

Quelques recherches sur le volcanisme : l'évolution des oxydes du fer

Autor(en): **Brun, Albert**

Objekttyp: **Article**

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

Band (Jahr): **6 (1924)**

PDF erstellt am: **13.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-741888>

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.

QUELQUES RECHERCHES
SUR
LE VOLCANISME

Neuvième partie (supplément)¹.

L'ÉVOLUTION DES OXYDES DU FER

PAR

Albert BRUN

(Avec 2 planches hors texte.)

Le fer est un élément très important des laves. C'est celui auquel il faut s'adresser si l'on veut connaître le degré d'oxydation d'un magma éruptif. Dans le magma en fusion j'ai montré que les silicates ferreux subissaient l'action oxydante de la vapeur d'eau (7^{me} partie). Certaines combinaisons du fer sont très réductrices. Ce métal suit une évolution chimique depuis l'état de protoxyde jusqu'à celui d'hématite. Le but de ce travail est d'étudier cette évolution dans les laves de divers volcans.

CHAPITRE PREMIER

LE FER MÉTALLIQUE.

Le fer métallique est connu dans les laves depuis assez longtemps. Les fers du Groenland, d'Antrim, de Buhl, d'Olot, ont fait l'objet de nombreux travaux.

¹ Pour les huit premières parties voir *Archives*, années 1905 à 1917, I: 1905, t. XIX, pp. 439, 589; II: 1906, t. XXII, p. 425; III: 1908, t. XXV, p. 146; IV: 1909, t. XXVII, p. 113; V: 1909, t. XXVIII, p. 45; VI: 1910, t. XXX, p. 576; VII: 1916, t. XLI, p. 401; VIII: 1917, t. XLIV, p. 5. La huitième a paru sous le titre de «Contribution à la connaissance de l'exhalaison volcanique».

J'ai voulu savoir si la présence du fer métallique était exceptionnelle. Je l'ai recherché dans tous les magmas que j'ai pu me procurer. Je l'ai rencontré pour ainsi dire partout. Le Stromboli, l'Etna, les Canaries, l'Islande le montrent aisément. Il suffit de quelques grammes de lave pour cela. Les magmas du Pacifique que j'ai eus à ma disposition sont beaucoup plus pauvres. Le Kilauea, Samoa, Haleakala, sont très pauvres et plusieurs échantillons n'ont rien donné. Est-ce caractéristique pour ces volcans ? Je n'en sais rien.

Le fer métallique est-il primitif ou résulte-t-il de la réduction de magnétites ou du silicate lui-même ? Me basant sur ce qui va suivre, j'incline à penser que l'on est en présence d'un reste de métal primitif qui n'a pas encore été oxydé. En effet, si l'on avait affaire à une réduction par le charbon ou les hydrocarbures, on devrait rencontrer ces substances là, en même temps que le fer. Or, au Haleakala le magma est riche en hydrocarbures, et il s'y trouve très peu de fer. Ailleurs, il y a beaucoup de fer libre et pour ainsi dire pas de substances carbonées, comme à Olot.

Un argument qui a aussi sa valeur est que l'on rencontre parfois dans un magma en éruption (Vésuve 1906) des granules de magnétite qui, entiers, ne réduisent pas le phosphotungstate de sodium; mais s'ils sont broyés, la réduction a lieu. Il s'y trouvait donc un globule de fer, oxydé seulement à sa surface, le centre étant encore intact.

Reproduction synthétique. Il est très facile de produire du fer métallique aux dépens d'un magma. Il suffit de chauffer ce dernier avec du charbon. Si la température est portée au degré de la fusion du fer, le métal se réunit en globules. Sinon, on obtient seulement une poussière très pyrophorique.

Cette réaction a été invoquée pour expliquer la formation du fer de Buhl. Mais je fais remarquer que le basalte de Buhl est à peu près privé de corps carbonés. De plus chaque grain de fer grain souvent très gros, est entouré d'une gaine de magnétite, ce qui est conforme à ce que j'ai observé au Vésuve.

J'admets donc que le fer métallique des laves est un reste inoxydé du magma éruptif profond.

CHAPITRE II

L'ÉVOLUTION DES OXYDES DU FER.

1. EXPOSÉ DE LA QUESTION. — Les pétrographes se contentent, en général, de désigner sous le nom de magnétites, ou titanomagnétites, les granules opaques, magnétiques, ayant la composition d'oxyde de fer, granules très nombreux dans les laves fraîches.

Les analyses effectuées sur des cristaux triés conduisent à une composition pouvant se rapporter, à peu près, à la formule Fe_3O_4 .

On ne s'est pas inquiété de savoir si les très petits cristaux qui rendent presque toutes les laves opaques avaient la même composition que les gros. On a généralisé les résultats des analyses donnés par une investigation de macro-cristaux. J'appelle macro-cristaux ceux qui atteignent au moins un cinquième de millimètre de diamètre. Ils sont très faciles à purifier mécaniquement et il est naturel que l'on se soit adressé tout d'abord à eux.

Durant mes recherches sur le volcanisme, il m'est venu souvent des doutes à l'égard de la légitimité de cette généralisation. J'observais fréquemment que la quantité de peroxyde de fer dosée ne correspondait pas du tout à la quantité de ces prétendues magnétites, vues au microscope, à un fort grossissement (300 à 400). Il s'en trouvait toujours trop. (Voir planches I et II.)

D'autre part, la puissance et la vitesse d'absorption de l'oxygène par ces roches ne cadrerait ni avec les propriétés des silicates ferreux, ni avec celles de la magnétite. (Voir ci-après chap. IV.)

J'ai voulu connaître la raison de ces discordances. Les magmas suivants ont été soumis à l'étude:

Grand Pic de Teyde (Ténériffe) éruption:	date inconnue	trachyte pho-
		nolite.
Volcan de Guimar	»	de 1705 basalte.
» Chahorra	»	» 1798 basanite.

Volcan Etna	éruption: date	1879	dolérite labradorique.
» Krakatau	» »	1883	andésite.
» Stromboli	» »	1901	dolérite labradorique.
» Vésuve	» »	1906	leucite téphrite.
» Samoa	» »	1906	basalte.
» Chinyero (Ténériffe)	» »	1909	basanite complexe.
» Kilauea	» »	1886-1910- 1911	labradorite.

et divers autres, qui ont été étudiés plus sommairement.

2. GENÈSE MINÉRALOGIQUE. — Afin de bien pouvoir suivre cette genèse, il est nécessaire de posséder une suite d'échantillons de laves du même magma éruptif.

Les coupes microscopiques montreront l'évolution de la cristallisation, depuis l'état de verre isotrope jusqu'à celui de roche entièrement cristallisée.

Les laves basiques cristallisent très vite. Les verres naturels basiques sont donc très rares. Cependant on peut toujours trouver des bombes ou des lapillis vitreux qui, lancés par le cratère, se sont refroidis assez vite pour rester vitreux (Stromboli); ou bien la coulée, très fluide, s'est étalée en couche mince sur le sol et s'est solidifiée en verre (Kilauea); ou enfin la coulée soumise à un mouvement lent, sans remaniements, a vu ses cordes se figer à la surface, alors que l'intérieur, à quelques centimètres de distance seulement, était encore assez chaud pour cristalliser (Samoa). On obtient ainsi les passages de l'évolution cristalline.

Voici ce qui s'observe. Le verre est tout d'abord isotrope. Vu en coupe mince, il est de couleur blonde plus ou moins brunâtre, mais il est parfaitement limpide et transparent. Les verres basiques sont aussi limpides que les obsidiennes acides. Si le verre est très chargé de bitume il peut être opaque (Hécla, Hrafninnuhgrgur). Mais alors un simple chauffage à l'air l'éclaircit et le rend transparent. C'est là un bon moyen de s'assurer si l'opacité est due ou non aux oxydes.

Le verre va commencer à cristalliser. A l'extrême début, le premier phénomène est l'apparition d'une tache sombre.

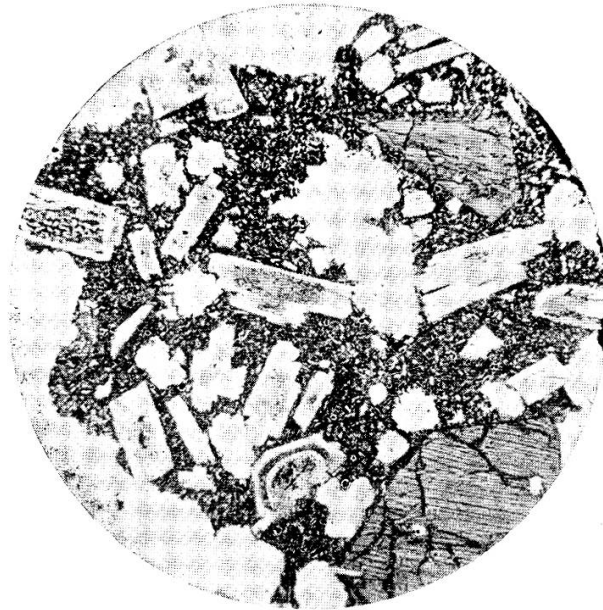
Cette tache est à peine biréfringente. Puis apparaît en son centre un très petit cristallite de feldspath. La tache sombre s'agrandit en même temps que le feldspath. Bientôt celui-ci est entouré d'une auréole sombre nettement biréfringente. En même temps que le cristal de feldspath prend une forme plus nette, on commence à apercevoir dans la tache sombre une individualisation. Il y apparaît de très fins granules opaques et de très fins microlithes de pyroxène. Les granules opaques ont à peine un demi μ de diamètre. Peu à peu, tout cet ensemble grossit, s'individualise. Les pyroxènes deviennent plus nets, les feldspaths plus gros, et les granules opaques atteignent bientôt un, puis deux μ de diamètre. A ce moment, leur forme cristalline devient nette. Ce sont des carrés qui semblent bien être des sections de cristaux cubiques. A la grosseur de 3 à 4 μ ils deviennent analysables. Ce sont des oxydes du fer. Ils sont magnétiques et magnétipolaires. Sous le microscope, la poudre soumise à l'action du barreau aimanté oriente ses granules en chapelets, qui se retournent sur eux mêmes si l'on vient à changer le pôle de l'aimant.

Il découle de là que les oxydes de fer sont précipités par les bases fortes: chaux, magnésie, alcalis. Ils sont rejetés lors de la formation des feldspaths et, ne pouvant entrer ni dans ceux-ci, ni dans les pyroxènes, ils restent libres. En effet, les pyroxènes à haute température ne prennent pas beaucoup de fer. Quoique l'on dise que FeO peut remplacer MgO, la limite de ce remplacement est vite atteinte. Quant aux péridots, s'il y a assez de magnésie, ils rejettent le fer, et rarement, dans les basaltes frais, le titre en oxyde de fer des péridots dépasse 10 %.

Dans beaucoup de cas on observe que les amphiboles digérées par le magma s'entourent d'une auréole de granules d'oxydes. L'amphibole devient augite, mais perd le fer qu'elle avait absorbé dans sa formation à basse température.

Ces auréoles ont déjà souvent été observées par d'autres auteurs. Dans les magmas du Teyde, du Chahorra et du Chinyero on peut suivre avec fruit cette transformation. Ces trois volcans sont voisins et leurs magmas se digèrent les uns les autres. La désagrégation des amphiboles est poussée très loin au Chinyero, et elles y sont en si grande abondance que l'on peut se

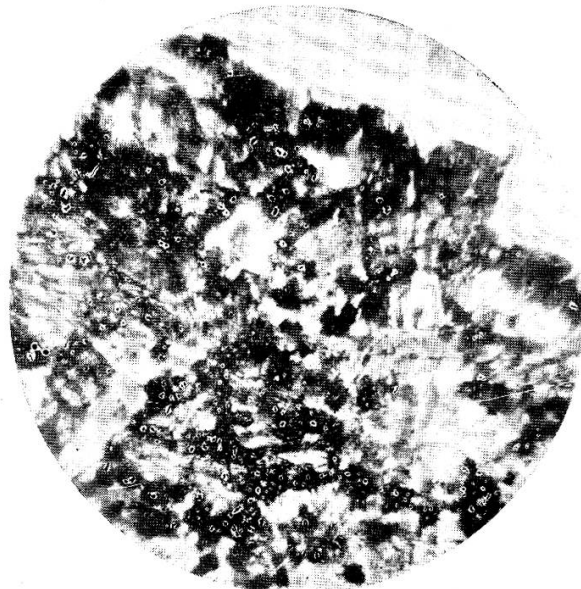
PLANCHE I¹



(Cliché de MM. A. N. et E. J.)

Fig. 1.

STROMBOLI. Rejets du cratère mars 1901; gross^t 35 fois. Pâte microcristalline rendue opaque par les iozites; grandes augites feldspaths, labradors zonés et chargés d'inclusions.



(Cliché de MM. A. N. et E. J.)

Fig. 2.

STROMBOLI. Partie centrale de la figure 1; gross^t 400 fois. Individualisation commençante des iozites. Petits amas de granules accolés avec quelques grains carrés plus distincts.

¹ Les clichés des planches I et II ont été faits avec l'appareil de l'Institut de Zoologie de l'Université de Genève, mis obligeamment à notre disposition par M. le Professeur Guyénot.

PLANCHE II



(Cliché de MM. A. N. et E. J.)

Fig. 3.

CHINYERO. Eruption de 1909; grossé 35 fois. Feldspaths allongés, pâte microcristalline rendue opaque par l'abondance d'iozites.



(Cliché de MM. A. N. et E. J.)

Fig. 3.

CHINYERO, Partie centrale de la figure 3 vue au grossé de 400 fois. Pâte microcristalline. Bonne individualisation des iozites avec formes nettes. Microlithes de pyroxènes et de labradors. Amphiboles en voie de digestion.

demander si le magma éruptif du Chinyero n'est pas tout simplement la refusion d'une ancienne amphibolite. Dans ces conditions, la quantité des oxydes libres devient considérable.

Ce que l'on observe ici dans la nature est conforme aux expériences dans le laboratoire.

Mais il ne faut pas croire que toutes les roches ferrugineuses, une fois cristallisées, présentent des granules d'oxyde. Il semble que dans les roches anciennes le protoxyde de fer, libéré à haute température, peut rentrer dans une combinaison de pyroxène ou de périclase. En effet j'ai un basalte du Kilauea, qui est très bien cristallisé. Il a de gros périclases, de grosses augites de couleur pâle et de beaux feldspaths. Son titre en protoxyde de fer est de 10,07% et de 0,6% en peroxyde. Malgré cela il ne contient aucune trace de magnétite ni de protoxyde libre. Cela lui donne une couleur blanche pâle tout à fait singulière pour un basalte.

Somme toute cela n'a rien d'impossible. Les équilibres chimiques et physiques des cristaux ne sont certainement pas les mêmes si le magma cristallise à 900° ou s'il est recuit à 200° ou 300°. Il faut tenir compte de cela lorsqu'on veut généraliser des expériences de laboratoire¹.

Dimensions des grains. — Les grains opaques magnétiques sont en général très petits. Leur nombre est très considérable, et suffisant pour rendre opaque la coupe mince de la roche. Mais si la coupe est assez mince et l'étude faite à un fort grossissement, les granules se montrent bien individualisés, de forme nette et d'apparence cubique. (Planches I, fig. 2, et II, fig. 4).

Leurs dimensions sont : Au Kilauea : baguettes de 2 à 3 μ de largeur sur 40 à 50 μ de longueur, cristaux accolés.

Au Teyde: 1 à 2 μ . Les gros cristaux de 10 à 15 μ proviennent d'enclaves arrachées au Chahorra.

Chahorra: 10 à 14 μ , souvent des losanges de 50 à 60 μ qui sont alors très titanifères. La répartition des grains est très irrégulière.

¹ Les exemples en sont nombreux. Les amphiboles, les grenats, les micas sont absolument détruits aux températures volcaniques. Voir mes publications, *Archives* passim.

Stromboli: longues baguettes de $3\ \mu$ de largeur sur 30 à $40\ \mu$ de longueur.

Guimar: carrés de 2 à $3\ \mu$ de côté, agglomérations de petits cristaux pouvant atteindre 10 à $15\ \mu$... et caetera.

Les dimensions varient dans d'étroites limites. En général, les plus gros sont d'anciennes magnétites.

Magnétisme des granules. Il est possible que, durant leur formation ces granules magnétiques aient été orientés par le champ magnétique terrestre. Il n'est pas rare de trouver, en cassant les blocs de lave, des fragments de plusieurs centimètres cubes de volume qui sont magnétopolaires. Il suffit de les faire flotter sur le mercure, et un simple barreau aimanté, donc un champ qui n'est pas bien puissant, oriente ces petits blocs. De plus leur polarité est extrêmement intense et franche.

On peut faire courir sur le mercure des fragments pesant 30 grammes.

3. DÉTERMINATION DU DEGRÉ D'OXYDATION. — Il est nécessaire de connaître combien d'oxygène contiennent ces granules magnétiques. La méthode qui semble la plus simple serait de doser l'eau obtenue par réduction à l'hydrogène. Mais cette méthode est illusoire. Les laves et même leurs minéraux purs, tels que les péridots, perdent au rouge toutes sortes de composés volatils. Il faut donc procéder autrement.

Tout d'abord, la roche doit être porphyrisée à la molette plate sur plan de porphyre ou d'agate, jusqu'à ce que les grains de la poudre présentent le mouvement brownien. C'est la condition *sine qua non* de la réussite des analyses. Il faut absolument une poudre assez fine pour que ces fins granules soient atteints par les réactifs. Tous les essais de séparation par lévigation ou aimantation n'ont donné aucun résultat.

Une fois en possession de cette poudre, l'analyse est simple. Elle est basée sur les principes suivants que j'ai pu établir expérimentalement:

I° — Réduire les oxydes et doser le fer réduit.

II° — Etablir le rapport des oxydes du fer dans une série de solutions fractionnées.

Réduction des oxydes. — La réduction se fait dans un courant d'hydrogène parfaitement sec en tube de silice et en nacelle

de silice ou de porcelaine. Elle durera au moins une heure à une heure et demie. La température ne doit pas dépasser 675° à 700° au maximum, elle ne doit jamais être assez élevée pour agglutiner la poudre.

L'expérience m'a montré qu'à cette température, ni les pyroxènes, ni les péridots, ni le verre ferrugineux ne sont influencés.

On obtiendra ainsi une poudre noire. On laisse refroidir dans l'hydrogène et jette le tout sans transition dans une solution de sulfate de cuivre acidulée d'un quart à un demi millième d'acide sulfurique. Ceci a pour but de déclencher la réaction qui, sans un peu d'acide, risque de ne pas se faire. On chauffe un peu au bain-marie et dose le fer dans la solution par les procédés connus. Souvent il faudra bien broyer la poudre avec la solution de cuivre parce que la poudre retient de l'hydrogène et souvent ne se mouille pas.

On pourra aussi doser le fer métallique par mensuration de l'hydrogène dégagé par un acide. Ce procédé est un peu moins précis. Il y a toujours une perte parce qu'un peu de gaz reste adhérent aux poudres et ne se dégage pas malgré l'agitation. Mais la méthode est rapide. Elle nécessite un petit appareillage destiné à récolter le gaz et à le mesurer. Pour avoir une certaine précision il faut obtenir au moins 30 cm^3 de gaz.

On s'assurera qu'il ne reste plus de grains magnétiques, sinon on recommence ou bien on reprend une seconde fois la même poudre après avoir enlevé le cuivre par une solution d'ammoniaque au contact de l'air.

Préparation des solutions. — Elles se feront en commençant par un acide dilué: une partie d'acide chlorhydrique de densité 1,120 et 12 parties d'eau. On fait agir l'acide tout d'abord à froid — l'action durera de quelques minutes à trois heures — puis à la température de l'eau bouillante. Lorsqu'on voit au microscope que tous les grains magnétiques sont dissous, on arrête. Pour éviter le contact de l'air on met la poudre et l'acide dans une ampoule de verre à long col mince et l'on scelle à la lampe. Dans les solutions successives [on dosera le protoxyde de fer, le peroxyde et l'acide titanique.

Il est rare qu'il faille avoir recours à un acide plus concentré.

Quelquefois, pour aller plus vite, j'ai employé un acide à la dilution de un quart seulement. Mais on dissout trop vite et l'on doit bien surveiller au microscope la marche de la réaction.

Propriétés des solutions. — Les acides très dilués ne dissolvent ni les augites pyroxènes ou amphiboles, ni le verre, si l'action n'est pas trop prolongée. Les feldspaths sont un peu attaqués, mais ne gênent pas, ne contenant pas de fer. Dans le cas de la présence de périclase, qui cède son protoxyde de fer, le principe est le même, mais le calcul de l'analyse se fait différemment.

Les acides dissolvent tout d'abord le protoxyde de fer, puis la magnétite et le fer titané. En général le titane se retrouve dans toutes les solutions.

Enfin, propriété très importante, en cas d'absence de périclase, la quantité de fer dissous doit être égale à celle fournie par la réduction par l'hydrogène. Ce principe comporte un contrôle. C'est une équation de condition. Si $a, b, c \dots$ sont les quantités de fer dissoutes dans les solutions successives $S_1, S_2, S_3 \dots$, on aura :

$$\text{fer total réduit} = a + b + c + \dots$$

Si l'on ne fait la réduction qu'après avoir enlevé le fer partiellement, par les solutions $S_1, S_2, S_3 \dots$, il doit rester :

$$\text{fer réduit restant} = d + e + f + \dots$$

Ce contrôle peut se faire aussi souvent que l'on voudra en enlevant le fer par un nombre de solutions *ad libitum*.

Calcul des analyses. — Le calcul est simple. Comme les premières solutions contiennent presque tout le protoxyde libre pur, on se servira de l'équation de contrôle pour en connaître la quantité et le degré de pureté.

On attribuera au titane autant de protoxyde de fer qu'il en faut pour faire le fer titané (Ilménite)¹. Puis avec le peroxyde on formera la magnétite, Fe_3O_4 .

L'excédant de protoxyde sera donc le protoxyde de fer libre. Si la roche contient assez de périclase pour rendre illusoire le résultat de ce calcul, on procédera de la manière suivante.

¹ Ou mieux Crichtonite, FeOTiO_2 , qui représente mieux le fer titané pur théorique.

On formera de la magnétite et du fer titané en se basant sur la teneur en peroxyde fournie par les solutions, et sur la valeur donnée par le fer réduit, le péridot n'étant pas du tout réduit par l'hydrogène. S'il y a réellement beaucoup de péridot, on peut être dans l'indécision et il vaudra mieux faire des triages pour en éliminer le plus possible¹.

4. LES IOZITES (de *ἰὸς σίδηρος* rouille de fer)². — Les expériences dont la méthode vient d'être exposée montrent que les laves contiennent beaucoup de protoxyde de fer libre. J'ai donné le nom d'*Iozite* à ce minéral.

J'appelle *Iozites* l'ensemble des oxydes de fer qui sont assez riches en protoxyde pour que leur titre dépasse fortement celui exigé par la formule de la magnétite, Fe_3O_4 . Il faut que la dose du protoxyde soit au moins doublée. L'expérience montre du reste que tous les termes de passage existent depuis l'iozite, pour ainsi dire théorique, jusqu'à la magnétite qui contient encore trois pour cent d'excès de protoxyde. Quant au titane, je le considère, jusqu'à nouvel ordre, comme associé, comme mélangé submicroscopiquement, à l'état de fer titané, avec les oxydes. Les titano-magnétites bien connues en donnent l'exemple.

Cependant je dois reconnaître que cette façon d'envisager la question du titane n'est pas d'une rigueur scientifique bien grande. Dans les roches il pourrait se trouver des Geikielites ou des Pérowskites qui, en se dissolvant, fourniraient du titane n'appartenant pas à l'iozite. Le problème n'est pas encore résolu à fond pour les composés du titane dans les laves. Il s'en suit que l'expression «fer titané» employée dans ce travail n'a ici qu'une valeur représentative. Elle n'implique *pas nécessairement* l'idée que tout l'acide titanique dissous soit combiné au fer dans la lave.

• Quoiqu'il n'ait pas été possible, vu leur petitesse, d'isoler des cristaux d'iozite, leur nature chimique est bien établie. On n'a pas à faire à une combinaison de protoxyde et de per-

¹ Voir plus loin l'analyse d'un basalte de Guimar, p. 257.

² Il eût été plus correct de dire Iosidérite. Mais ce mot pouvant prêter à confusion avec la sidérite, j'ai préféré une contraction, moins exacte, mais plus brève et plus nette.

oxyde, car le rapport de ces deux oxydes est variable avec la solution. De plus, ce n'est ni un silicate, ni un aluminate, car les iozites sont magnétiques et opaques. Or aucun composé connu des laves, si ce n'est un oxyde, n'est opaque à l'épaisseur de un millième de millimètre et aucun n'est magnétipolaire avec l'intensité qui est constatée dans l'iozite. De plus, aucun aluminate ni silicate de fer n'est réductible par l'hydrogène à la température de 675°.

Il existe des grains d'iozite pure pauvres en titane et représentant la formule chimique théorique. On le constate en examinant au microscope une poudre que l'on attaque ensuite à l'acide. Il reste des trous carrés correspondant au minéral qui occupait cette place, et comme contrôle on constate que la solution ne contient pour ainsi dire pas de peroxyde.

5. REPRODUCTION SYNTHÉTIQUE. — Le protoxyde de fer libre se reproduit facilement lorsqu'on maintient à 800° un bloc de verre volcanique basique. La reproduction a été faite avec les verres du Kilauea, du Stromboli et de l'Hécla. Il faut naturellement faire en sorte que le bloc ne soit ni oxydé ni réduit. Le mieux est de le chauffer dans le vide. Le chauffage dans un tube plein de charbon donne à la longue du fer métallique en poussière sur la surface du bloc, et la surface est décolorée, mais l'intérieur est intact, surtout si le bloc est un peu gros.

Le verre de l'Hécla est primitivement transparent et privé totalement de magnétisme. Il a donné de superbes granules opaques et fortement magnétiques au bout de quatre heures de chauffe. Il s'y développe aussi de beaux cristaux accompagnant l'iozite.

Le Stromboli et le Kilauea n'ont donné dans le même temps que le premier stade, c'est-à-dire que le verre s'est obscurci et est devenu un peu magnétique. L'évolution est plus lente pour ces deux magmas là.

CHAPITRE III

LES ANALYSES.

Je donne ici quelques analyses, suffisantes pour faire comprendre la méthode et montrer la teneur en iozite de diverses laves.

Les résultats seront donnés soit en millièmes de la roche, soit aussi en indiquant simplement les rapports des trois minéraux, iozite, magnétite et fer titané, entre eux.

Etna. Les rapports des deux oxydes dans les solutions sont: pour S_1 2,8/1, pour S_2 1,9/1, pour S_3 1,7/1. Il y a un peu plus de magnétite que d'iozite.

Stromboli. De gros cristaux triés à l'aimant ont donné:

magnétite . . .	56,7
fer titané . . .	28,1
iozite . . .	15,2
	<hr/>
	100,0

L'analyse était très facile à faire, les cristaux ayant un quart de millimètre de longueur.

L'analyse effectuée sur des lapillis du cratère rejetés en 1901 au mois de mars a donné pour la composition d'une iozite pure:

TiO_2 . . .	1,6%
Fe_2O_3 . . .	13,2%
FeO	85,2%
	<hr/>
	100,0%

Pour l'ensemble de la roche, les rapports entre les trois minéraux sont les suivants:

fer titané . . .	11,0
magnétite . . .	47,0
iozite	42,0
	<hr/>
	100,0

On peut considérer l'iozite la plus pure comme un mélange des trois minéraux.

Voici, comme exemple, les chiffres d'une expérience de contrôle: en enlevant S_1 et S_2 , on a:

fer restant . . .	21,7 ‰
fer enlevé . . .	30,9 »
	<hr/>
fer total trouvé .	52,6 ‰

Par réduction on trouve 54,5‰ au total. L'écart est seulement de 1,9‰, c'est-à-dire pas tout à fait deux millièmes de la

roche. Les dosages de fer dans les roches ne donnent pas de meilleure approximation.

Chinyero. La roche au total donne: protoxyde 10,3%, peroxyde 2,6%. Les solutions donnent les chiffres suivants pour les rapports de protoxyde à peroxyde:

$$S_1 : > \frac{500}{1} ; \quad S_2 : \frac{145}{1} ; \quad S_3 : \frac{4}{1} ; \quad S_4 : \frac{3,1}{1} ; \quad S_5 : \frac{2,7}{1} .$$

Toute l'iozite passe dans S_1 et S_2 .

Acide titanique dissous 3,4%.

On a donc, pour l'ensemble de la roche, les rapports suivants entre les trois minéraux:

fer titané . . .	70
magnétite . .	16
iozite	14
	100

Chahorra. La richesse en titane m'a obligé à faire la solution S_2 à l'acide à 30%.

On a en millièmes du poids de la roche:

	S ₁ , acide à 10 %	S ₂ , acide à 30 %	Total	Fer métallique de S ₁ et S ₂
FeO . .	50,2	16,9	67,1	} 67,6
Fe ₂ O ₃ .	13,4	8,7	22,1	
TiO ₂ .	12,6	5,5	18,1	
			107,3	

D'autre part, on obtient par réduction: fer métallique 65,5.

Dans les solutions, on trouve par le calcul à partir des oxydes 67,6.

Des chiffres donnés plus haut, on déduit, en millièmes de la roche:

fer titané	34,4
magétite	32,0
iozite	40,8
	107,2

Les deux sommes du fer sont égales à deux millièmes près. On ne peut guère espérer une précision meilleure, quand on tient compte du nombre considérable de dosages nécessaires pour le calcul final.

L'important ici est d'établir le chiffre élevé que peut atteindre la teneur en protoxyde libre dans les laves. La proportion de 4% d'iozite doit avoir certainement une influence sur l'évolution cristalline future de la roche. Les travaux de pétrographie devront à l'avenir tenir compte de cette nouvelle donnée.

Grand Pic de Teyde. La lave très vitreuse, riche en alcalis, contient 9,0% de soude et 4,5% de potasse. Amphiboles attaquées entourées de la couronne d'iozite.

On a, pour l'ensemble de la roche, le rapport suivant entre le trois minéraux:

fer titané	24,7
magnétite	54,3
iozite	21,0
	100,0

Guimar. Exemple de basalte riche en péridot.

Les solutions ne peuvent pas servir pour le protoxyde mais seulement pour le peroxyde (voir ci-dessus, page 252). Le calcul se fera seulement avec le titane, le peroxyde et le fer réduit, en admettant que tout le peroxyde est dû à la magnétite, ce qui du reste ne peut guère être autrement dans la solution. L'influence du péridot est donc éliminée.

Les dosages donnent en millièmes:

fer réduit	58,8
peroxyde	21,9
ac. titanique	24,7

Tout calcul fait, cela donne 11,0 millièmes d'iozite dans la roche.

Ceci est un exemple d'un cas très désavantageux, étant donnée l'abondance du péridot en très petits cristaux qu'il est impossible d'enlever mécaniquement.

Kilauea. Plancher de la Caldeira, éruption de date inconnue. Les trois minéraux sont dans le rapport suivant entre eux:

fer titané	42
magnétite	46
iozite	11

Mais si l'on enrichit la poudre par un triage à l'aimant, on constate une augmentation relative de l'iozite parce que les gros grains de fer titané ne sont pas attirés par le barreau aimanté.

On arrive par exemple aux proportions suivantes:

fer titané . . .	23	32
magnétite . . .	50	37
iozite	27	31

On peut donc arriver à un enrichissement tel que la teneur relative en iozite s'élève à 31. Malheureusement on ne peut pas pousser bien loin la purification mécanique et le triage par l'aimant.

Kilauea, éruption de 1886.

Dans la roche totale le rapport des trois minéraux est:

fer titané	32,8
magnétite	34,4
iozite	32,8

C'est sensiblement le rapport obtenu par triage dans l'échantillon de la roche précédente.

Krakatau. La mer, en attaquant les falaises de ponce de l'île, produit par lévigation marine une sédimentation de magnétite très pure. Ce sable dense se rassemble dans de petites criques où il forme des couches assez épaisses, ainsi que j'ai pu l'observer en 1909.

Ces cristaux sont très gros, ils atteignent $\frac{1}{4}$ à $\frac{1}{3}$ de millimètre de diamètre. Ils englobent souvent encore des augites. Leur analyse m'a donné:

fer titané	26,3
magnétite	65,5
iozite	8,2
	<hr/>
	100,0

L'analyse publiée par Judd dans les « Reports of Krakatoa Committee », London, 1888, donne d'après W. Retgers un résultat presque identique. L'analyse de Retgers donne aussi un excès de protoxyde. Du reste il est facile de prouver sur ce beau matériel que le rapport $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ n'est pas constant dans les solutions succesives.

La solution S_1 donne un rapport de 1,4 à 1.

RÉSUMÉ et REMARQUES. — Il est donc établi que les laves des volcans traversent dans leur évolution cristalline une phase chimico-physique au cours de laquelle il se précipite dans leur masse du protoxyde de fer libre.

H₂O et FeO sont incompatibles à la température du début de la cristallisation d'un magma basique. La proportion de FeO est trop élevée pour que H₂O puisse exister en doses appréciables dans les myriades de bulles gazeuses qui sont si intimement mêlées au magma en fusion. Ceci est assez important au point de vue volcanologique comme au point de vue pétrographique. Voir plus loin chapitre IV: Oxydation.

Il faut remarquer que les méthodes de calcul utilisées sont plutôt défavorables pour la mise en évidence de l'iozite. En effet, on attribue à la totalité du titane dosé dans les solutions autant de protoxyde qu'il en faut pour former du fer titané (crichtonite), FeOTiO₂. C'est un peu arbitraire, car rien ne prouve que l'on n'ait pas des Geikielites ou des Pérowskites solubles. Malheureusement le rôle du titane dans les silicates est encore trop peu connu pour qu'on puisse procéder autrement.

Il m'a toujours semblé que la vitesse de dissolution du titane ne correspondait pas à ce que j'ai pu observer avec les fers titanés. Il se dissout trop vite. Ce sujet mérite de nouvelles recherches, car le titane est souvent très abondant. Une teneur de 50 millièmes n'a rien d'extraordinaire pour beaucoup de basaltes.

CHAPITRE IV

OXYDATION DES LAVES.

La présence de l'iozite entraîne comme conséquence que les laves doivent être très oxydables.

En effet, sur le terrain on rencontre abondamment des scories rouges chargées d'hématite. De grandes surfaces de coulées sont de même rubéfiées. Cela donne donc à penser que, sitôt hors du cratère, la coulée, au contact de l'atmosphère, se brûle.

Pour me rendre compte de la capacité d'absorption des silicates pour l'oxygène, j'ai fait quelques expériences dont les résultats sont indiqués ci-après.

1. OXYDATION PAR L'ATMOSPHÈRE. — Déjà lors de la publication de leur ouvrage sur les Canaries, Fritsch et Reiss avaient annoncé que les laves de Garachico et de Guimar se rubéfiaient à l'air par la calcination et augmentaient de poids.

J'ai montré¹ que cette absorption d'oxygène pouvait se mesurer par la diminution de la pression de l'oxygène chauffé en vase clos en présence de la roche. Le Prof. Ponte a fait la même expérience sur les laves de l'Etna.

Voici les données numériques obtenues dans mon laboratoire.

Péridot bien cristallisé du cratère du Keanakakoi près du Kilauea.

Titre en FeO 10,68%, pour ainsi dire pas de peroxyde. Après calcination de la poudre grossière à l'air (température de 920° à 950°, durée une demi-heure), le titre en FeO tombe à 1,5%.

Lave péridotique du même cratère. La poudre de lave est chauffée $\frac{1}{4}$ d'heure à 700°-750°. Le titre en FeO tombe de 11,04% à 6,6%; pour des grains un peu gros (un millimètre de diamètre), le titre tombe seulement à 7,7%.

Stromboli. Ponce vitreuse. Le titre en FeO tombe de 6,04% à 4,4% pour de gros fragments, et à 1,77% pour la poudre grossière. Certains lapillis rejetés incandescents par le cratère en mars 1901 titrent en protoxyde 7,12%, en peroxyde 0,8%. Après un quart d'heure dans le moufle à 800°, leur titre en protoxyde tombe à 2,7%.

Lapillis du cratère du Chinyero: mêmes conditions. Le titre qui est 9,72% FeO et 2,5% Fe₂O₃ tombe à 3,24% FeO.

Chinyero. Basanite compacte de la coulée. FeO 10,3%, Fe₂O₃ 2,9%. FeO tombe à 1,87%.

Ici l'iozite active l'oxydation. Les lapillis refroidis très vite n'en contiennent pas.

2. OXYDATION PAR LA VAPEUR D'EAU. — *Cabo de Gata*. Obsidienne chauffée au moufle à 800° pendant 20 minutes. Cette obsidienne titre en eau et acide chlorhydrique 5,6%, le titre en FeO est de 1,15%.

Chauffée en de très gros fragments (jusqu'à 100 cm³), elle devient rouge même à l'intérieur. Le titre en FeO est tombé à 0,5%. Cela montre bien l'action oxydante interne de l'eau. Des fragments d'obsidiennes de Lipari, du Krakatau et de Pasir

¹ Albert BRUN. *Recherches sur l'exhalaison volcanique*, Genève, chez Kundig, 1911, p. 148.

Kiamis (Java) restent incolores, leur teneur en eau étant insignifiante.

Basalte blanc du Keanakakoi. Ce basalte titre 11,07% FeO. Ce titre tombe à 8,4% après l'action de la vapeur d'eau à 1000°.

Plusieurs expériences montrent qu'en moyenne le 28% du protoxyde passe à l'état de peroxyde. Il n'est pas nécessaire de prolonger l'expérience; en 30 à 40 minutes l'oxydation est déjà arrivée à ce degré là.

J'ai montré déjà que ce genre d'oxydation dégage une grande abondance de gaz où l'hydrogène prédomine ¹.

La conclusion est donc que l'atmosphère et la vapeur d'eau sont des agents oxydants énergiques et, notons le, très rapides. Cette facilité d'oxydation a fatalement comme conséquence que, si le magma dans son élaboration intra-tellurique était soumis à l'action de ces deux oxydants, il devrait avoir un titre en peroxyde bien supérieur à celui qu'il possède réellement. Si donc le magma n'y est pas soumis, la lave dans la cheminée doit être moins oxydée que dans la coulée extérieure. Cela n'est pas facile à vérifier, car les analyses d'échantillons convenables sont pour ainsi dire inexistantes. On ne peut pas faire de récolte dans une cheminée en voie de travail volcanique. On ne possède que ce qui a déjà subi à haute température le contact de l'air, et de plus, ce sont presque toujours des échantillons prélevés à la surface de la coulée.

Cependant voici deux observations qui semblent bien confirmer cette différence obligatoire du degré d'oxydation.

Stromboli. En mars 1901 j'ai récolté des lapillis rejetés chauds par le cratère. Dans ces rejets il y a des lapillis légèrement rubéfiés, mais la majorité est noire. En faisant diverses analyses j'ai trouvé que les lapillis noirs donnaient en général:

FeO	7,12 à 7,80 %
Fe ₂ O ₃	0,80 à 0,48 %

tandis que les échantillons de coulées donnent parfois jusqu'à 2% de peroxyde.

Kilauea. Les fameux cheveux de Pélé sont des filaments de

¹ Voir 7^{me} partie, *Archives*, mai 1916.

verre très ténus, n'ayant qu'une fraction de millimètre de diamètre. Ils résultent du rejet d'une petite masse fondue par une petite explosion d'une bulle de gaz. Ils se sont donc refroidis instantanément et représentent l'état du magma dans un moment où il a été peu soumis à l'action de l'atmosphère.

Le titre en est:

FeO	10,09%
Fe ₂ O ₃	0,90%

Le rapport des deux oxydes de fer est donc de $\frac{11.2}{1}$. Pour les échantillons des coulées, la majorité des analyses (voir ci-dessus analyses page 257) montre que ce rapport est bien plus bas. Les analyses de ces coulées publiées par d'autres auteurs donnent en général un et demi à deux pour cent de peroxyde.

3. VITESSE DE L'OXYDATION GÉOLOGIQUE. — Le Stromboli et le Kilauea montreraient donc bien que le magma dans sa cheminée est plus pauvre en oxygène que sa coulée sub-aérienne.

En y réfléchissant, on voit que cela doit bien être ainsi. Car si la lave soumise si peu de temps à l'air s'oxyde si vite, le magma qui prend beaucoup de temps à arriver à son point de fusion, surtout s'il digère des enclaves, devrait avoir perdu pour ainsi dire tout son protoxyde. Il est donc bien protégé contre l'action de l'air.

Géologiquement parlant, l'oxydation progressive et générale d'un magma ne saurait être qu'excessivement lente, peut-être même si ralentie qu'elle échappe, d'une éruption à l'autre, à nos moyens d'investigation.

Dans la nature, la masse éruptive n'est pas incluse dans une cellule dont les réactions internes sont limitées. Pendant des années et des années, cette masse exhale ses gaz dans l'atmosphère; si elle était soumise à un apport de vapeur d'eau aussi continu que l'est son *exhalaison*, l'hydrogène engendré s'en échappant tandis que le fer y demeure, ce dernier atteindrait bientôt un degré d'oxydation élevé. Cette forte oxydation ne s'observe pas. Au contraire, la lave, au moment du paroxysme, a conservé toute son énergie réductrice.

Au Kilauea, par exemple, j'ai pu vérifier que la lave du

présent siècle digère des enclaves nombreuses d'un basalte ancien qui, lui, contient des enclaves d'une péridotite encore plus ancienne. Je n'ai cependant pas trouvé que le rapport $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ ait sensiblement baissé en allant de l'enclave à la lave moderne. Les différences sont, ou de l'ordre des erreurs possibles, ou trop faibles pour qu'on puisse en tirer une conclusion franche. Et pourtant il est certain que, pour la plus grande partie, cette lave était à sa troisième refusion (sans compter celles qui sont inconnues).

Les laves ne s'oxyderaient donc que par leur surface la plus extérieure, ce qui, à chaque refusion, n'aurait qu'une influence très minime sur l'ensemble de la masse.

Il faut encore que l'intérieur du magma soit sec ou contienne si peu d'eau que cette dernière échappe à nos procédés de dosage¹. Si on en trouve, elle provient d'eaux extérieures, ou de la digestion d'enclaves.

CONCLUSIONS.

1° Les laves ferrugineuses, qu'elles soient trachytiques-alcalines ou ferromagnésiennes basaltiques, traversent dans leur évolution cristalline une phase au cours de laquelle il se précipite du protoxyde de fer libre.

2° Le protoxyde de fer libre est un minéral nouveau: il a reçu le nom d'IOZITE, tiré du grec *ἰὸς σίδηρον*.

3° La présence des IOZITES réduit à un minimum la possibilité de l'existence de quantités notables d'eau dans le magma au moment de leur formation.

4° Il y a une grande probabilité pour que, en général, les coulées de laves soient plus oxydées que le magma d'où elles sortent.

¹ Les belles recherches et expériences de M. Ponte effectuées sur la lave coulante de l'Etna en 1923 donnent de précieux renseignements sur ce sujet. Voir GAETANO PONTE, « I gas magmatici della lava dell'Etna raccolti col metodo dell'Inalatore », *Rivista Italiana di Vulcanologia*, Catania, 1924, fasc. I, p. 24.

OUVRAGES REÇUS

J. BECQUEREL. — *Cours de Physique à l'usage des élèves de l'enseignement supérieur et des ingénieurs. Tome premier : Thermodynamique.* — Paris, J. Hermann, in-8°, 430 pages, 95 figures, 1924.

N. R. CAMPBELL. — *Théorie quantitative des Spectres. La Relativité, Supplément à l'ouvrage : La théorie électrique moderne.* Traduction française par A. Corvisy. — Paris, J. Hermann, in-8°, 233 pages, 1924.

A. LETELLIER. — *La teinture et l'impression expliquées par la chimie.* — Paris, J. Hermann, in-8°, 606 pages, 80 figures, 1924.

Ch. JANET. — *Revendications.* — Limoges, Librairie Ducom-tieux, in-8°, 13 pages, 10 planches hors texte, 1923.

Ch. JANET. — *Le volvox. Troisième mémoire. Ontogénèse de la blastéa volvocéenne. 1^{re} partie.* — Limoges, Librairie Ducom-tieux et Gout, in-8°, 179 pages, 21 planches hors texte, 1923.

COMTE DE MONTESSUS DE BALLORE. — *La géologie sismo-logique. Les tremblements de terre.* — Paris, A. Collin, in-8°, 488 pages, 118 figures, 16 planches hors-texte, 1924.

B. DESSAU. — *Lehrbuch der Physik. Zweiter Band: Optik, Elektrizitätslehre.* — Leipzig, Barth, in-8°, 1627 pages, 554 figures, 1924.

Hans REICHENBACH. — *Axiomatik der relativistischen Raum-Zeit-Lehre.* — Braunschweig, Vieweg & Sohn, in-8°, 156 pages, 13 figures, 1924.

M. VON LAUE. — *La théorie de la Relativité.* Traduction française de la 4^{me} édition par G. Létang. — Paris, Gauthier-Villars, in-8°, 331 pages, 1924.
