'altitude du rempart et b sa base, nous pourrions en déduire cette altitude, seule accessible aux mesures, connaissant les pentes. Les pentes des remparts lunaires varient, d'après Puiseux, de 30 à 50°. Nous admettrons que la section du rempart est celle d'un triangle isocèle de pente égale à 45°. Cette section sera ainsi égale à h^2 .

Si nous exprimons les rayons r_1, r_2, r_3, r_4 en fonction du demi-angle au centre ω sous lequel est vue la calotte sphérique ($\text{tg } \omega = r_1/R$) nous aurons:

$$v_1 = \frac{\pi}{3} \delta^2 (3R - \delta) \text{tg}^2 \omega$$

et

$$v_2 = \frac{\pi}{3} \delta (E - \delta) (6R - 3E) \text{tg}^2 \omega .$$

Le premier volume est indépendant de l'épaisseur de la croûte. Le second lui est presque proportionnel et sera le plus important. On voit que le volume refoulé variant comme r_1^2 , la hauteur h variera comme $\sqrt{r_1}$, la section du bourrelet variant elle-même comme r_1 . Posons donc R égal au rayon de la Lune: $R = 1736$ km; l'épaisseur de la croûte sera $E = 26$ km, la profondeur moyenne des grands cirques donne la dénivellation $\delta = 5,5$ km. Le tableau IV donne, pour des cirques de rayons respectivement égaux à 5 et 50 km, les aires S affaissées, expri-

mées en km^2 , le volume V du rempart correspondant en km^3 et son altitude h en km:

TABLEAU IV.

r_1	S	V	h
km	km^2	km^3	km
5	78,5	11,4	0,6
50	$78,5 \cdot 10^2$	$11,4 \cdot 10^2$	1,9

On voit que ces altitudes sont de l'ordre des valeurs observées par la longueur de l'ombre portée à l'*extérieur* du cirque ¹.

Dans le cas des craterlets, à la limite de visibilité, qui parsèment fréquemment les mers et les grands cirques, la croûte soulevée et affaissée n'est évidemment plus l'écorce lunaire trachytique, mais la surface, déjà solidifiée, de l'épanchement basaltique. L'épaisseur de la croûte soulevée doit, en effet, demeurer de l'ordre de grandeur du cirque. Si nous considérons un craterlet de 500 m de rayon et de 300 m de profondeur et si la croûte a une épaisseur de 3 km, le calcul, toujours effectué au moyen des équations précédentes, dans lesquelles $R = 1736$ km, $r_1 = 0,5$ km, $\delta = 0,6$ km (exsudat de 300 m) et $E = 3$ km, donne un rempart ayant un volume de : $1,4 \cdot 10^{-3} \text{ km}^3$ et d'une altitude h de 21 m. Pour un tel craterlet, Danjon donne une altitude observée d'une quarantaine de mètres. Ces craterlets représentent l'achèvement du dégazage dans le vide du magma éruptif à travers sa surface déjà solidifiée. Le rempart n'est plus constitué de trachytes mais de basalte, ce qui peut se reconnaître à son albédo plus faible.

Il est à remarquer que, dans tous les cas, le volume du rempart est très petit devant le volume de la fosse. Dans celui des grands cirques considérés ci-dessus, le rapport de ces volumes, indépendant du rayon r_1 , est égal à 0,026. On voit à quel point sont erronées les théories qui veulent retrouver dans le rempart la matière extraite du cratère.

¹ Ces valeurs constituent une limite inférieure. On doit en effet ajouter à δ l'épaisseur inconnue, de l'ordre du km, de l'épanchement basaltique.

On remarquera aussi que, dans le phénomène de l'enfoncement avec coincement d'une portion de la croûte dans celle-ci, le refoulement et la déformation portent essentiellement sur la matière environnante, plutôt que sur la matière du « piston conique ». Ce phénomène mécanique est d'un caractère général et se constate toutes les fois qu'un projectile pénètre dans un milieu résistant. La matière est toujours plus aisément refoulée dans le sens centrifuge, et c'est le piston qui présente la moindre déformation.

L'origine des fosses et des eaux océaniques.

Cherchons à préciser quantitativement cette théorie dans le cas des fosses océaniques terrestres. Celles-ci recouvrent les deux tiers de la surface du globe et leur profondeur moyenne est de $3,7 + 0,8$ soit $4,5$ km. La réduction de volume consécutive à l'évolution chimique du magma est donc :

$$\Delta v = \frac{2}{3} 5,1 \cdot 10^{18} \times 4,5 \cdot 10^5 = 15,3 \cdot 10^{23} \text{ cm}^3$$

soit $1/600$ du volume du globe.

La masse de matières volatiles échappées dans l'atmosphère est :

$$m \equiv 2,7 \times 15,3 \cdot 10^{23} = 4,1 \cdot 10^{24} \text{ g} .$$

Nous savons que la plus grande partie de ces matières ($3/4$) était constituée de vapeur d'eau. Nous obtenons donc la limite supérieure de la *masse des océans primitifs* ($3 \cdot 10^{24}$ g) dont nous trouvons ainsi l'origine. La masse des océans actuels est : $1,31 \cdot 10^{24}$ g et une partie de l'eau a été fixée dans les roches à l'état d'« eau de carrière ». Si la *croûte* contient ainsi 1% d'eau, elle a fixé $0,7 \cdot 10^{24}$ g d'eau. Le tiers restant a servi à entretenir la chimie du volcanisme. Une fraction s'est enfin échappée de l'atmosphère.

Cherchons si cette masse primitive d'eau : $3 \cdot 10^{24}$ g a pu être produite par l'hydrogène occlus sous haute pression dans la lithosphère : le volume de celle-ci est de $575 \cdot 10^{24}$ cm³ et le volume d'hydrogène correspondant, dans les conditions normales, est de : $\frac{1}{9} 3 \cdot 10^{24} \times 11 \cdot 10^3 = 3,7 \cdot 10^{27}$ cm³, ce qui

correspond à une teneur de: $3,7 \cdot 10^{27} / 0,575 \cdot 10^{27}$, soit de $6,4 \text{ cm}^3$ d'hydrogène par cm^3 de roche. L'occlusion gazeuse dans les roches et les métaux est, sous la pression normale, de l'ordre de quelques centimètres cubes par unité de volume. Une pareille teneur minimum est très plausible sous la pression de 300 atmosphères.

Si nous cherchons, enfin, quelle sera la masse de *magnétite* formée par la réduction, nous trouvons $25,8 \times 3 \cdot 10^{24} = 77 \cdot 10^{24} \text{ g}$ ou une teneur moyenne de 4% pour la lithosphère, vérifiée par le tableau I. L'évolution chimique intéressait bien toute la lithosphère.

Cette théorie des fosses océaniques terrestres conduit donc à la conception de la *permanence* des grands traits fondamentaux du visage de la Terre¹. Elle s'accorde avec les conceptions de plusieurs géologues tels que J. Joly, J. Murray, Matthew, Willis, et s'oppose aux théories « classiques » des « ponts continentaux et des continents disparus » qui auraient occupé la place d'océans actuels. Ces hypothétiques ponts et continents avaient été imaginés pour expliquer la répartition des espèces vivantes à la surface du globe. C'est un peu comme si l'on imaginait des chaînes de montagnes, aujourd'hui disparues, ayant relié, selon les méridiens, nos massifs des régions équatoriales aux régions polaires, pour y expliquer la présence d'une flore et d'une faune de climat froid ! Il est possible de rendre compte de bien des phénomènes de paléogéographie par des moyens moins simplistes². Ces « ponts » peuvent, d'ailleurs, se retrouver très suffisamment dans notre thèse, selon les *pourtours*, aujourd'hui ruinés et noyés, des fosses océaniques primitives. C'est ainsi qu'une liaison continentale a certainement existé entre l'Amérique du Sud, l'Australie et Madagascar par le continent antarctique. La théorie s'oppose aussi radicalement à celle de A. Wegener. Nous verrons ce qu'il faut entendre par « dérive » des continents.

¹ A. DAUVILLIER: *C. R.*, t. 207, p. 452 (août 1938) et *Astronomie*, t. 52, p. 294 (1939).

² On consultera sur ce sujet, MATTHEW: *Annals New York Acad. of Sc.*, t. 24, p. 171-318 (1915).

La théorie « lunaire » des fosses océaniques permet d'interpréter bien des aspects géographiques. Notre globe a, primitivement, possédé cinq « mers lunaires » qui sont devenues les berceaux des océans Pacifique, Indien, Atlantique Nord et Sud et Arctique. La terminaison australe en pointe des continents se retrouve sur la Lune chaque fois que deux mers circulaires se recoupent. Il existe une symétrie remarquable entre les trois grands groupes continentaux : Amérique du Nord-Amérique du Sud, Europe-Afrique, Asie-Australie, respectivement séparés par les grands cirques lunaires qui ont constitué les fosses antillaises, méditerranéennes et de l'Insulinde. Les formes circulaires, traduites par des chapelets d'îles volcaniques, abondent dans le Pacifique et l'océan Indien : ce sont les *guirlandes* qui se développent de l'Alaska à l'Insulinde, les *arcs* des Antilles, du cap Horn, etc... Les grandes fractures rectilignes permanentes du globe datent aussi de l'époque de son relief lunaire. La plus remarquable est, peut-être, celle qui, marquée par les grands lacs africains, se poursuit par la mer Rouge, le golfe d'Akaba, la mer Morte et la Bekaa. Toutes ces fosses sont bordées de volcans et de plissements. Nous en verrons la raison plus loin.

La chaleur interne.

Depuis plus de 10⁹ années, la Terre devrait être isotherme et son centre avoir la même température moyenne (11° C.) que sa surface, cette température résultant de l'équilibre thermique entre le rayonnement solaire reçu et le rayonnement infra-rouge irradié par sa surface et son atmosphère. La chaleur interne produite par les marées luni-solaires de l'écorce est négligeable. La chaleur superficielle dépensée par les marées océaniques s'ajoute au rayonnement solaire.

Cependant, l'existence d'un *degré géothermique* superficiel, d'une valeur moyenne de 1° pour 30 m, des eaux thermales et du volcanisme, montre la présence générale, aussi bien sous les océans que dans les régions polaires, d'un foyer de chaleur interne. La température moyenne des laves permet d'en fixer la température aux environs de 1000° C.

Davy et Ampère croyaient cette chaleur engendrée par les réactions chimiques exothermiques qui se seraient produites

par la pénétration de l'eau de surface à travers les failles de la lithosphère, jusqu'au contact d'éléments électropositifs profonds existant encore à l'état libre. Cette idée séduisante est en contradiction avec l'étude chimique des météorites : aucun élément électropositif n'y est trouvé à l'état libre et nous avons vu que les métaux ferreux y sont, eux-mêmes, partiellement oxydés.

La découverte de la radioactivité a donné la clé du problème. Les trois radio-éléments fondamentaux seront, pour nous, l'uranium, le thorium et le potassium ¹. Comme on le sait, le premier se désintègre en éléments de la famille du radium, puis en radon et en plomb de l'uranium. Le second, en éléments de la famille du mésothorium, en thoron et en plomb du thorium. L'isotope actif (β et γ) du potassium est $^{41}_{19}\text{K}$ contenu dans la proportion de 5% dans l'élément chimique.

Les rayonnements de ces nombreux éléments étant absorbés dans la matière les environnant, leur énergie est, finalement, transformée en agitation moléculaire thermique. Ces phénomènes ont une durée beaucoup plus grande que l'âge du globe, les « vies » moyennes de l'uranium, du thorium et du potassium étant respectivement de: $4,4 \cdot 10^9$; $1,8 \cdot 10^{10}$ et 10^{12} ans. Il s'agit donc d'un phénomène ayant peu varié depuis l'ère cosmogonique. Les quantités de chaleur produites par 1 g de chacun de ces éléments en équilibre avec ses produits sont, par seconde ²:

U (ou $0,675 \cdot 10^{-6}$ gr Ra)	:	2,5	$\cdot 10^{-8}$	cal.
Th	:	0,68	$\cdot 10^{-8}$	»
K	:	0,394	$\cdot 10^{-11}$	»

L'uranium est le premier terme d'une famille d'éléments qui seraient apparentés aux familles du platine et du fer. Aussi pouvons-nous nous attendre à en trouver une trace dans le noyau métallique, aussi bien que dans la lithosphère. U, Th et K seront concentrés avec le titane et le zirconium dans les

¹ L'activité thermique du rubidium est du même ordre que celle du potassium, mais cet élément est si rare que nous ne négligerons.

² On se reportera pour l'étude de ces questions à l'excellent ouvrage de St. MEYER et E. SCHWEIDLER: *Radioaktivität*, 1 vol., 721 p. (1916 et 1927).

micas, c'est-à-dire dans les roches acides du Sial. Bien que beaucoup moins actif que U et Th, la grande abondance du potassium fera qu'il contribuera autant qu'eux à la production de la chaleur dans la croûte. Si nous faisons le produit des quantités de chaleur précédentes par la concentration en ces divers éléments, nous trouvons, en effet, les chiffres suivants:

$$\begin{aligned} \text{U (3.10}^{-12} \text{ Ra)} &: 2,5 \cdot 10^{-8} \times 4,9 \cdot 10^{-6} = 12,2 \cdot 10^{-14} \text{ cal/g/sec} \\ \text{Th} &: 0,68 \cdot 10^{-8} \times 2 \cdot 10^{-5} = 13,6 \cdot 10^{-14} \quad \text{---} \\ \text{K} &: 0,4 \cdot 10^{-11} \times 2,6 \cdot 10^{-2} = 10,4 \cdot 10^{-14} \quad \text{---} \end{aligned}$$

Nous admettrons donc que, dans la croûte, les trois radio-éléments contribuent également à la production de la chaleur et nous exprimerons dorénavant, pour la commodité de l'exposition, l'activité des diverses régions du globe par leur teneur en *radium équivalent*, sachant que 1 g de cet élément, en équilibre avec ses produits, dégage: 0,037 cal./g par seconde.

L'étude de cette activité a fait l'objet d'un nombre considérable de travaux. D'une façon générale, les roches sédimentaires sont fort peu actives (récifs coraliens: $1,7 \cdot 10^{-12}$ g Ra par gramme). Il faut faire exception pour l'*argile rouge* des fonds abyssaux où le radium est concentré ($33 \cdot 10^{-12}$). Les roches acides de l'écorce, granites et trachytes, sont fort actives ($9 \cdot 10^{-12}$), tandis que les basaltes le sont moitié moins. Les proportions de Th et de K existant dans les basaltes sont aussi moitié moindres que dans l'écorce. Le rapport U/Th est d'ailleurs presque constant pour toutes les roches (J. Joly). Des basaltes très basiques, d'origine profonde, comme ceux d'Ovifak (où l'on trouve du ferro-nickel natif provenant du noyau), montrent même une activité quinze fois plus faible ($6 \cdot 10^{-13}$). Mais, pour connaître la radioactivité du Sima et du noyau, il nous faut faire appel aux mesures portant sur les météorites pierreuses et sur les sidérites.

T. T. Quirke et L. Finkelstein¹, G. Halledauer² ont trouvé pour les météorites pierreuses des teneurs ($3,3 - 12,7 \cdot 10^{-13}$) du même ordre que pour les péridotites et, pour les sidérites,

¹ *Sill. J.*, t. 44, p. 237 (1917).

² *Wien. Ber.*, t. 134, p. 39 (1925).

des teneurs dix fois plus faibles ($1,8 - 8,6 \cdot 10^{-14}$). Ces mesures exigent des méthodes d'analyse très sensibles. Nous prendrons pour activité du Sima la valeur moyenne: $5 \cdot 10^{-13}$ et pour celle du noyau: $5 \cdot 10^{-14}$. Cette activité correspondrait à la présence de: $7,4 \cdot 10^{-8}$ d'uranium. Le noyau ne saurait contenir ni Th ni K.

Il nous suffit maintenant, pour connaître la chaleur interne du globe, de multiplier, dans le tableau II, les masses de ses diverses couches homogènes par les concentrations en « radium » déterminées ci-dessus et reproduites dans la sixième colonne (R). Nous obtenons ainsi les chiffres de la septième colonne, qui représentent la masse totale de « radium » par couche ($\times 10^{13}$ g), ainsi que ceux de la dernière colonne, qui représentent la quantité de chaleur dégagée par seconde dans chacune d'elles ($\times 10^{12}$ cal./g). On voit que la chaleur totale produite par unité de temps dans la Terre entière s'élève à $Q = 10^{14}$ cal.

Si nous complétons, de la même façon, le tableau III relatif à la Lune, nous trouvons que la quantité de chaleur produite y est de: $3,6 \cdot 10^{12}$ cal./sec. Alors que, dans le cas de la Terre, il y avait production de $17 \cdot 10^{-15}$ cal. par gramme, en moyenne, dans le cas de la Lune, il y a production de $49,3 \cdot 10^{-15}$ cal. par gramme, soit trois fois plus. La Lune est donc, proportionnellement, beaucoup plus active que la Terre, par suite de l'absence de noyau. Sa surface étant de $3,78 \cdot 10^{17}$ cm², le flux calorifique qui en est issu est de: 10^{-5} cal./cm²/sec. et, si l'on admet que l'écorce vitreuse y a la même conductibilité que les granites: $K = 9,7 \cdot 10^{-3}$ C.G.S. (Homèn), le degré sélénothermique y serait de 1° C. pour 10 m, c'est-à-dire le flux trois fois plus élevé que pour la croûte terrestre.

Comparons maintenant la chaleur Q produite à l'intérieur du globe à celle q qui est issue continuellement de toute sa surface et qui est accusée par l'existence du degré géothermique. La conductibilité thermique des granites étant $K = 9,7 \cdot 10^{-3}$ C.G.S. et le degré géothermique moyen étant: $dT/dp = \frac{1}{3} 10^{-3}$ C.G.S., le flux thermique est:

$$\varphi = K \frac{dT}{dp} = 9,7 \cdot 10^{-3} \times \frac{1}{3} 10^{-3} = 3,2 \cdot 10^{-6} \text{ cal./cm}^2/\text{sec.}$$

Ce flux est 10^4 fois plus petit que la constante solaire ($0,041 \text{ cal./cm}^2/\text{sec.}$); il ne saurait donc troubler en aucune manière l'équilibre thermique à la surface du Globe. Pour l'ensemble de celui-ci, la quantité de chaleur q est:

$$q = \phi S = 3,2 \cdot 10^{-6} \times 5,1 \cdot 10^{18} = 16,3 \cdot 10^{12} \text{ cal. g/sec.}$$

Cette quantité est: $102,2 \cdot 10^{12} / 16,3 \cdot 10^{12}$, soit 6,2 fois, plus petite que la chaleur produite et, comme le degré géothermique résulte d'un état d'équilibre, nous devons chercher par quel moyen et sous quelle forme $86 \cdot 10^{12} \text{ cal.}$ sortent par seconde de la surface.

La température interne du Globe.

Nous ne pouvons traiter la question si controversée de la chaleur interne sans dire un mot du difficile problème des températures correspondantes. Celles-ci ne dépendent que de la conductibilité thermique des roches ou alliages constituant le globe et cette conductibilité est inconnue dans les conditions physiques où se trouvent ces matières. La rigidité apparente, très considérable, du globe fait penser que le noyau terrestre n'est pas fondu ($T < 1500^\circ \text{ C.}$), mais, si la base de la croûte, comme l'indiquent diverses considérations, atteint 1000° C. , il en résulterait que la conductibilité thermique interne serait considérable. Pour pouvoir calculer cette température et la conductibilité de l'écorce, nous admettrons que la presque totalité du Globe est quasi isotherme, c'est-à-dire que le gradient thermique y demeure très faible. Nous verrons ce qu'il faut penser de cette hypothèse.

Le problème de la distribution des températures dans l'écorce se ramène alors à celui du « mur » plan indéfini dans lequel la chaleur serait *produite* d'une manière homogène. Le gradient variera linéairement de la surface jusqu'à la base de l'écorce où il s'annulera. La température augmentera donc, de plus en plus lentement de la surface jusqu'à cette base, où elle atteindra un maximum. Nous connaissons l'épaisseur E de l'écorce ($E = 52 \cdot 10^5 \text{ cm}$), le degré géothermique dT/dp à la surface et la quantité de chaleur c produite dans l'unité de temps par

cm³ de roche ($c = 0,9 \cdot 10^{-12}$ cal.). Cherchons la valeur de la conductibilité thermique K satisfaisant à ces conditions. L'expression du gradient thermique sera :

$$\frac{dT}{dp} = \frac{c}{K} (E - p)$$

pour $p = 0$, $\frac{dT}{dp} = \frac{1}{3} 10^{-3}$, d'où $K = 14 \cdot 10^{-3}$ C.G.S.

Nous trouvons une conductibilité effective plus grande que celle du granite, mais inférieure à celle du quartz ($16 \cdot 10^{-3}$).

La loi de variation de la température, en fonction de la profondeur p , est donnée par l'expression :

$$T = \frac{c}{2K} (2E - p) p .$$

La limite de T est obtenue pour $p = E$, soit :

$$T = \frac{c E^2}{2K} = 865^\circ \text{ C.}$$

Construisant la courbe $T = f(p)$, nous en déduisons deux points importants : les profondeurs auxquelles l'eau atteint sa température critique : $T = 374^\circ \text{ C.}$ ($p = 13 \text{ km}$) et, la magnétite, sont point de Curie : $T = 580^\circ \text{ C.}$ ($p = 22 \text{ km}$). Cette courbe est reproduite sur la figure 12.

Pour que la température demeure inférieure à 1500° C. au centre du globe, il faudrait que K y soit mille fois plus grand. Or, la conductibilité du fer ne dépasse pas, dans les conditions ordinaires, dix fois celle ici calculée pour la croûte. D'autre part, K diminue lorsque T augmente, mais semble croître avec la pression, ainsi que la conductibilité électrique. Aux températures comprises entre 1000 et 1500° C. , le noyau métallique demeure sans doute parfaitement rigide, mais le Sima doit être plastique et les pressions hydrostatiques doivent s'y transmettre.

Cette *supra-conductibilité thermique*, que nous admettons à l'intérieur du globe, n'est pas invraisemblable lorsqu'on remarque que les paramètres élastiques, par exemple, y sont quadruples de ceux que l'on mesure sur les roches superficielles.

La lithosphère s'est consolidée sous de fortes pressions, la matière y a acquis sa compressibilité limite et y demeure dans un état de tension lui conférant des propriétés physiques spé-

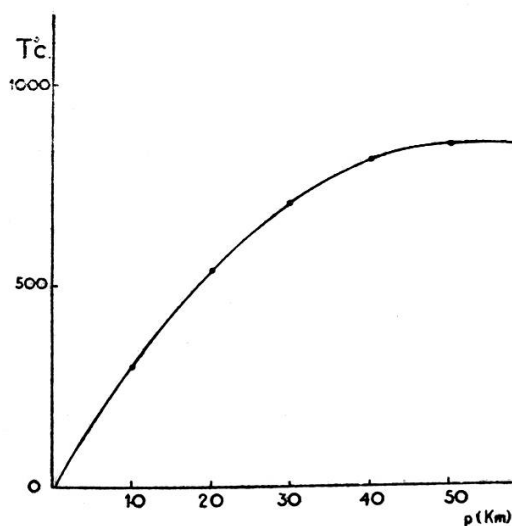


Fig. 12.

Loi de la variation de la température interne du Globe T en fonction de la profondeur p (Km.).

ciales. Le problème des températures internes demeure toutefois entier et appelle des expériences sur la conductibilité thermique aux températures de l'incandescence et sous forte pression.

Le volcanisme.

Nous avons vu qu'il se produisait dans le globe 6,2 fois plus de chaleur que n'en accusait le degré géothermique. Il s'agit de savoir par quel mécanisme cette chaleur supplémentaire est évacuée. Nous pouvons tout d'abord, faire appel aux eaux thermales. Les jets de vapeur d'eau, les geysers, les sources chaudes, représentent un flux de chaleur¹, dont nous ignorons

¹ Il est à remarquer que lorsque nous utilisons cette chaleur (comme à la centrale de Larderello: 15.000 kW installés), c'est à l'énergie radioactive du globe que nous avons recours. Si le système solaire traversait un nuage cosmique absorbant, une humanité réduite pourrait encore survivre en effectuant la synthèse des glucides grâce à cette énergie.

la statistique, mais qui ne doit pas être négligeable. Beaucoup de failles sous-océaniques laissent aussi échapper un tel flux que nous ne connaissons jamais. Une estimation libérale de ce débit est d'admettre qu'il représente le dixième du ruissellement à la surface du globe, soit 2500 km^3 d'eau par an, ou : $25 \cdot 10^{17} / 3,15 \cdot 10^7 = 8 \cdot 10^{10} \text{ cm}^3$ d'eau par seconde. Si cette eau sort bouillante, elle évacue : $8 \cdot 10^{12} \text{ cal. g/sec.}$, soit la moitié de q . L'ensemble de ces deux flux calorifiques évacuerait toute la chaleur : $24 \cdot 10^{12} \text{ cal./sec.}$ produite dans la croûte terrestre.

Il nous reste encore $102 - 24$, soit $78 \cdot 10^{12} \text{ cal./sec.}$ à évacuer. Il est évident que cette chaleur mesure l'énergétique du volcanisme, dont nous trouvons ici la cause, sinon la nécessité. Si le volcanisme n'existait pas, comme c'est le cas pour la Lune, le flux et le gradient géothermique seraient seulement 6,2 fois plus grands et nous ne nous en apercevions pratiquement pas. Il y a d'ailleurs continuité complète entre les phénomènes du volcanisme et du thermalisme. Ce dernier représente parfois un volcanisme larvé et constitue toujours la phase ultime d'un volcanisme actif. Tous deux sont liés aux failles de l'écorce : ils représentent des modes analogues d'évacuation de la chaleur interne par le véhicule de l'eau. Mais, tandis que dans le thermalisme, l'eau courante suffit à cette fonction et que, seule, sa chaleur spécifique est utilisée (soit, au plus, cent calories par g), dans le volcanisme, l'échelle plus grande du phénomène fait intervenir sa chaleur de vaporisation au point critique et sa surchauffe à 1000° C. (près de mille calories par g) qui fait, de la vapeur d'eau surchauffée sous haute pression, un puissant explosif, capable d'accomplir des effets mécaniques imposants, comme l'émulsion du magma et la remontée de quantités importantes de laves.

Il suffit de jeter les yeux sur la carte représentant la distribution géographique des volcans pour se convaincre de la réalité de ce mécanisme. Les événements s'alignent régulièrement (comme les cirques sur la Lune) sur les grandes failles rectilignes ou curvilignes de l'écorce. Ils constituent des familles, comme Daubrée l'a fait remarquer, dont tous les cônes éruptifs ont une altitude commune (*manomètres* à air libre) et témoignent d'une activité semblable. Ils appartiennent à tous les

âges géologiques; des dizaines de milliers d'entre eux sont éteints : ils ceignent les fosses méditerranéennes et océaniques ou se distribuent à leur intérieur. De nombreux volcans sous-marins sont seulement soupçonnés. D'après la statistique de Fuchs, on compte 139 grandes éruptions de 1750 à 1916; 323 volcans sont actifs depuis trois siècles : 124 se trouvent en bordure des fosses, 194 dans les îles et 5 seulement sont continentaux, mais voisins de grands lacs.

Ainsi, les considérations énergétiques développées ci-dessus nous conduisent à une conception claire du volcanisme: c'est une gigantesque machine thermique à vapeur d'eau surchauffée sous haute pression, et aucun autre mécanisme, que celui faisant appel aux propriétés de la vapeur d'eau, ne peut rendre compte de la grandeur de l'énergie thermique radioactive. Ni le travail dépensé pour remonter les laves, ni la quantité de chaleur nécessitée pour mettre en œuvre la chimie du volcanisme, ne peuvent, comme nous le verrons, satisfaire à ces conditions. Considérant les effets mécaniques et chimiques comme secondaires, nous pouvons maintenant calculer la quantité maximum d'eau annuellement mise en jeu, selon ce mécanisme, par le volcanisme mondial:

Considérons donc l'eau des fonds océaniques, sous une pression de 370 atmosphères (la profondeur moyenne des océans étant de 3,7 km) et à la température de 0° C. Pénétrant dans les failles réouvertes par les séismes, cette eau atteint sa température critique (374° C.) à la profondeur de 13 km mais, la pression hydrostatique y étant beaucoup plus grande (1670 atm.) que la tension de vapeur (225 atm.), cette eau ne pourra jamais bouillir. Elle se transforme en gaz en abandonnant ses sels dissous et se surchauffe jusqu'à 1000° C. en pénétrant par porosité jusqu'à la base de l'écorce réfractaire, au contact du magma basaltique sous-jacent.

La quantité de chaleur qu'il faut apporter à chaque gramme d'eau pour le porter de 0° C. à la température critique et le vaporiser, est de 500 calories. Celle qu'il faut fournir à chaque gramme de vapeur pour la surchauffer de 374° C. à 1000° C., est de $626 \times 0,5 = 313$ calories. Il faut donc fournir, au total, 813 cal. par gramme.

Devant évacuer annuellement une quantité de chaleur égale à $78.10^{12} \times 3,15.10^7$, soit $24,6.10^{20}$ cal., la masse d'eau mise en œuvre sera de: $24,6.10^{20}/813$, soit $2,9.10^{18}$ g. Cette masse ne représente qu'une très faible fraction: 2.10^{-6} de celle de l'océan mondial ($1,3.10^{24}$ g). Il n'en est pas moins vrai qu'en deux unités géologiques de temps (2.10^6 ans), c'est-à-dire en un temps très court, toute la masse des océans sera entrée dans le circuit. Cette remarque nous permet déjà d'écarter la théorie de Suess relative à l'origine volcanique des eaux océaniques. Elle montre, en outre, que les théories du volcanisme basées sur la mise en œuvre de l'eau de constitution des roches (A. Gautier, St. Meunier) sont inopérantes. Cette eau (1% en moyenne) est insuffisante et le volume des eaux océaniques doublerait tous les 2.10^6 ans. Bien que la quantité d'eau ici calculée soit une limite supérieure, les océans datent d'au moins 10^9 ans. Enfin la Lune, qui possède une forte chaleur interne et des roches analogues, ne possède aucun volcan.

La vapeur d'eau surchauffée sous haute pression *émulsionne*¹ et fait *foisonner* le magma en le rendant fusible, fluide et léger, et produit les réactions chimiques du volcanisme. Cette vapeur peut, comme tout gaz comprimé, cheminer fort loin par diffusion au travers de roches faisant obstacle à l'écoulement des laves. Malgré les résultats de A. Brun² qui a trouvé, exceptionnellement, des gaz anhydres (HCl, NH₄Cl) au Kilauéa en 1910, la présence d'une grande quantité de vapeur d'eau dans les laves en fusion ne saurait être mise en doute: La lave demeure plastique à des températures (670° C.) très inférieures au point de fusion des basaltes (1200°). Refroidie rapidement, et, par conséquent, vitreuse, elle renferme encore, comme les *pechsteine*, 10% d'eau. Les travaux de Sainte-Claire-Deville, Fouqué, Lacroix, ont établi la généralité de ce fait. Comme le disent A. Day et S. Shepherd³, qui ont discuté les résul-

¹ 1 g d'eau produit 4,5 litres de vapeur à 1000° C. sous la pression normale.

² A. BRUN: *Recherches sur l'exhalaison volcanique*, 1 vol., 227 p. Genève (1911).

³ A. DAY et S. SHEPHERD: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, t. 24, p. 573 (1913).

tats de Brun: « L'existence de l'eau dans les magmas peut être regardée comme l'une des vérités établies de la chimie des roches ignées ».

On a nié également la possibilité de la pénétration de grandes quantités d'eau à travers la croûte terrestre, en se basant sur l'obstruction rapide des failles par les sels dissous, à la température critique (374° C.), très inférieure à celle de fusion de NaCl (800° C.). Sans chercher à analyser le mécanisme de ce phénomène, remarquons seulement qu'il existe des pertes permanentes, telles que les « moulins de la mer » d'Argostoli (dans l'île ionienne de Céphalonie) dont le débit atteint 59.000 m³ par jour. Les volcans forment aussi des *cumuli* présentant les propriétés électriques classiques; les volcans polaires, comme l'Erebus, se couvrent de neige pendant leurs éruptions; le volcanisme hawaïen, dit « tranquille », du Kilauéa s'accompagne de l'émission constante de *jets de vapeur d'eau* et les laves en fusion émettent continuellement des gaz par explosion (décompression). Enfin, le thermalisme prouve amplement cette pénétration profonde de l'eau.

Le foisonnement ¹ avec augmentation de volume du magma sous l'influence de la vapeur d'eau et des gaz résultant de la chimie du volcanisme, explique la remontée d'un exsudat minéral important que nous pouvons calculer en admettant que la lave est une mousse minérale renfermant dix fois plus de vapeur d'eau et de gaz comprimés que de roche. Mais les volcans ne rejettent que relativement peu de matières solides: ils émettent bien plus, avant, pendant et après leurs éruptions, des *fumerolles* contenant une grande quantité de vapeur d'eau, que l'on peut estimer cent fois plus grande. Si bien que nous admettrons, au total, que l'exsudat minéral ne dépasse pas le millième du dégagement gazeux. C'est ainsi que l'éruption de 1934 du volcan sous-glaciaire du Vatnajökull a fourni, en vingt jours, une quantité de chaleur, évaluée par Niels Nielsen, à 10¹⁷ calories, sans émission de laves. La plus grande partie

¹ E. BELOT: *L'origine des formes de la Terre*, 1 vol., 209 p. Paris, Gauthier-Villars (1918). Quoique ne partageant en aucune manière les idées de M. Belot, nous sommes d'accord avec lui sur le mécanisme de la remontée des laves par émulsion (p. 159).

de cette chaleur était donc apportée par de la vapeur d'eau surchauffée. Les $2,9 \cdot 10^{18}$ g d'eau annuellement en jeu dans le volcanisme, remonteront donc, au plus, $2,9 \cdot 10^{15}$ g de basalte de densité 3,0, soit sensiblement: 10^{15} cm³ ou 1 km³ de roches par an. La remontée de cette masse, ainsi que des produits volatils, sur une hauteur d'au plus 70 km, ne représente qu'un travail mécanique négligeable (10^{27} ergs) devant l'énergie thermique à notre disposition ($24,6 \cdot 10^{20} \times 4,18 \cdot 10^7 = 10^{29}$ ergs).

Dans l'ignorance d'observations précises, nous avons hésité quelque temps sur cette estimation de l'exsudat solide annuel, sous-estimant les dégagements gazeux¹ jusqu'au jour où il nous a suffi de remarquer que, le volcanisme datant de la formation des océans, soit d'au moins 10^9 ans, l'exsudat total: $10^{15} \times 10^9 = 10^{24}$ cm³, ne saurait, raisonnablement, excéder cette valeur, qui est le millième du volume du globe. La statistique de ce phénomène ne semble pas encore avoir été faite. D'ailleurs, de nombreux exsudats sous-océaniques y échapperaient. Nous savons pourtant que les immenses champs de lave du Groenland, de l'Islande, du Dekkan, ont une épaisseur de l'ordre du kilomètre. Dana a estimé la coulée de lave du Kilauéa en 1840 à 5,5 km³. Celle du Mauna Loa en 1855 fut du même ordre. Le Laki (Islande) en 1783 aurait émis 12,3 km³ de laves et le Skaptar Jökul: 500 km³, soit le volume du Mont-Blanc. Le Pacifique, à lui seul, renferme quelque 3000 îles d'origine volcanique. Notre estimation du km³ par an serait plutôt une limite inférieure.

Les séismes et l'orogénèse.

Nous allons étudier maintenant les conséquences géologiques très importantes de ce phénomène. Aux exsudats dus aux coulées de laves, il nous faut encore ajouter la masse des matières solides rejetées par les volcans insulaires ou sous-marins sous forme de *tufs* ou de *cendres*. Cette masse est du même ordre de grandeur: Le Bandaï-San (Japon) a rejeté, en 1888: 1,2 km³ de cendres, le Krakatoa, en 1883: 18 km³; le Coseguina (Amérique

¹ A. DAUVILLIER: *C. R.*, t. 212, p. 1156 (juin 1941) et *C. R.*, t. 213, p. 134 (juillet 1941).

Centrale): 50 km³; le Timboro (île de Soubava) en 1815: 103 km³. De nombreuses îles volcaniques sont apparues, d'une manière éphémère, dans des fosses profondes. La majorité des volcans étant distribués sur les grandes failles océaniques, ces exsudats *chargent* peu à peu les *socles* méditerranéens et océaniques coincés entre les socles continentaux. Les premiers, qui font partie de la « marqueterie » terrestre, constituent, comme nous l'avons vu, des plateformes rigides affaissées, limitées par des fractures. Ils tendent à se mettre en *équilibre isostatique*¹ en refoulant, latéralement, les socles continentaux adjacents. Lorsque cette pression tangentielle dépasse la valeur critique permise par la résistance des matériaux, il se produit un brusque réajustement partiel d'équilibre, qui est un *séisme*, en même temps que s'enfonce imperceptiblement le socle océanique. Le volume refoulé de l'écorce environnante apparaîtra, comme un « rempart lunaire » d'un nouveau genre, à savoir comme un *plissement circum-océanique*. Nous retrouvons donc ici, grâce au volcanisme, la réédition du mécanisme qui avait donné naissance au relief primitif. *Nous relient le relief lunaire fossile au relief terrestre actuel, en les faisant tous deux entrer dans le même mécanisme orogénique, et nous trouvons, dans le volcanisme océanique, la cause de l'orogénèse.* Le travail mécanique nécessaire au soulèvement des montagnes est emprunté, en dernière analyse, à l'énergie radioactive du globe, en passant par la gravité. Le rendement est donc très faible. En fait, les socles continentaux présentent une structure *inverse* de celle des socles océaniques: ce sont des plate-formes régulières, parfois quelque peu concaves (Australie), bordées de chaînes montagneuses côtières parallèles, limitant des plateaux élevés.

¹ Notons ici que, par suite de la rigidité de socles de 50 km d'épaisseur et de leur coincement, bien qu'il y ait toujours tendance vers l'isostasie, celle-ci ne sera jamais atteinte. Nous n'aurons nullement besoin de faire appel aux singulières « racines » montagneuses d'Airy (1855), pas plus qu'au soi-disant « relief sous-continental » de Wegener. Il y a une différence d'un ordre de grandeur entre l'épaisseur des socles et les rides insignifiantes de leur surface que sont les plissements. L'isostasie ne se vérifiera que pour un continent tout entier, comme H. Washington l'a montré en comparant l'altitude et la densité moyennes des divers continents.

Depuis Elie de Beaumont, *l'effort tangentiel*, auquel on doit plissements et charriages, avait été recherché en vain dans maints phénomènes divers: contraction de l'écorce par refroidissement du globe (Rudzki); forces de dérive luni-solaires (G. H. Darwin); aplatissement croissant de l'ellipsoïde (H. Douvillé), etc... La liaison existant entre le volcanisme et l'orogénèse, par l'intermédiaire des fosses, avait pourtant été déjà suspectée, sans que le mécanisme apparaisse clairement: Dans son œuvre magistrale « La face de la Terre », Suess écrivait en 1900: « C'est à l'éroulement du globe que nous assistons ». See¹ attribuait aux laves sous-océaniques refoulées latéralement (?) le pouvoir de *soulever* les régions continentales côtières. Mais P. Puiseux écrivait dans « La Terre et la Lune » en 1908, ces paroles prophétiques: « L'apparition des montagnes, quel qu'en soit le mécanisme, est un contre-coup de la formation des bassins océaniques et celle-ci constitue, par suite, le problème le plus essentiel de l'orogénie »².

Ainsi, les plissements et les charriages, bien loin d'être causés par une contraction due au refroidissement terrestre, sont, au contraire, dus à la chaleur interne par l'intermédiaire du volcanisme océanique. Buffon croyait que le volcanisme engendrait des cavités à l'intérieur du globe: c'est en réalité une « contraction » localisée qu'il produit.

Les remparts lunaires étaient constitués par le refoulement d'une écorce incandescente encore plastique et présentaient un aspect géométrique simple et régulier. Les plissements terrestres, qui s'effectuent encore actuellement, résultent de la compression de socles continentaux rigides, déjà plissés et ne sauraient tous présenter la belle ordonnance quasi géométrique des plis circum-pacifiques, par exemple. Ces socles cèdent et obéissent au plissement dans leurs zones de moindre résistance et, parfois, loin des côtes, comme c'est le cas pour nos Alpes. On conçoit que, dans un socle rigide, les efforts mécaniques puissent se transmettre à de grandes distances. Et, tout d'abord, comment

¹ T.J.J. See : *Proc. Am. Phil. Soc.*, t. 47, n° 189 (1908) et *Researches on the Evolution of the Stellar Systems*, vol. II, 734 p. (1910).

² Voir p. 58.

peut-on concevoir le plissement ? Bouasse¹ ne craint pas d'attribuer à l'écorce terrestre une plasticité notable sous l'action de *forces faibles, mais prolongées* et y introduit des *pressions hydrostatiques*. Il calcule ainsi qu'aucune cavité ne saurait subsister sous une épaisseur de roches supérieure à 3,4 km sans disparaître spontanément, ainsi qu'au sein d'un glacier. Qu'on ne s'avise donc pas de percer le tunnel Chamonix-Courmayeur ! Cependant, la conservation parfaite d'un relief lunaire très escarpé considérablement plus âgé que nos plissements terrestres, plaide en faveur d'une rigidité quasi absolue de l'écorce. Nulle pression hydrostatique ne saurait s'y transmettre (effet de voûte). Les tensions qui sont manifestées par l'explosion de certains porphyres amenés à ciel ouvert, résultent des pressions auxquelles les roches ont été soumises à l'état plastique, lors de leur formation.

Les plissements résultent, à notre avis, d'un phénomène en tous points semblable à ceux que l'on observe dans les glaciers et, surtout les bancs de *sel gemme*, pour lesquels on ne saurait invoquer le phénomène du regel. L'apparente plasticité de ces masses cristallines résulte du *clivage* de leurs micro-éléments rigides. Les efforts sont transmis, non par simple pression hydrostatique, mais par effets de voûte et l'écrasement n'a lieu que lorsque la limite élastique est dépassée. C'est ainsi qu'il faut interpréter la plasticité des roches écrasées sous la presse hydraulique (W. Spring) ou pulvérisées par explosion, comme dans les expériences de Daubrée.

On objectera que toutes les fosses méditerranéennes ou océaniques ne sont nullement invariablement bordées de chaînes plissées. Mais il est classique, depuis Suess, de distinguer deux types fondamentaux de rivages : le type *pacifique*, caractérisé par les plissements, le volcanisme et la séismicité, et le type *atlantique*, dépourvu de ces caractères. Pour nous, le type pacifique résultera de l'existence d'une fracture complète entre les socles océanique et continental adjacents, tandis que le type atlantique résultera d'une fracture consolidée ou

¹ BOUASSE: *Séismes et Sismographes*, 1 vol., 394 p. (1927), voir p. 299.

resoudée. C'est ainsi que certains cirques lunaires ne présentent pas de remparts (Fosse de Ramsden) ou seulement un rempart partiel dissymétrique (Capuanus, Purbach). Si nous considérons une fosse bordée de rivages appartenant aux deux types, comme l'océan Indien, le socle sous-océanique s'effondrant par son bord « pacifique » et étant maintenu par son bord « atlantique », aura tendance à basculer, en entraînant quelque peu le socle continental solidaire, qui pourra être immergé en formant une *mer* peu profonde. C'est le cas du rivage Atlantique anglo-français. Cette apparence, fréquente sur la Lune au bord des mers, s'y traduit par des cirques côtiers aux remparts à demi noyés.

Le volcanisme étant localisé sur les grandes fractures des socles sous-océaniques — comme le Seuil atlantique, par exemple —, il en résulte que les exsudats ne sont pas répartis uniformément sur les fonds. Par suite de leur rigidité, les socles s'effondrent tout d'une pièce, mais l'accroissement du volume des fosses étant compensée par le volume des exsudats, il en résulte — le volume des eaux océaniques demeurant constant — que leur niveau demeure aussi constant. Il se produit seulement de légères *régressions* et *transgressions marines*, selon les conditions du réajustement isostatique, marquées par ces *terrasses littorales*, qui ont si longuement retenu la sagacité de Suess. Cette conception d'une surcharge lente et continue des fonds océaniques, causant, lorsque la limite élastique est dépassée, de brusques réajustements de l'équilibre isostatique, est en accord avec l'idée des *cycles* géologiques. Les grandes chaînes semblent s'être édifiées d'une manière intermittente, bien que le volcanisme soit continu. J. Joly¹ a beaucoup insisté sur ces cycles et a tenté d'en rendre compte dans une très intéressante théorie basée sur les mouvements verticaux « hydrostatiques » qu'auraient éprouvés les socles continentaux par suite de leur fusion partielle (par la chaleur radioactive), suivie de leur refroidissement et de leur resolidification.

Cet effondrement général des fosses océaniques n'est pas un

¹ J. JOLY: *The Surface History of the Earth*, 1 vol., 192 p. Oxford (1925).

mythe. Il est établi, tout au moins dans les régions tropicales, par l'existence de récifs coraliens puissants de plusieurs centaines de mètres, alors que les coraux ne vivent que dans les eaux chaudes de surface ($T > 20^{\circ} \text{C.}$) et à des profondeurs inférieures à 40 mètres (par suite de l'absorption de la lumière solaire empêchant le développement des algues avec lesquelles ils vivent en symbiose). Ce sont précisément les innombrables volcans sous-marins invoqués plus haut qui servent de base à ces atolls.

Remarquons enfin que la théorie explique pourquoi les fonds océaniques ne sont pas plissés et comment les chaînes bordent principalement le pourtour des socles continentaux.

Comme nous avons cherché à éprouver la théorie de la formation du relief lunaire en calculant le volume et l'altitude des remparts, nous chercherons à vérifier le mécanisme analogue de l'orogénèse en calculant le volume des chaînes contiguës aux fosses en voie d'effondrement. L'énergétique du volcanisme nous a permis d'estimer l'exsudat minéral annuel mondial comme étant de l'ordre du km^3 . Si nous le répartissons sur l'ensemble des fosses océaniques, son épaisseur moyenne mesurera la quantité dont se seront effondrées les fosses. Au bout d'une unité géologique de temps (10^6 ans) nous aurons:

$$\delta = 10^6 \cdot 10^{15} : \frac{2}{3} 5,1 \cdot 10^{18} = 3 \text{ mètres .}$$

J. Joly considérait des cycles de $40 \cdot 10^6$ ans. Cette durée est manifestement beaucoup trop courte si nous remarquons qu'il s'est écoulé $300 \cdot 10^6$ ans entre le plissement calédonien et le plissement suivant alpin. Si les cycles étaient d'aussi courte durée que $30 \cdot 10^6$ ans, âge des Pyrénées, de nombreuses chaînes devraient encore subsister à la surface des continents, la chaîne calédonienne, vieille de $370 \cdot 10^6$ ans, étant encore reconnaissable. De plus, s'ils étaient aussi fréquents, les fonds océaniques seraient devenus extrêmement profonds, alors qu'ils n'ont guère pu s'approfondir que de quelques kilomètres depuis leur origine. Si la profondeur originelle des fonds océaniques était de 5 km, ainsi que sur la Lune, l'existence de fosses de 10 km prouverait un effondrement maximum local de 5 km.

Si nous considérons donc un cycle de $300 \cdot 10^6$ ans, les fonds océaniques se seront effondrés durant ce temps de 300×3 m, soit sensiblement 1 km. Il nous suffit maintenant de reporter cette valeur dans les équations déjà utilisées ci-dessus pour calculer le volume des remparts lunaires. Nous poserons, pour la valeur du rayon terrestre: $R = 6371$ km; pour épaisseur efficace de l'écorce E' , soit l'épaisseur de la croûte ($E = 52$ km) diminuée de la somme de l'altitude moyenne des continents et de la profondeur moyenne des océans: $E' = 52 - (0,8 + 3,7) = 47,5$ km, enfin, pour l'enfoncement: $\delta = 1$ km. Nous considérerons trois types de fosses ayant respectivement des rayons r_1 de: 50, 500 et 5000 km. Le tableau V donne, en fonction de r_1 l'aire S de la fosse en km^2 , le volume du plissement correspondant V en km^3 , sa hauteur primitive h en km en supposant, comme dans le cas des remparts, une pente de 45° ; enfin, l'altitude vraie H au-dessus du niveau de la mer, obtenue en ajoutant la constante: 0,8 km.

TABLEAU V.

r_1	S	V	h	H
km	km^2	km^3	km	km
50	$78,5 \cdot 10^2$	114	0,6	1,4
500	$78,5 \cdot 10^4$	$114 \cdot 10^2$	1,9	2,7
5000	$78,5 \cdot 10^6$	$114 \cdot 10^4$	6,0	6,8

Le premier cas correspond à une aire de l'ordre du fossé rhénan¹ plissant les Vosges et la Forêt-Noire, l'altitude est de l'ordre du kilomètre. Le second, à une fosse méditerranéenne plissant un volume comparable à celui des Alpes ($6 \cdot 10^4 \text{ km}^3$, d'après Humboldt). L'altitude moyenne est voisine de 3 km. Enfin, le dernier exemple représente l'océan Pacifique plissant les chaînes des Andes: l'altitude dépasse 6 km.

On voit que l'ordre de grandeur est vérifié: l'érosion a, sans

¹ Dans le cas du fossé rhénan ou de la chaîne circulaire des Carpathes, la surcharge du socle effondré est due, de nos jours, à l'accumulation des sédiments qui poursuivent l'effet initial de l'inondation par les laves.

doute, réduit les altitudes primitives, mais il ne faut pas oublier que le calcul donne la hauteur d'une chaîne unique fictive, idéale, parfaitement symétrique. Dans la réalité, le plissement ne s'est pas manifesté sur les bords du type atlantique et s'est, par contre, amplifié le long des côtes du type pacifique.

Le plissement alpin, le plus récent, venant tout juste de s'édifier (l'âge de l'Himalaya ne dépasse pas $6 \cdot 10^6$ ans), une longue période de calme tectonique s'ouvre devant nous. Il nous faudra attendre quelques centaines de millions d'années avant qu'un nouveau massif comparable à nos Alpes, ne s'édifie en Europe.

Les résultats auxquels nous sommes parvenu en étudiant la Terre et la Lune, peuvent être étendus aux autres planètes denses. Nous avons, de même, calculé leur structure interne, leur chaleur interne, leur degré thermique. Nous ne reproduirons pas ici ces résultats. Disons seulement que toutes possèdent nécessairement un relief lunaire, mais, parmi elles, seule Vénus possède des océans, des volcans et des plissements montagneux analogues aux nôtres.

La dérive de la croûte terrestre.

La croûte terrestre de 52 km d'épaisseur que nous avons considérée doit son individualité, non à une surface isotherme limitant sa base, mais à sa nature chimique lui conférant un caractère réfractaire. La marqueterie des socles océaniques et continentaux coincés, repose sur le magma basaltique plus fusible sous-jacent, porté à une température voisine de 1000°C . à laquelle il devient visqueux. Il en résulte que l'écorce forme un tout rigide n'ayant qu'une liaison visqueuse avec le reste du globe. Or, le renflement équatorial de 21,5 km sur lequel s'exercent les forces luni-solaires, est *tout entier* contenu dans l'écorce rigide. La précession est due, en partie, au renflement équatorial du noyau et au renflement de la croûte. La force qui s'exerce sur ce dernier bourrelet n'est transmise au reste du globe que par une liaison visqueuse et l'on conçoit que la croûte entière puisse, par suite de la *dissymétrie des fosses océaniques*, dériver par rapport à l'axe de rotation du globe.

On peut considérer ce dernier comme étant demeuré sensiblement immuable durant les âges géologiques, mais il a pu se déplacer auparavant. Son inclinaison de $23^{\circ} 5'$, par rapport à la normale au plan de l'écliptique, peut avoir été causée par le déséquilibre produit par la formation dissymétrique des fosses océaniques, celles-ci occupant presque tout un hémisphère. La dérive de la croûte, au contraire, s'est effectuée durant ces âges. Elle est établie par le fait que l'axe magnétique de Gauss ne coïncide plus avec l'axe de rotation et, surtout, par le fait que les régions polaires actuelles ont possédé jadis un climat équatorial attesté par la présence de fossiles, de houille, de végétaux sans couches annuelles. Depuis le primaire jusqu'au quaternaire, on peut suivre l'évolution graduelle des récifs coraliens de l'archipel arctique de la terre François-Joseph (Silurien), au bassin méditerranéen (Dolomites du Trias) et à la zone équatoriale actuelle. La dérive aurait été de 70° de latitude en $400 \cdot 10^6$ ans, soit de 2 cm par an, en moyenne. Le déplacement des pôles possède un *résidu* de cet ordre de grandeur. Ce déplacement semble, lui-même, en partie dû au réajustement isostatique des socles océaniques et est, par conséquent, lié à la séismicité, comme Milne l'a montré. La dérive que nous considérons ici n'a donc rien de commun avec celle invoquée par la théorie de Wegener, incompatible avec l'ensemble des considérations développées au cours de ce travail.

CONCLUSION.

A une époque de spécialisation scientifique croissante, les grandes synthèses nous apparaissent d'une nécessité chaque jour plus impérieuse. Partis d'un Soleil solitaire, nous sommes parvenus à une planète où s'élaborait la vie: nous avons cherché à reculer toujours davantage les bornes de la métaphysique. L'étendue restreinte de ce mémoire ne nous a permis, ni de discuter, ni d'analyser, ni même de citer les nombreuses théories déjà proposées avant nous. Nous n'avons pu qu'exposer brièvement nos idées sur l'évolution de notre monde. Nous ne nous dissimulons pas la fragilité de quelques-unes des hypo-

thèses ici proposées: elles le sont surtout comme « hypothèses de travail ». Nous pensons, cependant, avoir établi une liaison précise et jusqu'ici insoupçonnée, entre de multiples phénomènes divers et apparemment sans lien. Une nouvelle hypothèse cosmogonique semble nous donner une meilleure interprétation de la nature des planètes. L'étude statistique des météorites nous a révélé la structure du Globe. Celle-ci nous a permis de connaître sa chaleur interne. Nous en avons déduit l'énergétique du volcanisme, dont le rôle géologique nous est apparu en étudiant l'origine chimique du relief lunaire. Dans le chaos des faits et des idées qui règnent sur ces sujets complexes, nous espérons avoir édifié une nouvelle doctrine qui sera la source de recherches et d'observations fécondes, enfin dirigées dans une voie précise.

Observatoire du Pic du Midi.

Juin 1941.
