

# PROBLÈMES MINÉRALOGIQUES SE RAPPORTANT A L'ÉTUDE DU SOL

PAR

C. H. EDELMANN,

Professeur de Géologie, etc., à l'École des Hautes Études Agricoles de Wageningen (Pays-Bas).

---

## 1. — Introduction.

La minéralogie dans son acception la plus large, a pour but l'étude des matériaux dont la terre est bâtie, et cette étude comprend donc aussi celle du revêtement extérieur de la croûte terrestre : le sol.

Toutes les matières minérales qui composent la biosphère, tant animales que végétales, proviennent d'engrais ou de minéraux du sol. Sans ces composants minéraux la biosphère ne peut exister. La minéralogie du sol a donc pour but *la recherche de relations matérielles entre la biosphère et la lithosphère*. Elle est en outre une science appliquée autant qu'elle peut être utile à l'étude systématique des sols cultivés.

Le meilleur moyen d'obtenir une vue d'ensemble sur les problèmes minéralogiques se rapportant au sol (21), est d'en examiner successivement les composants originels, leur stabilité et leurs transformations, ainsi que les formations nouvelles. Nous verrons ensuite de quelle manière la composition minéralogique du sol en influence les propriétés importantes pour la culture et nous résumerons enfin ce qui a déjà été fait, dans ce domaine, dans les Pays-Bas et aux Indes Néerlandaises.

## 2. — Les composants originels du sol.

Les composants originels du sol constituent les matériaux qui servent de point de départ aux considérations qui vont suivre. En effet, si l'on se demande quels sont ces composants originels, cette question en comporte une autre, qui est de savoir *comment ont été combinés à l'origine les éléments qui intéressent la biosphère, ou qui ont joué un rôle considérable dans la formation du sol*.

En principe, la réponse à cette question n'est pas difficile, car les composants originels ne sont autres que les minéraux qui constituent les roches, et dont l'étude occupe les pétrographes depuis bientôt un siècle. Le pétrographe expérimenté n'éprouvera pas la moindre difficulté technique à déterminer les minéraux originels du sol et à en reconnaître les propriétés. Comme en pétrographie, l'examen microscopique ne suffira souvent pas, en raison des cristaux mixtes compliqués que représentent plusieurs des

composants principaux, minéraux dont la composition chimique ne peut pas toujours être déduite des données microscopiques (la biotite, les amphiboles monocliniques, les pyroxènes). C'est pourquoi l'analyse chimique aidera le pétrographe à compléter ses déterminations microscopiques.

L'analyse totale n'a jamais été appréciée en pédologie comme en pétrographie. En effet, l'analyse totale donne la composition d'une mixture d'éléments originels, partiellement transformés, et nouvellement constitués, ce qui fait que l'interprétation des analyses chimiques telle qu'elle est pratiquée en pétrographie n'est pas admissible sans plus.

Je reviendrai dans la suite sur cette question et commencerai par envisager la possibilité de déduire la composition originelle du sol de la pétrographie du sous-sol non altéré.

A la base de ce raisonnement nous plaçons la certitude d'un sol *autochtone*, certitude absolument indispensable et sans laquelle cette méthode serait inadmissible.

### 3. — L'autochtonie du sol.

On se heurte à une difficulté, causée par certains processus qui ont cours à la surface du sol et qui en troublent l'autochtonie. Parmi ces processus il faut nommer en tout premier lieu le *transport éolien*.

Les données rassemblées à ce sujet dans les divers ouvrages de géographie, de géologie, et de pédologie (24, 46) nous obligent à conclure que beaucoup d'endroits de la surface terrestre se trouvent exhausés par l'apport de matériaux éoliens aux dépens d'autres régions qui subissent la déflation du vent.

Les régions où ce phénomène se constate le plus nettement sont les steppes, la sécheresse étant évidemment un facteur favorable au transport éolien. Aucun doute n'y est possible : le loess récent y est partout allochtone sur le sous-sol.

Les changements climatiques violents, qui, au cours de l'ère quaternaire, ont influencé aussi nos pays, nous ont laissé, comme la plus importante conséquence d'un climat temporairement sec, des *limons de couverture*, en partie des vrais loess.

Ces limons qui couvrent de grandes étendues européennes, sont utilisés presque partout comme terre arable, et appartiennent par conséquent à la catégorie des sols allochtones.

A côté des cas où nous sommes certains d'un sol allochtone, il y en a beaucoup d'autres où la preuve est moins facile à donner. La grande étendue des limons de couverture dans l'Europe Centrale nous oblige à considérer comme possible que de petites quantités de ces mêmes matériaux puissent se trouver à des endroits où ils n'ont pas été relevés, et où, depuis longtemps, *la végétation ou la culture les ont mêlés au profil de désagrégation*.

Stremme (48) cite plusieurs exemples de ce phénomène, et Härtel (32) a, lui, aussi soutenu l'importance pédologique de ces restes de limon de couverture.

Au cours d'une conversation à ce sujet, Mr. le Professeur Harrassowitz de Giessen m'apprit qu'en Allemagne centrale il connaissait des sols reposant sur du basalte tertiaire qui avaient été considérés comme des profils de désagrégation apparemment purs, et dont on avait pris des échantillons pour les examiner. L'examen microscopique révéla au contraire la présence en grande quantité d'esquilles de quartz qui ne pouvaient être de provenance basaltique, et qui, à son avis, devaient être considérés comme des composantes d'origine de loess, ou, tout au moins, comme de la poussière atmosphé-

rique. Selon mon interlocuteur, bien des sols apparemment autochtones se trouvent dans le même cas, et l'on doit par conséquent attribuer une importance considérable à ce phénomène.

Nous venons de parler de l'altération du sol par du loess. Il en est de même pour la *poussière d'origine volcanique* dont les dépôts non mélangés sont faciles à repérer, comme ceux du loess, mais dont l'immixtion dans des profils de désagrégation apparemment purs échappe facilement à l'attention. Aux Indes, cet apport de poussière volcanique est, sur de grandes étendues de territoire, une des difficultés caractéristiques que rencontre l'étude de la genèse du sol.

Le problème pédologique bien connu de la *Terra Rossa méditerranéenne* réside entièrement dans cette question (voir le compte rendu de Blanck) (7). Celui-ci, dans sa défense des arguments en faveur d'un genèse autochtone, en appelle aux déterminations minéralogiques de Tucan (52), qui aurait constaté la présence d'une impressionnante série de minéraux tant dans la Terra Rossa que dans les roches calcaires sous-jacentes.

La composition si variée de ces roches calcaires est en contradiction avec la désolante monotonie de sa teneur habituelle en assemblages minéralo-détritiques; aussi une confirmation des trouvailles de Tucan ne nous semble-t-elle pas superflue.

D'autres investigateurs (34) considèrent les amphiboles et pyroxènes basaltiques frais trouvés dans certaines sortes de Terra Rossa, comme certainement allochtones et d'origine volcanique. D'aucuns ont voulu attribuer la genèse de la Terra Rossa méditerranéenne à de la poussière du Sahara. Mentionnons encore en passant la fréquence des pluies de boue dans tout le bassin de la Méditerranée. Le dépôt d'une de ces pluies a été examiné récemment par Berthois (4).

De tout ce qui précède nous pouvons conclure que les transports éoliens n'engendrent pas seulement des sols nettement allochtones, mais *allèrent en outre souvent de façon peu visible des profils de désagrégation apparemment purs*. Ce qui contraint l'observateur à vérifier le fait, si souvent admis a priori, que le sol est réellement autochtone.

Le transport éolien n'est pas le seul processus naturel qui pourrait altérer ce caractère autochtone. Le *remaniement* et la *resédimentation*, sous l'influence de pluies ou d'eau courante, peuvent provoquer des conséquences analogues, mais il ne nous paraît pas nécessaire d'insister maintenant là-dessus.

A part ces perturbations naturelles, il existe pour le sol arable des possibilités innombrables d'altération par suite de travaux de *culture* ou même d'*amélioration* du sol. L'opération du marnage, procédé courant d'amélioration du sol en Europe du N.-W., incorpore au sol des matières qui peuvent fort bien lui être parfaitement étrangères. Dans ce même but d'amélioration du sol on emploie parfois aussi du loess. Des matières étrangères au sol peuvent aussi provenir de *l'eau d'irrigation*.

Une autre difficulté réside en ce fait que beaucoup de centres de culture sont liés à des terrains de sédimentation alluviale. Il est évident que l'autochtonie du sol ne joue plus aucun rôle dans le cas de dépôts si récents, la formation proprement dite du sol y étant à peine commencée.

Il faudrait citer la réponse classique du pédologue hollandais Hissink à son collègue russe Gedroïz qui pensait que la Hollande n'avait point de sols : « Il se peut que les Pays-Bas n'aient point de sols, mais il y a des récoltes. » Les sédiments récents et peu altérés fonctionnent alors comme sol arable dont la fertilité est en rapport étroit avec les propriétés des sédiments eux-mêmes.

Ce qu'il importe de savoir, c'est comment on vérifie si un sol est autochtone ou non.

Nous allons traiter cette question en rapport avec l'exemple cité plus haut : la détermination de la présence ou de l'absence de matériaux déposés comme sédiment éolien.

En y appliquant les principes de la théorie des provinces sédimentopétrographiques (19, 20), nous pouvons nous former une idée complète de cette partie sédimentaire du sol.

Les sédiments élastiques s'y trouvent définis comme étant des assemblages minéralo-détritiques, et chaque assemblage indépendant y occupe une province dont on détermine l'extension dans les sédiments, dans le temps comme dans l'espace, à l'état pur comme à l'état mixte. L'étendue des provinces révèle en général la direction d'où proviennent les matériaux. Les principes de cette théorie présupposent une vue d'ensemble régionale des divers assemblages minéraux qui se présentent dans un terrain ou dans des formations géologiques indiqués, à la suite de quoi on peut commencer à tirer des conclusions. Théoriquement il n'est guère important de considérer les assemblages minéraux dans leur ensemble plutôt que de les partager en une fraction légère et une fraction lourde pour les examiner toutes deux ou pour n'en examiner qu'une. La fraction lourde fournit en général les meilleurs résultats pour un diagnostic.

Cayeux (13) fut le premier à appliquer ce système dans une étude de pétrographie sédimentaire.

Thoulet (50, 51) lui, s'avisa d'une méthode ingénieuse pour étudier le transport de poussière éolien : il examina des dépôts de poussières accumulées au haut des clochers. Il faut regretter que cet essai eut lieu à une époque où l'on n'avait pas encore l'habitude de traiter ce problème suivant le système régional.

Cette vue d'ensemble que nous présupposons ci-dessus manque malheureusement dans la plupart des cas, attendu que la pétrographie sédimentaire n'est pas souvent vue d'un bon œil, et n'en est encore qu'à ses débuts dans la majorité des pays. On doit alors s'en tenir nécessairement à un examen minéralogique comparatif des divers horizons de la coupe du sol, en examinant de préférence les fractions lourdes.

L'on rencontre parfois, en suivant le développement de bas en haut (en allant donc de la partie intacte à la partie altérée), une extension de l'assemblage minéral qu'une altération sélective et un enrichissement en composants très rares ne suffisent pas à expliquer. Ceci peut être l'indice d'un sol en partie allochtone, mais il vaut mieux ne pas se lancer dans des hypothèses avancées concernant la provenance des souillures sans être pourvu de données régionales satisfaisantes. Nous donnons ici la Table I, destinée à servir d'exemple d'une vérification d'un profil d'altération autochtone sur du calcaire (2), et dans laquelle seules les fractions lourdes des divers horizons ont été comparées entre elles.

TABLE I

Compositions des fractions lourdes des horizons d'un profil du sol sur le calcaire de l'assise de Kunrade  
Localité : Schin op Geul (Limb. Néerl.)

HORIZON	Opaque	GRAINS TRANSPARENTS DANS DES POURCENTAGES MUTUELS									
		Tourmaline Zircon Grenat	Rutile Anatase Brookite Titanite	Staurotide Disthène Chloritoïde	Epidote	Amphibole					
Terre végétale 30 cm.....	30	2 61 8	13 1 1 1	3 2 1	5	1					
Limon brun 200 cm.....	27	1 59 4	24 . . 1	1 1 .	2	1					
Calcaire décomposé 60 cm.....	53	4 86 2	6 . . 2	. . .	. . .	. . .					
Calcaire blanc (ass. de Kunrade)	38	1 84 .	13 1 1 .	. . .	. . .	. . .					
Roche mère .....											

Il est évident que le limon brun ne peut pas provenir uniquement de l'altération du sous-sol, et plus spécialement, la désagrégation du calcaire ne peut expliquer le teneur en grenat et en épidote du limon. Le profil ne peut donc pas être autochtone. Les corrélations régionales des assemblages minéralo-détritiques dans cette partie des Pays-Bas nous apprennent, pour autant qu'on les connaisse, que cette contamination partielle du profil ne peut être due qu'à du loess.

#### 4. — Les éléments rares dans le sol.

Lorsqu'on a réussi, à l'aide de l'examen microscopique ou de quelque autre méthode, à acquérir une vue d'ensemble sur la composition des parties intégrantes originelles, il n'est en général pas encore possible d'en tirer une conclusion sur la manière selon laquelle *les éléments rares* ont été originellement liés dans le sol. Comme éléments rares il faut considérer tous les éléments sauf Mg, Fe, Ca, Na, K, Al, Si, P, Ti.

Les pédologues cependant ne tiennent guère compte que de Ca, K et P.

Les études géochimiques de Goldschmidt (26, 28) et d'autres ont montré que les éléments rares se présentent en général de trois manières :

1. Sous forme de substitution isomorphe à d'autres éléments plus courants dans des minéraux souvent très répandus (*camouflage*).

2. Comme partie intégrante de minéraux rares.

3. « Vagabondant » dans des réseaux où, au fond, ces éléments n'ont que faire.

Ceci nous explique que le rôle géochimique de chaque élément rare dépend en général de la possibilité de se nicher dans les réseaux de minéraux courants. Si cela est impossible, à cause d'une trop grande divergence des rayons atomiques par exemple, l'élément en question ne peut se cristalliser que lorsque la concentration est devenue suffisante pour permettre la formation indépendante de minéraux rares.

Il est aisé de voir que, contrairement à la théorie des dépôts de minerais, la première des trois éventualités énumérées ci-dessus est plus importante pour le sol que la

seconde. Il est en effet évident que les éléments rares qui se trouvent dans la biosphère, doivent avoir une grande étendue régionale pour que leur valeur de nourriture pour la biosphère puisse nous intéresser.

La pédologie s'intéresse donc surtout à l'extension des éléments rares *sous la forme de substitutions isomorphes à des éléments mieux connus dans des minéraux courants*, mais encore faut-il signaler, que, même pour des éléments peu rares, la présence en dissémination est très peu connue.

La géochimie du sol diffère en un point très important de celle des autres parties de la croûte terrestre. Cette différence réside dans le fait que la vie organique occasionne un *mouvement circulaire*, à la suite duquel une certaine quantité de matières minérales suit une sorte de roulement. Il y a des cas (51) où le mouvement circulaire est suffisamment connu, mais en général nous ne démêlerons guère les causes qui soustraient certains éléments au mouvement circulaire. Il appartient à l'avenir de voir se constituer une géochimie spéciale du sol.

Nous ne pouvons donc qu'indiquer quelques principes généraux, et là encore, nous devons nous en tenir à quelques points seulement (8, 11).

Primairement, les éléments Mn, Ni, Co se présentent comme substitutions isomorphes du Mg et du Fe en partie dans de l'olivine et en partie dans des pyroxènes et des amphiboles.

Dans les processus secondaires ces éléments suivent des cours tout à fait différents, comme le manganèse, qui, dans les processus à températures basses, se dissocie du magnésium et du fer pour former des minéraux propres, parmi lesquels nous trouvons le carbonate de manganèse et ses hydrates colloïdaux des oxydes. La théorie des gîtes minéraux nous apprend comment dans les processus d'altération le Co et le Ni accompagnent respectivement le Mn et le Fe.

Le rôle biochimique du manganèse est d'une importance reconnue pour des raisons empiriques surtout; Bertrand (5) a étudié dans son ensemble la répartition de Ni et de Co.

Les alcalis plus lourds comme le Rb et le Cs accompagnent le K dans les parties leucocrates des roches éruptives (29), mais leur réaction à l'altération et leur importance biochimique sont encore peu connues.

Ter Meulen (38, 39) a déterminé l'importance du Mo par l'analyse chimique, Bortels (9), lui, découvrit l'importance spéciale de cet élément pour l'azotobactère et par conséquent pour la distribution de l'azote dans le sol.

La géochimie a fixé également le rôle de l'As et du Sb dans la biosphère.

L'étude géochimique du Vanadium est assez compliquée vu qu'il se substitue isomorphiquement à l'Al et au P et peut donc se présenter dans beaucoup de minéraux.

On connaît encore peu le rôle physiologique du V. Ceci peut nous étonner si l'on considère que la géochimie révèle de façon non douteuse une concentration biochimique importante de cet élément. Des matières comme la cendre de charbon, l'asphalte, des ardoises bitumineuses, et encore quelques phosphates secondaires peuvent avoir une forte teneur en Vanadium. On pourrait même dire que le Vanadium, à côté du C, de l'O, de l'H, du N, du K, du P et du I, doit appartenir aux éléments les plus biophyles. Les données géochimiques motiveraient donc des recherches plus approfondies concernant le rôle biochimique du Vanadium.

Le simple fait que le Vanadium entre dans la composition de divers phosphates naturels primaires et organogènes nous permet de supposer qu'il doit se trouver en

quantités notables dans plusieurs engrais phosphatés usuels, et être ajouté au sol sans qu'on le remarque.

Les éléments Pb, Zn et Cu se reconnaissent facilement dans les cendres végétales. Les propriétés du Cu sont relativement connues et on se sert dans la pratique de ce métal comme arme contre certaines maladies des plantes.

Les halogènes occupent, géochimiquement parlant, une place entre les catégories 1 et 2 de la page 581.

L'apatite est le seul minéral communément répandu qui permet au F et au Cl de se cristalliser.

Quelques minéraux rares, comme la cancrinite et d'autres, indiquent déjà la position particulière de ces éléments. Le Cl échappe en grande partie à la cristallisation primaire et s'accumule dans l'eau de mer. Le Br suit le Cl, mais le F suit un chemin propre à cause de l'existence de la fluorine et de la régénérescence de l'apatite des phosphates organogènes. Rappelons l'importance du F pour le squelette animal (l'émail des dents).

L'I suit en partie le Cl, mais se trouve fortement fixé biochimiquement, phénomène que nous pouvons considérer comme universellement connu (26).

Le B appartient complètement à la seconde catégorie d'éléments et seule la tourmaline en contient de primairement cristallisé. Conformément à la répartition du B dans la nature (27), la grande majorité des roches éruptives a une très faible teneur en B. (0,001 %  $B_2O_3$ ). Par rapport avec les cas limités de cristallisation du B, sa concentration dans l'eau de mer et dans les sédiments marins (dans les argiles surtout) est très considérable. Au point de vue régional la répartition du B dans le sol est donc très irrégulière. Presque toutes les roches détritiques contiennent du B en petites quantités à l'état de tourmaline. L'existence d'un rapport entre le B de la tourmaline et la végétation a été prouvée par M<sup>lle</sup> Dr Löhnis, de Wageningen, à l'aide de cultures aqueuses auxquelles de la poudre de tourmaline avait été ajoutée (communication personnelle). Le rôle biochimique du B a été empiriquement démontré, et les fortes concentrations du  $B_2O_3$  dans certaines formations organiques peuvent en fournir la preuve.

Mais il nous semble maintenant avoir suffisamment éclairé le lecteur sur l'importance de l'étude des éléments rares dans le sol dans leurs rapports avec l'agriculture.

Tout ce terrain n'a encore guère été défriché, et il faut espérer que les géochimistes de l'avenir sauront s'y intéresser.

##### 5. — De la stabilité des minéraux constitutants du sol et des néoformations dans le sol.

Les réserves minérales du sol ne peuvent servir à la biosphère que pour autant que les minéraux qui constituent le sol se dissocient.

Niggli (30) nous a exposé comment, pendant un certain temps, on distinguait entre l'allération séculaire connue de tous les pétrographes et la désagrégation superficielle. Le premier de ces deux phénomènes donnerait des produits d'altération cristallins, alors que le second donnerait des matériaux colloïdaux. En dehors même de la question de savoir si les matières colloïdales sont ou ne sont pas cristallines dans le sens cristallographique du terme cette distinction s'est avérée superflue. La distinction réelle à faire est une conséquence de différences de possibilités de déplacement. Dans le sol ces possibilités sont beaucoup plus considérables que dans la roche compacte. Pour définir quelques-unes de ces notions caractéristiques, Harrassowitz (31) a utilisé quelques

termes difficilement traduisibles comme : « Frachtrest », « Nahfällung », « Fernfällung », qui désignent clairement ces déplacements et leurs conséquences. Cependant la nature des processus d'altération est la même, pour la désagrégation superficielle et pour l'altération séculaire, conformément à ce que la chimie physique faisait prévoir (30).

Nous pourrions nous servir, pour l'étude des processus d'altération dans le sol, des résultats et de l'expérience que la pétrographie a acquis dans le domaine de la stabilité des minéraux et de leur altération séculaire.

Nous empruntons à Niggli (30) le résumé suivant de l'altérabilité des minéraux des roches les plus importantes :

*Sont très résistants* : la séricite, la muscovite et beaucoup de composantes des roches métamorphiques. Les micas clairs ne fournissent que très superficiellement un peu d'alcalis. Les minerais de fer peuvent se limonitiser légèrement.

*Ne sont guère transformables que par l'action de l'acide sulfurique (fourni par la pyrite)* : le talc, la chlorite, l'épidote, le grenat, et la biotite fraîche.

*Sont résistants à l'altération mais attaqués par des solutions alcalines ou à leur tour en CO<sub>2</sub>* : les pyroxènes, les amphiboles, les feldspaths (le plagioclase riche en Ca est un peu plus facilement attaqué que les feldspaths alcalins), et le quartz.

*Sont peu résistants à l'altération* : la biotite non-fraîche, les feldspathoïdes, l'olivine, la serpentine, le kaolin et les verres d'effusion basiques.

*Se dissolvent assez facilement* : la calcite, la dolomie, le gypse et l'anhydrite.

La mesure d'altération des minéraux n'est cependant pas constante dans des circonstances extérieures données.

Parmi les profils d'altération que Gschwind (30) a étudiés chimiquement et minéralogiquement, on trouve par exemple des cas où l'orthose se désagrège plus facilement que la plagioclase, ainsi que des cas du contraire. *Les antécédents des minéraux* y jouent un rôle important. En effet, une orthose déjà séculairement séricitisée dans la roche originelle s'altère autrement qu'une orthose fraîche, et un plagioclase saussuritisé dégagera moins aisément du sodium qu'un plagioclase non encore altéré. Les mêmes expériences ont été faites sur les composants mélanocrates; l'altérabilité y a tout aussi peu une valeur constante.

La composition de la solution du sol joue un rôle très important dans l'altération des minéraux. La température et le pH sont loin d'être les seuls facteurs déterminants. C'est un fait avéré que des acides différents, même s'ils sont d'une concentration égale et d'une même force, attaquent différemment les minéraux. *Des solutions salines* peuvent cependant avoir aussi des influences très diverses sur un minéral déterminé. Beyer (6) a déjà publié des données à ce sujet.

Il est évident que *les engraisements*, eux aussi, peuvent accélérer ou ralentir l'altération de certains minéraux, surtout si l'on considère qu'ils peuvent provoquer temporairement de très fortes concentrations salines.

On peut également supposer que la façon si différente dont les divers types de sol consomment l'humus doit avoir une influence considérable sur l'altération.

Dans les cas où l'humus se trouve être consommé rapidement et en entier, comme cela se produit dans divers sols tropiques, les composants inorganiques des débris végétaux se libèrent en peu de temps et sous une forme d'habitude facilement soluble. Il est probable qu'alors ils donneront lieu à leur tour à des changements de concentration temporaires mais considérables. Dans les cas contraires, où les matériaux organiques se consomment lentement, les anions humatiques peuvent se présenter en concentrations considérables.



L'altération ne saurait en aucun cas être considérée comme étant uniquement la fonction du pH; celui-ci n'est qu'une des concentrations d'ions qui jouent un rôle dans ce processus.

Une des questions les plus importantes que pose l'altération est celle-ci : *Quels sont les produits qui naissent dans le sol lors de la transformation chimique des minéraux composants?*

Pour pouvoir nettement poser ce problème, il faut nous arrêter un instant à quelques principes fondamentaux concernant la nature de l'état solide. Les atomes ne peuvent se trouver en état stable que dans deux arrangements, qui sont : l'un l'état *cristallin*, caractérisé par une disposition régulière des atomes en réseaux, l'autre l'état *amorphe*, où les atomes ou groupes d'atomes remplissent un espace déterminé en disposition irrégulière. A l'état cristallin la disposition est triplement périodique, à l'état amorphe elle est apériodique; le désordre nous mène statiquement à l'équivalence, de toutes les directions. L'état vitreux est caractéristique de l'état amorphe. Cet état peut aussi être comparé à l'état liquide où l'agencement des atomes ou groupes d'atomes les uns par rapport aux autres est aussi arbitraire. L'état amorphe est instable par rapport à l'état cristallin vers lequel il tend toujours.

En vertu de ce qui précède, les composants minéraux du sol s'y trouvent toujours à l'état cristallin ou amorphe, s'il ne s'y trouvent pas sous forme de solution ou d'adsorption.

Par conséquent, lorsqu'il est question d'un gel de  $\text{SiO}_2$ , on entend par là que les atomes de Si et de O se trouvent en réseaux de quartz ou bien y tendent. Les symptômes de vieillissements non réversibles des gels indiquent sinon la croissance de réseaux déjà existants, du moins indubitablement la formation de ces réseaux.

Le gel de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  des pédochimistes ne se conduit guère autrement; toutefois ici nous ne sommes pas certains dès l'abord si nous avons affaire à des réseaux de diaspore ( $\text{AlO-OH}$ ) ou de gibbsite ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ). C'est ce dernier cas qui nous paraît le plus probable.

Le gel aluminosilicique ou gel mixte des pédochimistes devrait donc être formé d'un mélange de réseaux d' $\text{Al}(\text{OH})_2$  et de  $\text{SiO}_2$  en proportions variables. Dans la littérature nous ne trouvons nulle part exposé nettement si ce gel mixte est véritablement un mélange de cette espèce, ou bien si les réseaux déjà existants ou en formation contiennent des atomes de Si à côté d'atomes d'Al, et sont en fait déjà un composé d'aluminium et d'acide silicique ou bien un mélange de composés de cette sorte.

En corrélation avec les façons si diverses dont se comportent des gels préparés de différentes façons, il paraîtrait utile d'appliquer à cette question des définitions plus exactes.

Wiegner (57) et ses collaborateurs ont soutenu durant ces dernières dizaines d'années l'importance de ce gel mixte et de ses fonctions dans le dynamique du sol. Cependant une réaction contre ces théories a commencé tout récemment à se faire jour (58).

L'on peut se poser maintenant la question de savoir si, au point de vue minéralogique, ceci peut se soutenir toujours, ou en quelques cas particuliers seulement. Au point de vue de la géochimie il n'y a point d'inconvénient à admettre la stabilité des réseaux de quartz et de gibbsite dans les conditions caractéristiques pour plusieurs des sols arables. Mais cela ne signifie pas qu'en des circonstances déterminées d'autres types de réseaux ne pourraient être stables, ne pourraient éviter les transformations chimiques ou ne pourraient être formées de nouveau.

Pour pouvoir obtenir quelque certitude sur ce point il nous faut englober aussi les

*argiles* dans le problème de l'altération chimique. En effet, nous pouvons considérer les argiles comme devant contenir des matières solides issues par transformation chimique des matériaux composant les roches originelles. Les argiles se composent donc de matériaux qui, ou bien ont été reformés, ou bien n'ont jamais été transformés, mais qui doivent en tous cas être plus ou moins stables. Les composantes de ces argiles nous fournissent donc des renseignements sur la stabilité de certains réseaux atomiques et les possibilités de reconstruction de ceux-ci dans des conditions comparables à celles du sol.

Jadis on estimait que les argiles étaient composées surtout de kaolin. Cette opinion était basée sur des argiles typiquement réfractaires au feu, qui se composent en effet de kaolin pur. On n'ignorait pas qu'il existait des argiles présentant des propriétés différentes, mais on expliquait celles-ci au moyen de la notion vague de « souillure ». Ce système de considérer les argiles comme du kaolin impur a subsisté jusqu'à nos jours.

Il faut commencer par reconnaître que beaucoup d'argiles contiennent du kaolin, mais le teneur en kaolin donne souvent lieu à des idées exagérées. Ceci provient en partie de la méthode suivant laquelle on a l'habitude de calculer les analyses chimiques. Le surplus d'Al si caractéristique pour les sédiments et particulièrement pour les argiles, est d'habitude considéré sans plus comme une preuve de la présence de kaolin. L'erreur principale de cette méthode tient au potassium, qui, en fait, peut se présenter sous forme plus ou moins stable dans la séricite, et rendre ainsi nécessaire le calcul de l'Al sur la base de  $K_2O : Al_2O_3 = 1 : 3$ . Si on calcule les analyses des argiles de cette manière, il apparaît dans beaucoup de cas qu'il ne reste plus de  $Al_2O_3$  à faire figurer sous forme de kaolin ou de  $Al(OH)_3$ .

Le Mg, lui aussi, peut, sous forme de chlorite par exemple, fixer des quantités considérables d' $Al_2O_3$ , sans que cela apparaisse dans le calcul habituel. Si on veut prouver la présence de kaolin au moyen d'une analyse chimique, on doit tenir compte des réserves mentionnées ci-dessus.

L'hypothèse qui met le *kaolin* à la base de toutes les argiles, se retrouve sous une forme modernisée chez van Bemmelen et Linck. Van Bemmelen (3) considère les argiles comme étant un mélange :

1° Du silicate d'altération A; soluble dans du HCl conformément à un précepte spécial. Cette partie des argiles est censée correspondre au gel alumino-silicique des pédochimistes ultérieurs. Ce gel est supposé être le porteur des processus d'adsorption.

2° Du silicate d'altération B; soluble dans du  $H_2SO_4$  conformément à un précepte spécial. Cette partie des argiles serait formée de kaolin, et serait inactive à l'égard de l'échange de bases.

3° Des autres matières composantes (squelette).

Linck (36, 40, 41) et ses élèves considèrent, eux aussi, les argiles comme mélange de kaolin et d'une combinaison adsorptive du genre du gel alumino-silicique (l'allopène). Cette dernière composante rendrait en même temps possible l'échange de bases.

En face de ce système nous trouvons la *théorie des zéolithes*, basée sur le parallélisme des symptômes d'adsorption des zéolithes en tant que minéraux, et de ceux du sol.

Cette théorie, qui à l'heure présente n'est plus guère défendue que par Ganszen (25) et ses collaborateurs, a donné lieu à la dénomination de « zéolithes du sol ». La plupart des investigateurs ont abandonné cette théorie, parce qu'on n'a réussi à trouver de zéolithes ni dans les argiles ni dans les sols. L'examen radiographique lui-même n'en a

jamais pu révéler la présence. Cernescu (14) a démontré en outre que les symptômes d'adsorption des zéolithes et des argiles ne présentent que peu de ressemblances. Dans les zéolithes l'échange de bases est lié aux canaux que jadis déjà l'on croyait devoir attribuer à ces minéraux, et dont l'existence a été confirmée par l'examen des structures cristallines (*surface interne*). Ces canaux sont si étroits, que les gros cations organiques

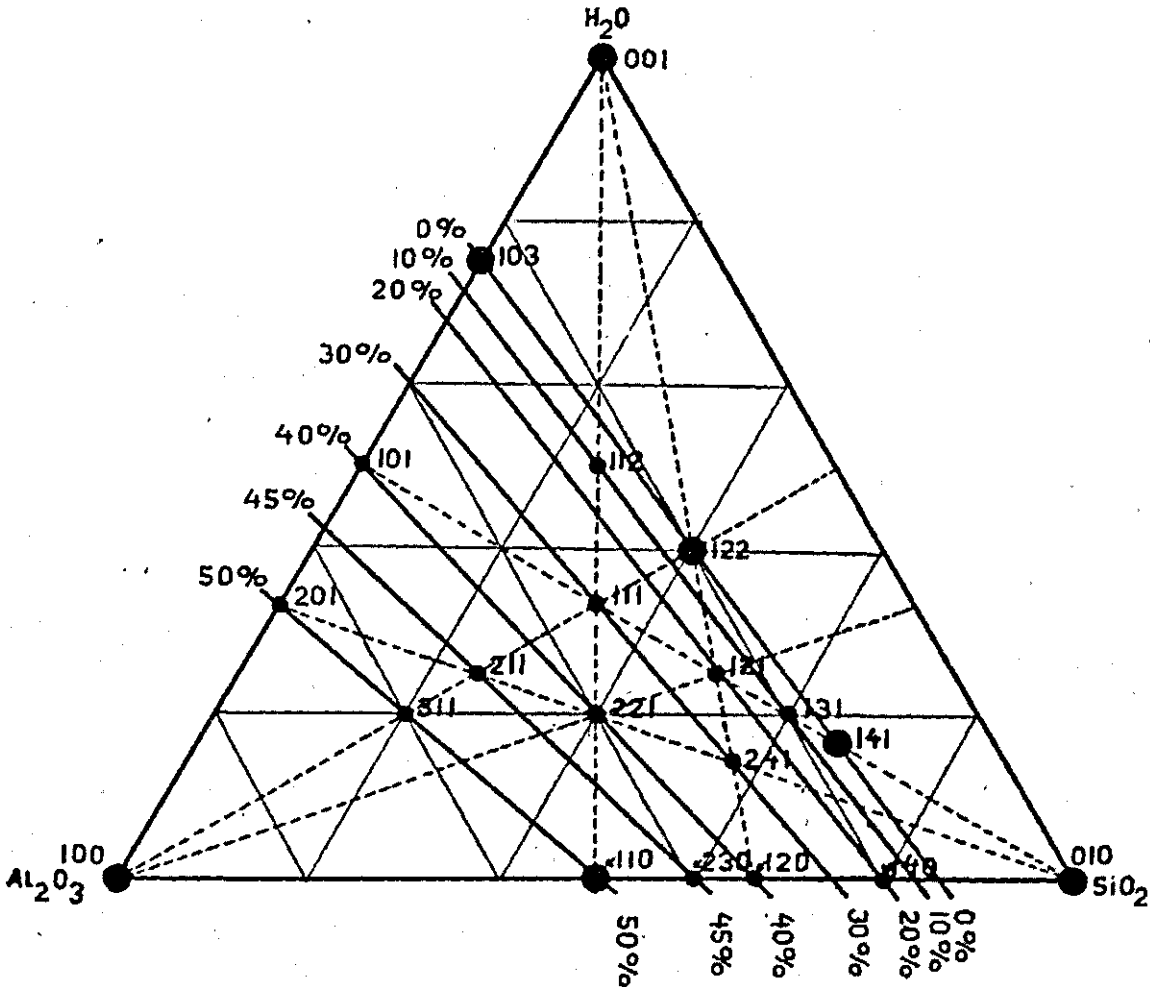


FIG. 1. — Fraction de l'aluminium en position tétravalente en pourcents de l'aluminium total dans le système  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , présumé un réseau du type  $(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5$ . Une quantité d'eau supérieure à celle qui représente les groupes hydroxyles devrait être présente sous une forme différente. 103, Hydrargillite; 122, Kaolin; 141, Pyrophyllite.

dont Cernescu se servait dans ces expériences ne pouvaient y pénétrer, alors qu'avec les argiles examinées un échange normal d'autres cations s'opérait (*surface externe*). De même la rapidité avec laquelle l'équilibre d'échange s'établit, sensiblement plus grande chez la plupart des argiles que chez les corps à surface interne, présente une différence considérable. Les permutes se comportent d'habitude comme des zéolithes (56). Grâce à ces recherches le vieux problème des zéolithes peut être considéré comme résolu : les zéolithes ne se présentent pas en quantités notables et ne peuvent donc être responsables de l'échange de bases.

Cependant il est curieux, qu'au moment où la majorité des investigateurs a fini

par tomber d'accord sur les zéolithes, Gschwind (30) a trouvé les premiers minéraux d'apparence zéolithique dans un profil d'altération, quoi qu'à titre d'exception.

Les auteurs modernes attachent encore de l'importance à des minéraux du type de la *montmorillonite*, qui constituent les composants principaux des bentonites. De même que pour le kaolin, il est à priori possible que ces minéraux ou des minéraux analogues soient représentés dans des argiles et des sols.

Il faut relever que la composition chimique des minéraux de cette espèce n'est pas encore très bien connue. Plusieurs savants, parmi lesquels Endell c. s. (33) ont l'habitude d'écrire  $\text{Al}_2\text{O}_3, 4\text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}, n\text{H}_2\text{O}$ , mais la teneur en bases est si forte que d'autres écrivent la formule ainsi :  $(\text{Mg}, \text{Ca}) \text{O}, \text{Al}_2\text{O}_3, 4\text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}, n\text{H}_2\text{O}$ , ou bien  $(\text{Mg}, \text{Ca}) \text{O}, \text{Al}_2\text{O}_3, 5\text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}, n\text{H}_2\text{O}$ .

Cependant, les symptômes d'adsorption, qui donnent aux bentonites leur importance économique, y paraissent suivre un ordre plus ou moins différent de celui de la plupart des autres argiles. Ces minéraux ont aussi en effet une surface interne, qui, selon la détermination de leur structure par Hofmann c. s. (33), ne dépend pas de la présence de canaux.

En outre, comme nous l'avons déjà relevé, beaucoup d'argiles ne présentent pas de surface interne, et, par conséquent, dans ces argiles, le rôle de minéraux du type de la *montmorillonite* ne peut guère être important.

Durant la dernière dizaine d'années l'*examen microscopique des argiles* a fait des progrès considérables. Goldschmidt et ses collaborateurs (43) en ont posé les fondements avec leur étude d'un très grand nombre d'argiles quaternaires norvégiennes. Schlüntz (44), un des collaborateurs de Correns, examina de la même manière quelques argiles allemandes. F. A. van Baren (1) examina des argiles hollandaises d'après la même méthode. De ces diverses recherches il ressort qu'à une diminution progressive des dimensions des grains dans les sédiments correspond un déplacement quantitatif graduel dans leur composition minéralogique. Le quartz, qui constitue la composante de beaucoup la plus importante dans les fractions à gros grains, voit son rôle s'amoinrir par rapport à celui des feldspaths dans les fractions plus fines. Ces deux minéraux enfin, cèdent le pas aux composantes d'apparence écaillée, la séricite surtout et la chlorite. Ce déplacement quantitatif se manifeste aussi dans les analyses chimiques des diverses fractions granuleuses.

L'examen microscopique n'est plus possible pour des dimensions inférieures à  $1 \mu$ , mais la composition chimique de ces fractions les plus fines comparée à celles des fractions plus grossières, fait présumer la continuation de ce déplacement quantitatif, à savoir la diminution du quartz et des feldspaths, et l'augmentation des composants de forme écaillée.

L'examen radiographique, lui aussi, révèle la présence de ces minéraux dans les fractions fines. Il n'y a donc pas lieu de supposer une différence fondamentale entre la composition minéralogique des fractions argileuses fines et celle des fractions plus grossières.

Clausen (15) trouva de même surtout du quartz et de la séricite, et Volk (54, 55) réussit à démontrer que la séricite peut se former dans le sol.

Il paraît donc que beaucoup d'argiles doivent se composer en majeure partie de quartz et de séricite. La composition exacte de cette séricite est encore inconnue, mais la littérature minéralogique nous apprend que la séricite des roches présente une teneur en K très variable, et contient souvent du Mg.

Les nouvelles idées touchant l'*isomorphisme des silicates* ont aussi de l'importance pour cette question.

Les hypothèses développées par Bragg (10) ont permis l'explication de l'*isomorphisme* (jadis si difficile à comprendre) à l'intérieur de certains groupes de silicates, au moyen d'un remplacement de Si par de l'Al, dans lequel la valence libérée serait satisfaite d'une autre manière.

Cette propriété des silicates entraîne le fait que le rapport entre le Si et l'Al n'est pas nécessairement constant ni rationnel; il en est de même pour la séricite.

L'examen structural de minéraux comme l'hydrargillite, la brucite, le kaolin et le mica, a démontré qu'il existe des parallélismes très avancés entre les structures de leurs réseaux respectifs. Les distances interatomiques dans les réseaux d'hydrargillite et de kaolin présentent des différences si minimes, et, par ailleurs encore, leurs structures sont si proches l'une de l'autre, que l'on peut, comme le dit Bragg, les enter aisément l'un sur l'autre. On considère généralement que les chlorites sont construites en couches présentant alternativement le type de la brucite et celui du mica. Le rapport étroit entre tous ces minéraux à habitus micacé suggère la possibilité d'existence de certains isomorphismes importants. Il ne paraît pas du tout impossible que, conformément à ceci, les argiles soient justement caractérisées par la présence de ces cristaux mixtes si compliquées.

L'industrie céramique nous a donné l'habitude de considérer le rapport  $Al_2O_3 : SiO_2$  comme étant un facteur très important dans les argiles. Ce rapport peut être modifié arbitrairement par l'adjonction de quartz (22). Mais ce sont les nouvelles théories de Bragg qui ont le plus battu en brèche cette appréciation, aussi n'est-elle plus utilisable comme base d'une classification minéralogique des argiles. Généralement on n'attribue en outre que très peu d'importance au rôle des bases comme le K et Mg, alors que ceux-ci doivent justement être considérés comme étant d'une très grande importance pour la caractérisation minéralogique des argiles.

Il ressort de ce qui précède que, dans les argiles, nous trouvons des minéraux et des groupes de minéraux très différents, parmi lesquels beaucoup sont encore très difficiles à définir. Nous pouvons en somme nous permettre de dire, en résumé, que les argiles sont principalement caractérisées par la présence de minéraux micacés à structure imbriquée. Cela veut dire en cristallogénie que les minéraux des argiles ont comme base le groupe  $(Si, Al)_2O_3$ . L'étroite parenté de ces composantes entre elles est la cause des difficultés que présente leur étude. La détermination radiographique n'est pas encore suffisamment au point pour vaincre ces obstacles. La détermination microscopique des fractions de dimensions supérieures à  $1 \mu$  ne fournit pas davantage de données satisfaisantes pour établir des distinctions à l'intérieur de certains groupes, comme la séricite par exemple, et il en est de même pour les courbes de déshydratation.

Les minéraux composant les argiles ne se trouvent en général pas dans les roches mêmes, à l'exception de la muscovite. Ces minéraux se sont donc constitués pendant ou après l'altération. Mais cela signifie aussi que leurs limites de stabilité peuvent fort bien tomber à portée des circonstances qui apparaissent au cours des processus dans le sol. Il est donc nécessaire de tenir compte de la genèse de ces produits micacés dans la formation du sol.

La pédologie moderne qui, il y a quelques années encore, tablait surtout sur la théorie des gels mixtes, est en train d'évoluer sous l'influence du caractère indéniable-

ment cristallin de beaucoup d'argiles (42) et devra accepter les conséquences de la présence de composants micacés dans les argiles et dans les sols.

On ne peut encore rien dire des *conditions de formation* de tel ou tel réseau. On ne peut même pas encore répondre définitivement à la question pourtant si simple de savoir quand a lieu la kaolinitisation et quand la séricitisation des feldspaths. Harrasowitz (31) pense que le kaolin ne peut se former que dans un milieu neutre ou alcalin, mais l'unanimité n'a pas encore été obtenue sur ce point. Dittler (16), lui, pense par contre que c'est justement un milieu acide qui est nécessaire pour la formation du kaolin.

En nous référant à nos considérations des pages précédentes, nous sommes d'avis que la concentration du Potassium doit exercer une influence dans ce cas.

On ne sait encore que très peu de chose des matières issues par réminéralisation des matières organiques. La solution de ce problème si intéressant appartient à l'avenir.

Revenons encore un instant à l'*analyse chimique du sol*, et l'importance qu'il faut lui attribuer pour la connaissance de la composition minéralogique.

La présence simultanée de composants originels et de formations allothigènes rend évidemment plus difficile l'évaluation des résultats de l'analyse, ce qui motive le peu d'application de l'analyse totale en pédologie. Gschwind (30) a cependant prouvé irréfutablement qu'il est parfaitement possible d'utiliser des analyses de cette dernière espèce, mais à condition de les faire accompagner d'une minutieuse analyse microscopique. Seule la combinaison des deux méthodes garantit un résultat pratiquement utile et fournit les données requises sur les changements matériels causés par l'altération.

En pédologie l'*analyse rationnelle* jouit d'une popularité beaucoup plus considérable, et il existe de nombreux préceptes (45), qui, chacun, prétendent, être le seul bon.

A l'origine, on avait espéré que l'analyse rationnelle répondrait à la question de savoir comment était composé le complexe d'altération déjà souvent mentionné : la combinaison d'adsorption d'Al et de Si, que l'on estime devoir être présente dans divers sols.

Peu à peu on s'est aperçu que cet espoir était vain.

Si l'on choisit une solution acide trop faible, une température trop peu élevée ou une période d'action corrodante trop courte, les produits de l'altération ne se dissolvent pas complètement. Prend-on un acide plus violent, une température plus haute ou un temps plus long, les composantes originelles se trouvent impitoyablement attaquées aussi.

L'analyse rationnelle par les acides est donc inutilisable pour définir ce qu'on appelle le complexe d'altération. Il en est de même pour l'attaque basique, mais cela n'empêche en rien sur l'utilité de l'extrait acide pour la détermination et la comparaison de divers sols. Cependant les chiffres, de quelque manière qu'on les ait obtenus, n'ont pas de valeur absolue.

Il n'y a donc qu'une seule possibilité d'application de l'analyse chimique aux symptômes d'altération, c'est la combinaison de l'analyse totale et de l'examen microscopique, telle que Niggli (30) l'a préconisée.

#### 6. — Le pouvoir absorbant du sol et sa composition minéralogique.

D'après ce qui précède nous devons attribuer aux minéraux des fractions fines, une valeur supérieure à celle qu'on leur attribuait jusqu'à présent, mais la question

se pose immédiatement de savoir si cela suffit pour expliquer de façon satisfaisante l'échange de bases du sol.

On sait pourtant depuis longtemps qu'à part les zéolithes, certains minéraux sont capables d'absorber des bases et d'autres ne le sont pas (35).

Tout récemment van der Meulen (37) a recueilli des données sur ce sujet en y ajoutant quelques observations personnelles. Il ressort de ces données empiriques que seuls sont suffisamment absorbants, les minéraux qui contiennent de l'Al avec un *nombre de coordination 4*, c'est-à-dire qu'un pouvoir suffisant d'échange de bases ne se retrouve que dans les *silicates qui contiennent de l'Al remplaçant le Si dans les réseaux cristallins*.

Au point de vue de l'échange de bases, des minéraux comme le quartz, la limonite, le kaolin et l'hydrargillite n'entrent pas en ligne de compte. Mais parmi les minéraux dont il a été question au paragraphe précédent, il en est plusieurs que nous pouvons estimer contribuer à l'échange de bases dans le sol. Ceci s'applique surtout à la séricite et aux minéraux qui en sont proches, et qui contiennent tous de l'Al avec un nombre de coordination 4.

Il faut remarquer qu'il existe des minéraux capables d'échange de bases, mais sans posséder du Al dans leur construction tétraédrique, comme nous le montre leur structure cristalline. Ce sont la Montmorillonite (33) et l'Halloysite<sup>1</sup>.

L'échange de bases de ce dernier minéral fut examiné par Roborgh<sup>2</sup>.

Il n'est cependant pas encore possible de dire dès maintenant avec certitude quelle est la caractéristique du réseau cristallin qui occasionne l'échange basique dans ces deux cas.

Mais le fait d'avoir empiriquement démontré le pouvoir adsorbant d'un certain nombre de minéraux dont la présence dans des sols a été prouvée, nous mène à la conclusion que *les phénomènes d'adsorption par les minéraux devront servir de point de départ à l'étude des phénomènes d'adsorption dans le sol*.

## 7. — Les propriétés physique du sol et sa composition minéralogique.

En jugeant les propriétés physiques du sol on a l'habitude de prendre comme point de départ la composition mécanique. Les recherches d'Atterberg et de Tamm (49) au sujet de la tenue de poudres minérales d'une certaine dimension de grain, ont démontré que, vis-à-vis de l'eau par exemple, elles se conduisent d'une façon totalement différente. La poudre la plus fine de quartz ou de feldspath ne fournit pas en combinaison avec de l'eau une masse plastique, alors que le mica, lui, se prête au mélange. La poudre de granite s'y prête aussi à cause de sa teneur en mica.

Le pouvoir des argiles bentonitiques d'enfler au contact de l'eau doit provoquer des structures de sol que l'on ne peut pas davantage s'expliquer uniquement à l'aide de l'analyse granulaire.

Ces observations, malheureusement encore si peu nombreuses, nous montrent clairement que *les propriétés physiques du sol ne dépendent pas seulement de la dimension des grains, mais aussi de la nature des matériaux dont le sol est composé*.

Ces propriétés physiques, elles aussi, ne pourront être comprises complètement que lorsqu'une connaissance suffisamment étendue se sera développée des propriétés des minéraux qui composent ce sol. Plus spécialement la distinction entre limon et

1. MEHREL, M. Über die Struktur von Halloysit und Metahalloysit. *Zs-Krist.* A 90. 1935, p. 35.

2. ROBORGH, R. H. J. A study on the nature of Clay. Diss. Wageningen, 1935.

argile qui, selon les contrées et selon les intéressés, est basée sur des critères les plus variés, sera fortement influencée par la composition minéralogique du sol.

#### 8. — La fertilité du sol et sa composition minéralogique.

De toutes les propriétés du sol, la fertilité est bien la qualité maîtresse. Il est évident qu'un sol ne saurait être fertile que s'il ne contient que trop peu de matières nutritives pour la végétation, ou s'il n'en produit pas assez. La fertilité est donc en rapport étroit avec la nature et la situation des minéraux dont le sol est formé (47).

Il existe une foule de méthodes, tant chimiques que biologiques, inventées pour déterminer la quantité des bases disponibles pour la végétation. En admettant qu'une de ces méthodes atteigne le but désiré, l'on n'en saurait pas davantage jusqu'où le sol serait en état de suppléer aux bases consommées par une altération continue. Seul, l'examen minéralogique du sol peut répondre à la question de savoir si, à la longue, la production de matières minérales sera suffisante. Il existe une littérature abondante sur les rapports entre la fertilité du sol et sa composition minéralogique (1).

Ces données éparses ne laissent aucun doute quant au rapport qui existe entre la richesse primordiale du sol en matières minérales et sa fertilité.

Dans l'introduction de cette étude, je définissais le but de l'examen minéralogique du sol par : « la recherche des relations matérielles entre la lithosphère et la biosphère ». La détermination de la fertilité du sol pourrait être considérée comme une des principales applications de ces relations. En conséquence, ce sont des données sur la fertilité du sol qu'on a spécialement cherché à obtenir par la majeure partie des tentatives entreprises pour faire aboutir l'étude minéralogique du sol à des résultats pratiques

#### 9. — Les résultats pratiques de l'étude minéralogique du sol aux Pays-Bas et aux Indes Néerlandaises.

Aux Pays-Bas, la minéralogie agrogéologique est encore toute jeune. Vu que le sol néerlandais se compose presque uniquement de sédiments récents, il a fallu d'abord faire une étude sédimento-pétrographique pour pouvoir établir des données générales concernant les assemblages minéralo-détritiques originels, et pour grouper les sables et les argiles intéressés.

Pour ce qui est des fractions sableuses, cette vue d'ensemble a été obtenue au cours de ces dernières années (19, 20, 1). F. A. van Baren fit une étude des minéraux à potassium dans les sables, et spécialement des feldspaths. On connaît maintenant dans les grandes lignes la distribution des feldspaths, tant quant à leur nature que quant à leur quantité. Mais on n'en est pas encore arrivé à un rapport exact entre la composition des sols sableux et leur fertilité.

Au sujet des argiles, qui sont en somme les fractions les plus fines du sol, on n'a fait jusqu'à présent que des recherches globales d'orientation, et on est donc encore loin d'un groupement. Cependant, on a pu établir avec certitude que les argiles du Rhin et celles de la Meuse sont d'une composition très différente. Les argiles meusiennes sont composées surtout de quartz et de séricite, alors que les feldspaths, par exemple, sont absents. Les argiles du Rhin par contre contiennent à côté du quartz et de la séricite, des quantités considérables de feldspath et de biotite blanchie.

Cette différence pétrographique est en corrélation étroite avec les expériences agri-



coles concernant la fertilité de ces dépôts fluviaux récents. L'argile du Rhin passe pour être beaucoup plus fertile que celle de la Meuse, ce qui se manifeste sous la forme d'exigences très différentes en fait d'engrais potassiques. Cette corrélation nous a évidemment menés à la conclusion que *la composition primaire différente de ces deux types d'argile est la cause de leur différence de fertilité* (1). Dans un prochain avenir nos recherches engloberont aussi les minéraux contenant du phosphore, alors que l'étude régionale des sols argileux néerlandais a déjà été entamée à Wageningen.

Aux *Indes Néerlandaises*, l'intérêt porté à la minéralogie agrogéologique a été plus grand que dans les Pays-Bas, et peut-être même plus grand que dans n'importe quel autre pays. A l'Institut Agrogéologique de Buitenzorg (Java), les docteurs E. C. J. Mohr et J. Th. White ont dirigé des recherches minéralogiques très étendues.

Ces recherches ont eu le double but, que voici :

- 1° d'établir un critère de réserve de matières minérales, et
- 2° de servir de moyen d'identification de certains types de sol.

*Ad. 1.* — Ce critère est utile et nécessaire parce qu'on trouve voisiner des sols de provenance identique, mais ayant atteint des degrés de développement tout à fait différents. L'examen minéralogique doit donc, à côté d'autres méthodes, dire si la composition primaire du sol par rapport à son degré de développement garantit une réserve suffisante de matières minérales (*Étude de la fertilité du sol*).

*Ad. 2.* — L'examen minéralogique a été utilisé également pour la cartographie pédologique de Java. Au cours de ce travail on a tâché de grouper le mieux possible les sols présentant des propriétés identiques pour les figurer sur la carte. La composition minéralogique est une des propriétés qui, jusqu'à un certain point, doit être constante pour caractériser tel ou tel type de sol. Cette composition est donc un des critères à l'aide desquels on peut comparer les divers sols entre eux. Malheureusement le retard considérable qu'ont éprouvé les publications de l'Institut de Buitenzorg fait que très peu de données ont été publiées jusqu'à présent, ce qui nous empêche de nous y référer.

Attendu que les études empiriques faites dans ce laboratoire ne se rapportent qu'aux fractions  $> 50 \mu$ , les questions fondamentales concernant les altérations matérielles à l'intérieur du sol n'ont été encore que peu examinées. On n'y a pas encore appliqué les méthodes d'examen modernes des fractions fines. La solution des problèmes qui s'y rapportent appartient donc à l'avenir.

L'examen minéralogique des sols de Déli (Sumatra) producteurs de tabac, valut un succès remarquable à Druif (17, 18). Les différences locales considérables dans la qualité du produit n'avaient jamais pu être classées autrefois en dépit d'un examen approfondi du sol. Druif en releva la concordance avec la répartition de certains dépôts meubles, volcaniques surtout, qu'il réussit à délimiter séparément à l'examen minéralogique, et à porter sur la carte. Rien ne nous dit que cette différenciation n'eût pu être obtenue au moyen d'une autre méthode, mais toujours est-il que les méthodes d'examen minéralogique de Druif ont atteint le but désiré.

Il faut noter que si Druif a établi empiriquement la relation entre la composition du sol et la qualité de la récolte il ne l'a pas encore approfondie. Au cours de ces recherches encore, la composition minéralogique du sol n'avait été qu'un critère de la présence de certains types de sol, dont chacun se caractérisait par un ensemble de propriétés, qui devaient, en dernier lieu, déterminer les qualités du produit. Par conséquent, les relations matérielles entre la lithosphère et la biosphère dans le territoire de Déli sont encore complètement inconnues.

Tous ces exemples d'application pratique de la minéralogie agrogéologique nous montrent que du travail fructueux a été accompli dans ce domaine, et y pourra encore être accompli dans l'avenir. Il faut regretter que jusqu'à présent un nombre encore trop restreint d'investigateurs expérimentés ait seul eu l'occasion de travailler dans cette direction, surtout si on pense au grand nombre des chimistes chargés de faire des recherches pédologiques.

Il faut espérer dans l'intérêt de la pédologie elle-même, qu'il en sera autrement dans l'avenir, et que les minéralogistes qui s'attaqueront aux problèmes minéralogiques du sol, pourront aussi pénétrer dans le domaine si étendu de la pédologie pratique.

## BIBLIOGRAPHIE

1. BAREN, F. A. VAN. Het voorkomen en de betekenis van kali-houdende mineralen in Nederlandse gronden. Wageningen, 1934.
2. BAREN, J. VAN. Vergleichende mikroskopische, physikalische und chemische Untersuchungen von einem Kalkstein- und einem Löss-Bodenprofil aus den Niederlanden. *Med Landbouwhoogesch.* Wageningen Dl. 34, Verh. 7, 1930.
3. BEMMELIN, J. M. VAN. Die verschiedenen Arten der Verwitterung der Silikatgesteine in der Erdrinde. *Zs. f. Anorgan. Chem.* 66, 1910, p. 322.
4. BERTHOIS L. Note sur la pluie de boue du 28-29 novembre 1930. *Bull. Soc. Géol. et Min. Bretagne N. S. I.*, 1930-1931 (1934), p. 195-204.
5. BERTRAND, G. et M. MOKRAGNATZ. Sur la répartition du nickel et du cobalt dans les plantes. *Bull. Soc. chim. de France*, 4<sup>e</sup> série, 1930, p. 326.
6. BEYER, A. Über die Zersetzung des Feldspaths unter dem Einfluss von Salzlösungen und einigen anderen Agenzien. *Landw. Versuchsst.* 14, 1871, p. 314.
7. BLANCK, E. Die mediterran-Roterde (Terra Rossa). *Handb. der Bodenl.* Bd. III, 1930, p. 194-257.
8. BORESCH, K. Die anorganischen Bestandteile des Pflanzenkörpers. Honcamp, *Handb. der Pflanzenern. und Düg.*, Berlin, 1931, Bd. I, p. 180.
9. BORTELS, H. Molybdän als Katalysator bei der biologischen Stickstoffbindung. *Arch. f. Mikrobiologie*, I, 1930, p. 333.
10. BRAGG, W. L. The structure of silicates. 2d. Ed., Leipzig, 1932.
11. BRANDES, W. et A. GELLER. Seltene Elemente. *Zs. f. prakt. Geol.*, 41, 1933, p. 153-168.
12. CAMPEN, P. VAN. Samenstelling en eigenschappen van klei. *Chem. Weekblad*, 31, 1934, p. 617.
13. CAYEUX, L. Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. *Mem. Soc. Géol. Nord.* IV, N<sup>o</sup> 2, p. 1-589, 1897.
14. CERNESCU, N. C. Kationenumtausch und Struktur. *An. Inst. Géol. Rom.*, XVI, 1931.
15. CLAUSEN, H. Röntgenografiske Undersøgelser af danske Lerarter. *Medd. f. Dansk. Géol. For.*, 8, 1932, p. 167-174.
16. DITTLER, E. Chemisch-genetische Probleme der Ton- und Kaolinforschung. *Tonindustrie-Zeit.* Jg. 1932, N<sup>o</sup> 67, 71, 75.
17. DRUIF, J. H. De Bodem van Deli, I *Med. Deli Proefst. Medan*, 75, 1932.
18. DRUIF, J. H. De Bodem van Deli II. *Bull. Deli Proefst. Medan*, 32, 1934.
19. EDELMAN, C. H. en D. J. DOEGLAS. Bijdrage tot de Petrologie van het Nederlandsche Tertiair. *Verh. Geol. Mijnb. Gen. v. Ned. en Kol. Geol. Ser.* Bd. X, 1933, p. 1-38.
20. EDELMAN, C. H. Petrologische Provincies in het Nederlandsche Kwartair., Amsterdam, 1933.
21. EDELMAN, C. H. Mineralogische vraagstukken met betrekking tot den grond., Amsterdam, 1934. Aussi *Jaarb. Landbouwhoogesch.* Wageningen, 1934.
22. ENDELL, K., U. HOFMANN et D. WILM. Über Quarz- und glimmerhaltige Tone. *Sprechsaal*, 1934, N<sup>o</sup> 20-22.
23. FELLEBERG, TH. VON. Das Vorkommen, der Kreislauf und der Stoffwechsel des Jods. München, 1926.
24. FREE, E. E. and S. C. STUNTZ. Bibliography of eolian geology. *U. S. Dept. Agr. Bur. of Soils, Bull.*, 68, 1911.
25. GANS, R. Zeolithe und ähnliche Verbindungen, ihre Konstitution und Bedeutung für Technik und Landwirtschaft. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* Bd. 26, 1908, p. 179.
26. GOLDSCHMIDT, V. M. Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente I. *Videnskapselskapet Skrifter, I. Mat. Naturw. Klasse*, 1923, N<sup>o</sup> 3.
27. GOLDSCHMIDT, V. M. und Cl. Peters. Zur Geochemie des Bors I et II. *Nachr. Ges. d. Wiss. Goss, Math. Phys.* KI, 1932, p. 402-407, 528-545.

