

**L'ÉPIGÉNIE CALCAIRE DES ROCHES SILICATÉES
DANS LES ENCROÛTEMENTS CARBONATÉS EN PAYS SUBARIDE
ANTIATLAS, MAROC**

Georges MILLOT⁽¹⁾, Daniel NAHON⁽²⁾, Hélène PAQUET⁽¹⁾,
Alain RUELLAN⁽³⁾ et Yves TARDY⁽⁴⁾

RÉSUMÉ. — Plusieurs exemples d'encroûtements calcaires ont été étudiés en pays subaride, au Maroc du Sud, sur des roches cristallines, cristallophylliennes ou schisteuses, pauvres en calcium. Des figures de remplacement, à volume constant, des minéraux et des roches silicatées sont observées à toutes les échelles. Elles démontrent l'épigénie calcaire de surface. Les mécanismes géochimiques de cette épigénie sont recherchés, ainsi que l'origine du calcaire et le rôle de cet outil d'altération dans le façonnement des reliefs.

INTRODUCTION

Le Maroc du Sud, dans l'AntiAtlas occidental, a été choisi comme région subaride pour étudier les encroûtements et accumulations calcaires sur des roches cristallines, cristallophylliennes ou schisteuses dépourvues de calcium ou pauvres en cet élément. Dans les accumulations calcaires sont observées des figures singulières d'altération et d'épigénie des roches silicatées. On souhaite décrire les figures d'épigénie, envisager les mécanismes et examiner les conséquences de ce nouvel agent d'altération.

Cette étude ne concerne pas les calcaires lacustres, les travertins et les autres formes calcaires de surface, qui ressortissent à d'autres mécanismes que ceux de l'altération météorique et de la pédogenèse. De même, cette étude n'aborde pas l'important chapitre de la variation des encroûtements calcaires du Maroc avec l'âge des surfaces quaternaires. Un très grand nombre de travaux ont été faits sur la répartition des croûtes et encroûtements depuis le Villafranchien jusqu'au Quaternaire récent, avec une forte diminution de leur développement au long des temps. Une bibliographie récente de ces questions a été faite par RUELLAN (1970). Nous nous occuperons ici uniquement des figures des épigénies calcaires et de leurs mécanismes possibles.

Toute la géochimie de la surface nous montre que les minéraux des roches mères livrées aux agents météoriques sont fréquemment altérés. L'étymologie de ce terme veut dire strictement qu'ils sont transformés en « autre chose », le plus souvent en un minéral secondaire cristallisé. Il est fréquent que cette altération respecte les formes ou les structures des minéraux ou des roches altérées.

Quand le minéral secondaire tire l'essentiel de sa composition du minéral primaire ou de la roche primaire en conservant sa forme, on dit qu'il y a altération isovolume (MILLOT et BONIFAS, 1955) ou isostructurale. Par exemple un feldspath s'altère en gibbsite, une dolérite en pain d'épices (gibbsite et goethite). Quand le minéral secondaire

(1) Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface (CNRS), Institut de Géologie de l'Université Louis Pasteur, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex.

(2) Laboratoire de Sédimentologie continentale associé au CNRS, n° 132, Université d'Aix-Marseille III, 13397 Marseille Cedex 4.

(3) Ecole Nationale Supérieure Agronomique, Laboratoire de Science du Sol, 35042 Rennes Cedex.

(4) Laboratoire de Pédologie et Géochimie, Université Paul Sabatier, 38 rue des Trente-Six Ponts, 31078 Toulouse Cedex.



est, pour l'essentiel, d'une composition chimique différente de celle du minéral ou de la roche qu'il remplace, avec respect des volumes et des structures, on parle, par définition, d'épigénie. Ainsi, un quartz ou une orthose peut être épigénisée en calcaire, une olivine en oxyde de fer.

Pour démontrer qu'une altération est isovolume, *a fortiori* qu'elle est épigénique, il n'est pas d'autre moyen que de montrer que les volumes, le «cadre», sont permanents, même si la matière a changé. Ceci nécessite une étude géométrique. Toutes les figures géométriques, à toutes les échelles, sont utilisables dans ce but : figures et plans de sédimentation, fossiles, systèmes de diaclases, structures tectoniques, filons et schistosités, pour les roches, ainsi que : formes, arrangements, textures, alignements, macles, clivages et inclusions pour les minéraux. Ainsi peut se démontrer l'épigénie, par remplacement de matière, dans un volume conservé.

I – COUPE DES SCHISTES VERTS PRÉCAMBRIENS DE LA SÉRIE D'ANZI, A 30 KM DE TIZNIT

1. Situation

La route de Tiznit à Tafraoute pénètre, d'Ouest en Est, dans la boutonnière du Kerdous par la barre des grès cambriens d'Assaka. A 5 km avant le Souk el Arba de Tirhmi, elle traverse, par un radier, un petit oued bordé sur son flanc nord d'une coupe de 5 m de haut dans des schistes verts précambriens, d'origine volcano-sédimentaire, de la série d'Anzi (CHUBERT et FAURE-MURET, 1970). Cette coupe entaille le flanc aval d'un glacis d'érosion qui s'appuie sur une échine gréseuse.

2. Description de la coupe (Pl. I, 1)

a) La base de l'affleurement, à 5 m sous la surface, montre les schistes verts peu ou pas altérés, avec une schistosité orientée N 40 et inclinée de 10 à 20° sur la verticale, et un système de diaclases parallèles et perpendiculaires à la schistosité. Le calcaire n'est visible que sous forme de fines pellicules dans les diaclases.

b) Entre 5 m et 2 m de profondeur, se développe progressivement une accumulation calcaire qui a la forme d'une grille. Cette grille aurait ses barreaux verticaux et horizontaux formés de calcaire isolant des fenêtres de schistes verts. La première impression est celle d'un réseau de fissures, progressivement bâillantes de bas en haut, où la calcite serait introduite. L'examen attentif des faits montre qu'il n'en est rien (fig. 1).

— Si, à la base du profil, les joints et les diaclases sont fins et nets, chaque bord étant la réplique de l'autre, l'aspect des barreaux calcaires est tout différent. Ces barreaux sont irréguliers, leurs lisières n'ont aucune concordance, ils changent constamment d'épaisseur et de forme.

— Les fenêtres de schistes verts ne présentent aucune figure de déplacement. L'orientation de la schistosité reste la même et l'on peut suivre, d'une fenêtre à l'autre, les détails de la structure schisteuse, ce qui serait impossible si les fissures du schiste avaient bâillé, et ceci dans les trois directions de l'espace.

— Le réseau calcaire lui-même contient d'innombrables reliques de schistes verts, suspendus sans avoir perdu leur orientation. Parfois, ces reliques forment presque toute l'épaisseur du barreau, ce qui exclut qu'une fissure ait pu s'ouvrir pour permettre l'arrivée du calcaire.

L'interprétation est claire. Il ne s'agit pas de remplissage de diaclases ou de fissures ouvertes, mais de phénomènes de remplacement à partir des joints et des diaclases par où viennent les solutions. La géométrie de l'affleurement impose la permanence de la structure et du volume du massif rocheux. Chaque polyèdre de schistes, délimité par les diaclases, est remplacé, de sa surface vers son cœur, par la calcite.

c) Plus haut dans le profil, certains bancs de schistes verts, plus vulnérables, se résolvent ainsi progressivement en plaques de l'ordre du décimètre, puis en dominos émoussés, puis en petites reliques de quelques millimètres d'épais-

seur. Le tout reste suspendu dans la masse calcaire, avec maintien de l'orientation initiale. D'autres bancs se prolongent, beaucoup moins fragmentés, dans la croûte calcaire sus-jacente.

d) En effet, à partir de 80 cm de profondeur, jusqu'à la surface, se développe une croûte feuilletée semblable à celles qui ont été définies par RUELLAN (1970), dans son étude des encroûtements calcaires. Il y a alternance de deux types de feuilletés horizontaux. Les uns sont riches en morceaux de schistes ayant conservé leur orientation d'origine. Les autres sont pauvres en reliques de schistes, d'ailleurs désorientées : ce sont des remplissages de fissures horizontales. Il est saisissant de voir se combiner, dans cette croûte feuilletée, l'organisation en grille de la zone d'altération sous-jacente et la fissuration horizontale suivie de remplissage. Il y a interférence de la structure maillée de l'altération et de la structure feuilletée de la croûte.



Fig. 1 — Schistes verts de la série d'Anzi (30 km E de Tiznit). Epigénie calcaire en grille des schistes (S). L'orientation des fragments et de la schistosité est conservée. Les reliques conservées dans les faux filons de calcaire (C) n'ont pas tourné

3. Etude pétrographique

a) La roche mère

Le schiste vert est grésophylliteux, avec alternance, parallèlement à la schistosité, de lits plus riches en quartz (40 %) et de lits plus riches en phyllites, avec quelques paillettes de micas. Aux quartz très irréguliers de l'ordre de 0,1 mm s'ajoutent quelques plagioclases acides. Les phyllites sont déterminées aux rayons X comme des séricites-illites dominant les chlorites. Les micas sont des muscovites ou des biotites rétro-morphosées, en forme de fuseaux où alternent séricite et chlorite.

b) Altération du schiste en attapulgite (Pl. II, 5, 6, 7)

Au début de l'altération, le schiste est parcouru par de très fines fissures parallèles à la schistosité, réunies par des craquelures perpendiculaires ou obliques sur cette schistosité. Se définissent ainsi des morceaux de schiste de l'ordre du millimètre d'épaisseur. De part et d'autre des microfissures, les morceaux de schiste subissent, sur leurs flancs, une altération argileuse intense qui peut atteindre le morceau tout entier (Pl. II, 8). Cette argile se présente en gerbes, en balais, en paquets orientés en tous sens et composés de fibres (Pl. II, 7). Cet aspect indique l'attapulgite, ce que confirment les rayons X.

Ainsi, chaque microfissure est bordée sur ses flancs d'un double ruban d'altération, qui quadrille la matière du schiste. A cette échelle microscopique, une nouvelle grille s'observe. On doit noter quelques faits supplémentaires qui

confirment qu'il s'agit bien de l'altération du schiste.

— Bien que tous les minéraux du schiste soient remplacés par l'attapulgite, on peut trouver des reliques orientées du schiste dans les rubans d'attapulgite : alignements de phyllites, de chlorites ou de micas, quartz intensément corrodés, etc. (Pl. II, 6).

— Il est fréquent de voir les phyllites du schiste et de grandes chlorites passer progressivement à des faisceaux d'attapulgite.

— A l'approche des zones altérées, les chlorites de toutes tailles prennent une couleur brun-rouge, par exsudation de leur fer. De plus, à proximité des zones d'altération en attapulgite, on voit un ou plusieurs lisérés d'oxyde de fer qui s'accumulent en lignes flexueuses, parallèlement au front d'altération.

— Il arrive que la lumière des microfissures soit garnie de revêtements argileux (argilanes) d'attapulgite orientée. Il s'agit de dépôts secondaires qui contrastent avec les balais et gerbes de l'attapulgite d'altération.

Ainsi, la première manifestation de l'altération est une altération argileuse des schistes verts en attapulgite.

c) Calcitisation

Si l'on monte dans le profil d'altération, le schiste vert, déjà partiellement altéré en attapulgite, va être « calcitisé ».

Dans une première étape, la calcitisation ne visite que les domaines altérés en attapulgite. Les premiers cristaux de calcite apparaissent aux flancs de la lumière des microfissures (Pl. II, 7). Ce sont des microcristaux de calcite de l'ordre du centième de millimètre. Puis ils se développent dans les zones à attapulgite, depuis les microfissures jusque vers le cœur des morceaux de schiste (Pl. II, 7). Ces microcristaux se multiplient, se regroupent, remplacent l'attapulgite et donnent un fond continu de calcite : le cristalliplasma. Ainsi, derrière un front d'altération en attapulgite suit un front de remplacement ou d'épigénie en calcite (Pl. II, 9).

Ce cristalliplasma est le plus souvent micritique (cristaux de l'ordre du centième de millimètre). Il peut être microsparitique (cristaux de l'ordre du dixième de millimètre). Dans ce cas, les rhomboèdres fusiformes de calcite s'orientent sur les gerbes d'attapulgite qu'ils remplacent. On obtient un manteau d'arlequin de calcite, qui mime les balais désordonnés des attapulgites et confirme le remplacement.

Dans une deuxième étape, la calcitisation déborde les zones déjà altérées en attapulgite et attaque directement les morceaux de schistes verts, mais toujours sans déplacement (Pl. II, 10). L'attapulgite ne subsiste plus qu'en petits îlots résiduels au sein du cristalliplasma, ou bien sous forme de rares auréoles discontinues autour des reliques de schiste vert. En dehors de ces lieux, les minéraux du schiste vert sont épigénisés par la calcite. Une micrite calcaire se développe ; il n'y subsiste que quelques grains de quartz et de feldspaths corrodés (Pl. III, 15, 16). On doit noter que les lisérés ferrugineux indiqués plus haut subsistent souvent en fantômes au sein du cristalliplasma, avec leur forme onduleuse et leur orientation. Ceci montre que l'épigénie du schiste en calcite respecte les structures. Il arrive que le cristalliplasma recristallise ensuite, ici ou là, autour des vides ou des reliques, en grands cristaux limpides : on parvient à des aspects de sparite.

En résumé, la calcitisation des schistes verts est une épigénie, d'abord des attapulgites d'altération, puis des schistes eux-mêmes, avec respect des structures et des volumes.

d) Indications minéralogiques et chimiques

L'analyse aux rayons X des phyllites extraites des échantillons donne les résultats suivants. Le peu de fraction fine que l'on peut extraire du schiste sain donne, ce qui est normal, de l'illite bien cristallisée et de la chlorite, dans le rapport 6 à 4. Dès que l'altération commence, l'attapulgite néoformée, beaucoup plus facile à disperser que les phyllites du schiste induré, atteint 8/10 de la fraction fine, avec des traces d'illite et de chlorite.

L'analyse chimique de trois échantillons d'attapulgite pratiquement pure donne :

Total	perte à 1000°C	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
100,21	12,30	57,6	14,0	9,16	<0,2	5,0	<0,010	0,38	0,07	1,51
99,21	11,63	56,9	15,0	8,83	<0,2	4,5	0,010	0,33	0,11	1,82
99,15	10,78	55,2	17,1	7,73	<0,2	5,1	0,026	0,39	0,12	2,54

Ces analyses montrent des teneurs plus faibles en CaO et plus riches en Fe_2O_3 que celles des attapulgites communes. On remarquera que la teneur en fer est beaucoup plus faible que celle des chlorites habituelles des schistes, ce qui explique l'accumulation des lisérés ferrugineux au front de l'altération en attapulgite.

Enfin, l'analyse à la microsonde de la zone du passage des gerbes d'attapulgite au cristalliplasma de calcite a été effectuée. Du côté des gerbes d'attapulgite, Mg varie comme Si et Al, ce qui est normal. Du côté de la calcite, Mg oscille comme Ca. Ceci montre que cette calcite est magnésienne et qu'une partie du magnésium est piégé par la phase carbonatée.

4. Résumé

Les schistes verts précambriens sont victimes, sur plusieurs mètres d'épaisseur, d'une épigénie calcaire, croissante de bas en haut, respectueuse des structures originelles du schiste. Tout est conduit à partir d'un jeu de microfissures, à partir duquel se développe une grille de remplacement. Il y a d'abord altération isovolume du schiste en attapulgite, puis épigénie calcaire de ces attapulgites d'altération, enfin épigénie des schistes eux-mêmes. Au sommet, l'encroûtement voit interférer les structures grillagées de l'épigénie et les structures horizontales d'origine pédologique.

II – COUPE DANS LE GRANITE AUX ENVIRONS D'IFNI

1. Situation et description de l'affleurement (Pl. I, 2)

A 5 km d'Ifni, sur la nouvelle route de Goulimine, à 500 m avant le radier de l'Oued Assif, une profonde tranchée entaille les granites d'Ifni. Un réseau de diaclases découpe le granite en polyèdres alignés de plusieurs décimètres. A la base de la coupe, les polyèdres sont jointifs et les lèvres des diaclases se correspondent. De bas en haut dans la coupe se développent de minces filets calcaires, puis des veines plus grosses, de plusieurs centimètres d'épaisseur, s'organisant vers le haut en une grille calcaire (fig. 2). Simultanément les polyèdres de granite, assemblés à la base, s'émoussent sur leurs arêtes et sur leurs flancs, jusqu'à donner des boules flottant au sein du réseau calcaire. Ces boules diminuent en volume jusqu'à la taille du poing quand elles sont emballées dans la croûte feuilletée et la dalle calcaire qui surmonte la coupe.

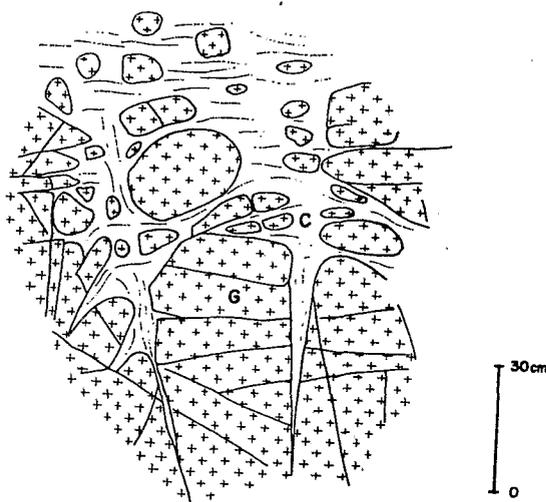


Fig. 2 – Granite de Messti (environs d'Ifni). Réseau de diaclases délimitant des files de polyèdres de granite (G). Epigénie calcaire des polyèdres, remplacés par la calcite (C) sur leurs flancs et leurs « coins ». On parvient à des boules de granite dans l'encroûtement

Une première impression hâtive pourrait faire croire qu'une accumulation calcaire s'est produite dans des fissures bâillant de plus en plus, depuis la base jusqu'au sommet. L'examen attentif des veines calcaires en grillage montre que la transition granite-calcaire n'est le plus souvent pas tranchée (Pl. I, 3). La limite est progressive, avec du calcaire dans le granite et de nombreuses reliques de minéraux et de lames de granite suspendues dans le calcaire. Parfois, les reliques de granite, avec leur structure pétrographique reconnaissable, occupent toute l'épaisseur de la veine, ce qui exclut qu'une fente ait pu bâiller. On déduit de ces observations qu'à partir des joints des diaclases, le granite a été remplacé sur les flancs et, plus encore, sur les arêtes de ses polyèdres par le calcaire, jusqu'à la formation de boules. Les zones cataclasées sont remplacées plus rapidement et se transforment en pseudo-filons de calcite. Au total, il s'agit de l'épigénie calcaire d'un massif granitique, épigénie cheminant par les diaclases et les zones broyées, en dessinant un grillage calcaire de remplacement, respectueux des formes, des structures et des volumes originels.

2. Etude pétrographique

a) La roche mère

Le granite d'Irni, de texture grenue, est calco-alcalin à biotite. Les feldspaths, de même taille que les quartz, sont des microclines, des perthites, des plagioclases acides. La structure est cloisonnée par des alignements de biotite, qui se groupent en nids au croisement de deux files. Les minéraux accessoires sont : sphènes, chlorites, épidotes, zoïsites.

b) Fissuration et altération argileuse

Le microscope montre que l'altération commence par une fissuration. Ces fissures, de l'ordre du dixième de millimètre, découpent indifféremment tous les minéraux, en profitant des structures fragiles héritées du granite : clivages, alignements d'inclusions, limites de cristaux, files de micas, directions de cataclase. Ainsi, le granite se divise en polyèdres polycristallins de l'ordre du millimètre de diamètre.

Ces fissures sont garnies de revêtements argileux gris-jaunâtre ou, le plus souvent, argilo-ferrugineux brun-rouge, souvent biréfringents, parce qu'orientés parallèlement aux parois. Ce sont ces revêtements qui donnent aux échantillons que l'on fragmente leur couleur rouge vif, qui tache les doigts.

Recherchant l'origine de ces revêtements rouges des microfissures, on la trouve dans l'altération, toute proche, des chlorites et des biotites disposées en files et en nids. Là, on voit les biotites perdre leur biréfringence et les biotites et chlorites exsuder leur fer, en se résolvant en argile. On reconnaît, au début, les fantômes et les clivages des micas, puis toute structure s'efface et naît le plasma argilo-ferrugineux, rouge. Les microfissures voisines s'en garnissent et la disposition orientée des cutanes plaide pour leur venue par transport.

En d'autres lieux, ce sont les feldspaths, spécialement dans les zones recristallisées ou cataclasées, qui s'altèrent sur place en un plasma argileux gris. Les cristallites sont d'orientation quelconque, ce qui montre l'absence de transport et la naissance sur place. Ces argiles sont déterminées aux rayons X, aussi bien dans l'altération des biotites que dans celle des feldspaths, comme des montmorillonites.

Lorsque ces zones de plasmation, rouges ou grises, s'agrandissent, se rejoignent ou s'anastomosent, on obtient des domaines argileux en rubans ou en îlots de quelques millimètres de largeur ou de diamètre. Des fentes secondaires découpent ces domaines en petits polyèdres d'environ 1 mm de diamètre.

Ainsi, l'examen microscopique montre, au moment de l'altération naissante, une argilification des micas et des feldspaths aboutissant à un plasma argileux en îlots et en rubans, structuré en petits polyèdres de l'ordre du millimètre.

c) Calcitisation

Si l'on se rapproche, dans les lames minces, des zones où le calcaire domine, le microscope permet de reconstituer le phénomène de la calcitisation.

Dans une première étape, ce sont les domaines argileux qui sont calcitisés. On peut voir au microscope, dans une même lame, tous les stades du phénomène. Ici, les microcristaux de calcite apparaissent dans les espaces qui séparent les agrégats polyédriques. Là, ils envahissent les agrégats par leurs flancs. Un peu plus loin, un nuage de micrite s'installe au cœur de l'agrégat. On trouve enfin des agrégats entièrement calcitisés, reconnaissables par leur fantôme visible

dans le cristalliplasma. Et si ces agrégats étaient en rubans argilo-ferrugineux, une traînée ferrugineuse est reconnaissable dans le cristalliplasma. Ainsi, les observations géométriques suggèrent que la calcitisation, postérieure à l'altération argileuse, en respecte les structures reconnaissables.

Dans une deuxième étape, la calcitisation déborde les zones argilisées antérieurement et attaque directement les minéraux du granite lui-même, soit dans les morceaux qui avaient été isolés par l'altération argileuse, soit dans sa masse. Des microcristaux de calcite apparaissent en avant-garde dans tous les itinéraires utilisables par les solutions : limites entre cristaux, craquelures, clivages, lignes d'inclusions, etc. (Pl. III, 11). Cette calcitisation s'étoffe, tandis que naît une nouvelle grille à l'échelle microscopique (Pl. III, 12). Des colonies de microcristaux se développent hors des itinéraires d'accès, pour remplacer les silicates eux-mêmes (Pl. III, 13). A partir des barreaux de la grille, les reliques minérales sont fragmentées, puis épigénisées à leur tour. Dans tous ces cas, le microscope montre que les détails de structure des minéraux sont maintenus en place. Les morceaux des grands quartz ou feldspaths fragmentés gardent leur orientation et leur extinction commune. Les systèmes de macles se poursuivent d'un morceau à l'autre (Pl. III, 12, 13). Les biotites sont atteintes lame par lame ou perpendiculairement à leur clivage, mais les lignes d'inclusions ferrugineuses subsistent dans la micrite, à leur place normale (Pl. III, 14). Toutes les figures géométriques témoignent de l'épigénie des minéraux du granite par la micrite calcaire.

Quand la micrite devient dominante et que l'on se trouve dans l'encroûtement, plusieurs figures sont intéressantes. Les agrégats de biotite qui ont échappé à l'épigénie exsudent leur fer et s'altèrent en gerbes d'attapulгите qui se calcitise. On retrouve, pour ces biotites, le même itinéraire d'altération que celui des schistes verts. Les quartz reliques, fortement corrodés, montrent l'extinction commune de leurs fragments. Ultérieurement, le cristalliplasma de calcite évolue à son tour. Il peut recristalliser en sparite, à l'entour des cristaux reliques, dans des veines ou des géodes. Un réseau de fissures secondaires le visite, ainsi que de nouveaux revêtements argilo-ferrugineux issus des sols rouges sus-jacents. C'est la dégradation superficielle de la croûte.

Ainsi, le microscope montre que la calcitisation des granites est une épigénie, d'abord des argiles d'altération de ce granite, puis du granite lui-même avec, dans les deux cas, respect des formes et des structures.

d) Indications minéralogiques

Le peu de fraction fine qu'il est possible d'extraire du granite broyé donne aux rayons X, comme il est normal, les raies de la biotite et de la chlorite altérée en interstratifié chlorite-montmorillonite. Dès que l'altération commence, la fraction fine facile à extraire indique 9/10 de montmorillonite. Ici, biotites et chlorites s'altèrent donc en montmorillonite et hydroxyde de fer. L'attapulгите n'apparaît aux rayons X que dans les encroûtements calcaires du haut du profil, mais en faible proportion (1/10 de la fraction argileuse). On ne peut la voir au microscope que dans l'altération des reliques de biotites.

3. Résumé

L'accumulation calcaire qui atteint les affleurements du granite d'Ifni est précédée d'une altération argileuse ou phyllitisation. Cette dernière est discrète. Elle n'a été trouvée qu'au microscope. Mais elle est claire et consiste en une altération des biotites, chlorites et feldspaths en montmorillonite. Après quoi, la calcitisation survient. La micrite calcaire remplace les domaines précédents d'altération argileuse, puis le granite lui-même. Il s'agit de remplacement, car formes et structures sont longtemps reconnaissables. Les figures géométriques observées à l'affleurement, comme celles que l'on voit au microscope, permettent de définir une épigénie.

III — COUPE DANS LES QUARTZITES CAMBRIENS DES ENVIRONS DE BOU IZAKARN

1. Situation et description de l'affleurement

Grâce à M. OLIVA, spécialiste de la géographie de ces régions, nous avons pu observer d'intenses encroûtements

calcaires sur des formations quartzitiques. Sur la route de Bou Izakarn à l'oasis de Tagmoute et à Foug el Hassane, à 2 km après l'embranchement de la route d'Ifrane de l'Anti-Atlas, une barre de quartzites acadiens est traversée en tranchée, à 500 m avant le radier de l'oued Ifrane. Les bancs de quartzites sont redressés et peu inclinés sur la verticale. Un encroûtement calcaire se trouve en haut de la coupe et une grille de calcite découpe les bancs en polyèdres. Anguleux et jointifs à la base de la coupe, ces polyèdres sont progressivement émoussés, jusqu'à devenir des boules dans l'encroûtement (Pl. I, 4). A mi-hauteur, la plupart des sommets des polyèdres arrondis, ou « coins », sont encore visibles, à leur place, divisés en écailles concentriques, et le tout suspendu dans la matrice calcaire. Par le même raisonnement que précédemment, on démontre que la grille calcaire n'est pas un remplissage de fissures bâillant entre les bancs, mais un produit de remplacement des quartzites par le calcaire (fig. 3). Cette calcitisation est plus rapide dans les lits intermédiaires, que l'on peut qualifier de lits psammitiques, pélitiques ou schisteux.

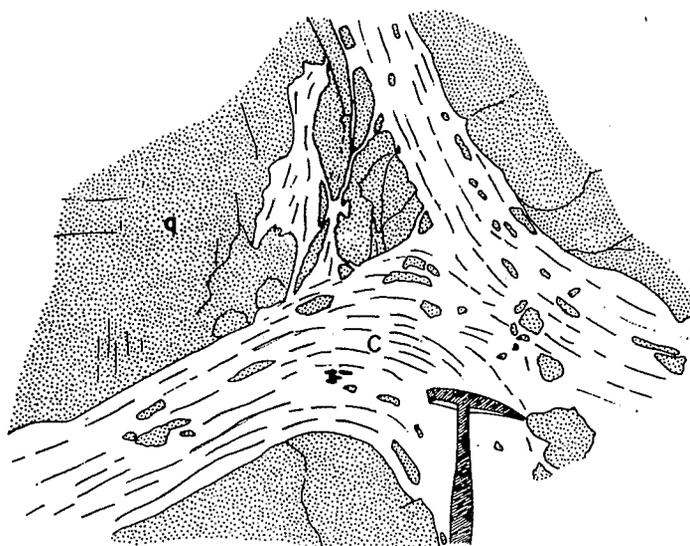


Fig. 3 — Quartzites de Bou Izakarn. Epigénie calcaire de polyèdres de quartzite (q) attaqués par leurs flancs et leurs « coins ». Les reliques de quartzite ont conservé leur orientation d'origine dans une matrice calcaire orientée (C) selon les fissurations successives

2. Etude pétrographique

Au microscope, le quartzite apparaît comme très feldspathique (40 % environ) et très pauvre en micas. Il s'agit d'un microquartzite arkosien ou microquartzite feldspathique (granulométrie de l'ordre de 1/10 mm).

L'altération commence par une phyllitisation intense des feldspaths, si bien que la roche devient une association de quartz et de phyllites toutes désorientées, du groupe séricite, damourite, illite. On peut aussi pressentir la montmorillonite, que les rayons X confirment. Quand cette phyllitisation est poussée, les quartz eux-mêmes s'évanouissent : à ce stade extrême, la roche est un feutre de phyllites, où ne subsistent que quelques îlots de quartz en mosaïque.

Ensuite vient la calcitisation, et de deux façons. Dans un premier cas, c'est le quartzite séricitisé qui est envahi par les nuages de cristalliplasma : séricite aussi bien que quartz sont épigénisés. Dans un deuxième cas, la calcitisation attaque le quartzite arkosien directement. Quartz et feldspaths sont épigénisés : il ne subsiste que quelques quartz reliques dessinant parfois le fantôme de l'ancien quartzite. On n'observe que rarement les paquets flexueux d'attapulgite, à la frontière quartzite-calcite.

Dans les joints schisteux (ou psammitiques) qui séparent les bancs de quartzite, la granulométrie est encore plus fine. Les phyllites abondantes sont de la chlorite et de la séricite. Les quartz sont très petits et minoritaires. Dans un premier temps, les quartz disparaissent, tandis que les chlorites prennent l'aspect de séricites, en exsudant leur fer en

stries ferrugineuses qui soulignent la schistosité. Ensuite, la calcitisation épigénise le tout, comme le prouvent les fantômes de schiste, trahis par leurs stries ferrugineuses qui persistent dans la micrite. Il n'est pas rare d'observer des feutres de gerbes d'attapulгите, à la frontière entre cristalliplasma et schistes phyllitisés. C'est la troisième fois que l'on voit le réseau micacé passer par un stade attapulгите, avant calcitisation.

3. Résumé

Les figures géométriques de remplacement visibles à l'affleurement ont un écho dans les figures de remplacement observables au microscope. Précédée ou non par une phyllitisation ou par deux phyllitisations (séricite + attapulгите), l'épigénie calcaire attaque les quartzites feldspathiques de Bou Izakarn et les schistes qui y sont interstratifiés.

IV — COUPE DANS LES ARGILITES DE LA SÉRIE DE BASE DE L'ADOUDOUNIEN DES AÏT BAHA

Sur la route de Tafraoute aux Aït Baha, 10 km après le col de Tidikel, affleure, dans le talus droit, la série de base de l'Adoudounien. Peuvent s'observer, sous la barre principale de dolomies, des argilites présentant souvent des figures de turbidites.

Les affleurements montrent ces turbidites vert pâle, à pendage subhorizontal ou faiblement incliné, découpées à la fois par un système de diaclases et par les plans de sédimentation. A la base du profil, la roche se présente sous forme de prismes jointifs. Au fur et à mesure que l'on monte dans la coupe, on passe à des pains, puis à des oeufs, bien alignés entre les plans de sédimentation et les plans des diaclases, et pris dans une matrice calcaire. L'observation montre qu'un pain, une fois formé, se découpe, par les plans de sédimentation et par les plans des diaclases, en morceaux à leur tour émoussés. Comme dans les cas précédemment décrits, les figures géométriques témoignent d'un remplacement par la calcite, engendrant des corps ovoïdes de plus en plus petits, «pendus» dans l'encroûtement calcaire. Le tout est surmonté d'un encroûtement feuilleté, puis d'une croûte calcaire.

Le microscope montre que la roche est une argilite fine à rares quartz et micas, et à chlorites en nids espacés. En coupe perpendiculaire au plan de sédimentation, s'alignent indéfiniment de fines paillettes déterminées aux rayons X comme illite, montmorillonite et chlorite. La calcitisation, sous forme de micrite, envahit ce tissu phylliteux par toutes sortes d'itinéraires, isolant des îlots de l'ordre du millimètre à front diffus ou à front net. Si la montmorillonitisation semble s'accroître, à la frontière de la micrite, dans les îlots résiduels, ceci est irrégulier et ténu. On doit donc dire que la matière du schiste, formée principalement d'illite et de montmorillonite, est le plus souvent directement épigénisée par la calcite, ce qui confirme les figures de remplacement observées sur l'affleurement.

V — PHYLLITISATIONS ET ÉPIGÉNIE CALCAIRE. DISCORDANCE

Trois des quatre exemples précédents montrent une phyllitisation isovolume, qui précède l'épigénie calcaire. Le quatrième exemple était d'emblée au statut argileux et fait l'économie de la phyllitisation. On doit regarder les modalités de ces phyllitisations et de cette calcitisation.

Au sujet des phyllitisations, deux remarques sont nécessaires. D'abord, elles sont discrètes à la base des profils et ce n'est que l'examen microscopique qui nous les a révélées. De plus, la nature des phyllites néoformées est surprenante, puisque, dans certains cas, nous déterminons d'entrée l'attapulгите ou les séricites-illites, et non pas seulement la montmorillonite.

Au sujet de la calcitisation, nous utilisons l'expérience des pétrographes sur les phénomènes d'épigénie dans les roches cristallines ou sédimentaires. Déjà des figures de remplacement ont été décrites dans des croûtes calcaires aux

dépens de roches sédimentaires (NAGTEGAAL, 1969) ou de minéraux détritiques (CHAPMAN, 1974). Ici, nous généralisons le phénomène d'épigénie, c'est-à-dire de remplacement à volume constant, après les observations de BOULET (1974) dans des nodules calcaires de vertisols sur granodiorites du Nord de la Haute-Volta, et de NAHON (1976) dans les croûtes sur roches cristallines du Sahara.

1. Isovolume

Les faits montrent le caractère «isovolume» des phyllitisations et de la calcitisation. Le raisonnement géométrique est applicable dans les quatre cas à l'échelle de l'affleurement. C'est le plus important. A l'échelle de la roche, on peut démontrer l'isovolume quand des structures pétrographiques sont reconnaissables au microscope, après calcitisation : c'est le cas des schistes verts, des microquartzites et schistes associés, et des lisérés ou rubans ferrugineux. A l'échelle du minéral, le raisonnement isovolume ne peut s'appliquer que pour des minéraux de belle taille : c'est le cas des minéraux de granite. Ainsi, pour chaque roche, on dispose d'observations probantes pour la grande échelle et pour l'une des deux petites. Ceci était correctement l'hypothèse isovolumétrique des phyllitisations et de l'épigénie calcaire.

2. L'attapulгите, minéral d'altération météorique direct

L'attapulгите est connue depuis longtemps comme néoformation hydrothermale ou comme minéral sédimentaire (bibliographie in MILLOT, 1964). Plus récemment, il a été montré que l'attapulгите est néoformée dans les encroûtements calcaires au Nouveau-Mexique (VANDEN HEUVEL, 1966), en Iraq (AL RAWI et SYS, 1967), au Maroc et au Liban (MILLOT *et al.*, 1969 ; PAQUET, 1969 ; RUELLAN, 1970 et LAMOUREUX, 1971). Cette démonstration s'est étoffée depuis (SINGER et NORRISH, 1974 ; PIAS, 1974 ; YAALON et WIEDER, 1976).

Ici, l'attapulгите se révèle être un produit direct de l'altération météorique. On trouve ainsi une nouvelle illustration de la néoformation de phyllites magnésiennes par altération de silicates en milieu magnésien (CAILLERE *et al.*, 1963 ; HENIN *et al.*, 1968). Cette attapulгите survient dans l'altération des schistes verts, des quartzites et schistes associés, et des biotites isolées des granites, avant la calcitisation. Dans tous les cas, il s'agit de l'altération de phyllites comprenant séricite et chlorite ou biotite. Dans la plupart des cas, les quartz s'évanouissent avec la genèse de l'attapulгите. Dans tous les cas, les attapulgitites visibles au microscope sont ensuite épigénisées par le cristalliplasma des encroûtements.

Ces observations nous apportent trois enseignements :

- l'attapulгите est un minéral d'altération météorique direct ;
- l'attapulгите précède l'épigénie carbonatée ;
- l'attapulгите est épigénisée en carbonates.

Ces trois enseignements sont d'importance, car ceci nous montrerait que l'attapulгите n'est pas vraiment une paragenèse de la calcite dans les encroûtements calcaires. Elle naîtrait avant et serait peu à peu détruite dans l'encroûtement. Déjà nous avons montré (MILLOT *et al.*, 1969 ; PAQUET, 1969 ; RUELLAN, 1970) que l'attapulгите diminue, puis disparaît au sommet des croûtes calcaires. De plus, plusieurs auteurs signalent que l'attapulгите et la sépiolite des profils à encroûtement calcaire sont plus développées sous la croûte que dans la croûte (VANDEN HEUVEL, 1966 ; GILE, 1967 ; GARDNER, 1972 ; FRYE *et al.*, 1974).

Ainsi l'attapulгите, dans les sols à encroûtement calcaire, est un produit d'altération météorique direct, situé entre les silicates originels et la calcitisation.

3. Séricitisation

Séricites et chlorites sont les produits normaux de la diagenèse et de l'épimétamorphisme, que ces zones soient parcourues dans le sens positif (MILLOT, 1949, 1964 ; DUNOYER, 1969), ou dans le sens négatif par rétrodiagenèse ou rétromorphisme. De fait, nombre de roches cristallines et cristallophylliennes montrent des phénomènes de séricitisation et de chloritisation de leurs silicates par rétromorphose. Et MILLOT (1964), puis LELONG et MILLOT (1966) ont souligné que séricites, illites et chlorites ne se formaient pas par altération météorique dans les minéraux silicatés,

mais provenaient de la rétrodiagenèse. Récemment, WACKERMANN (1975), étudiant la base de puissants profils d'altération, a remis cette affirmation en question. De la même façon, SEDDOH (1973) et MEUNIER et VELDE (1976) montrent qu'aux micas originels et aux séricites de rétrodiagenèse s'ajoutent des séricites-illites d'altération météorique.

Ici, les observations microscopiques dans les zones inférieures à la calcitisation nous montrent que les chlorites exsudent leur fer et donnent des phyllites à aspect de séricites, de même que les biotites donnent une alternance de séricite et de chlorite ; enfin, les feldspaths des microquartzites sont intensément damouritisés, avec dissolution des quartz.

On doit donc noter l'existence claire de séricitisation météorique des silicates, à la base de certains profils favorables à l'accumulation calcaire.

4. Montmorillonitisation

L'altération en montmorillonite n'appelle aucune remarque particulière. Elle est un phénomène commun pour de vastes zones climatiques. Au microscope, BOULET (1974) en a suivi le développement direct, à partir des minéraux de la roche mère : c'est l'altéropiasmation. La montmorillonitisation représente l'essentiel de la bisiallitisation de PEDRO (1968) et, plus spécialement, de la «bisiallitisation vraie» de PAQUET (1969), à condition d'y ajouter aujourd'hui attapulgitisation et séricitisation.

5. Calcitisation discordante sur phyllitisation

Tous les profils étudiés sont des exemples d'accumulation calcaire intense. L'examen de terrain suggère la calcitisation directe des roches mères. C'est avec surprise que nous avons décelé, dans tous les cas, sauf dans celui de l'argilite déjà phylliteuse, une phyllitisation discrète mais claire (séricite, attapulgite ou montmorillonite), qui précède la calcitisation. Mais l'examen au microscope montre de plus que, si la calcitisation suit de près la phyllitisation, elle la déborde et attaque directement les minéraux des roches mères.

C'est ainsi que la calcitisation a trois caractères :

- la calcitisation est postérieure à la phyllitisation quand celle-ci existe ;
- la calcitisation est plus avancée dans les domaines phyllitisés, quand ceux-ci existent, que dans les minéraux intacts et voisins des roches mères ;
- mais la calcitisation est discordante sur l'ensemble «roche saine - roche argilisée». Après ou pendant l'attaque des domaines phyllitisés, elle attaque les roches mères directement.

Un schéma simple rend compte de cette discordance des phénomènes (fig. 4).

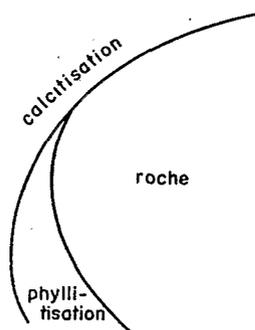


Fig. 4 - Schéma de la discordance de la calcitisation sur l'ensemble «roche mère - phyllitisation»

VI – RECHERCHES SUR LES MÉCANISMES GÉOCHIMIQUES

1. Phyllitisations

La première étape fait appel aux mécanismes, en grande partie connus, de la genèse des minéraux argileux par altération des silicates.

Pour les montmorillonites, on peut utiliser les diagrammes récents de AL DROUBI *et al.* (1976) qui étudient l'altération des feldspaths et les conditions de stabilité des minéraux secondaires, en fonction de la concentration des solutions (Na, Ca, SiO_4H_4), de leur pH et de leur teneur en CO_2 . Dans le cas présent, les solutions qui parviennent à la base des profils sont trop saturées pour donner naissance à la kaolinite, mais convenablement saturées pour donner les montmorillonites (fig. 5).

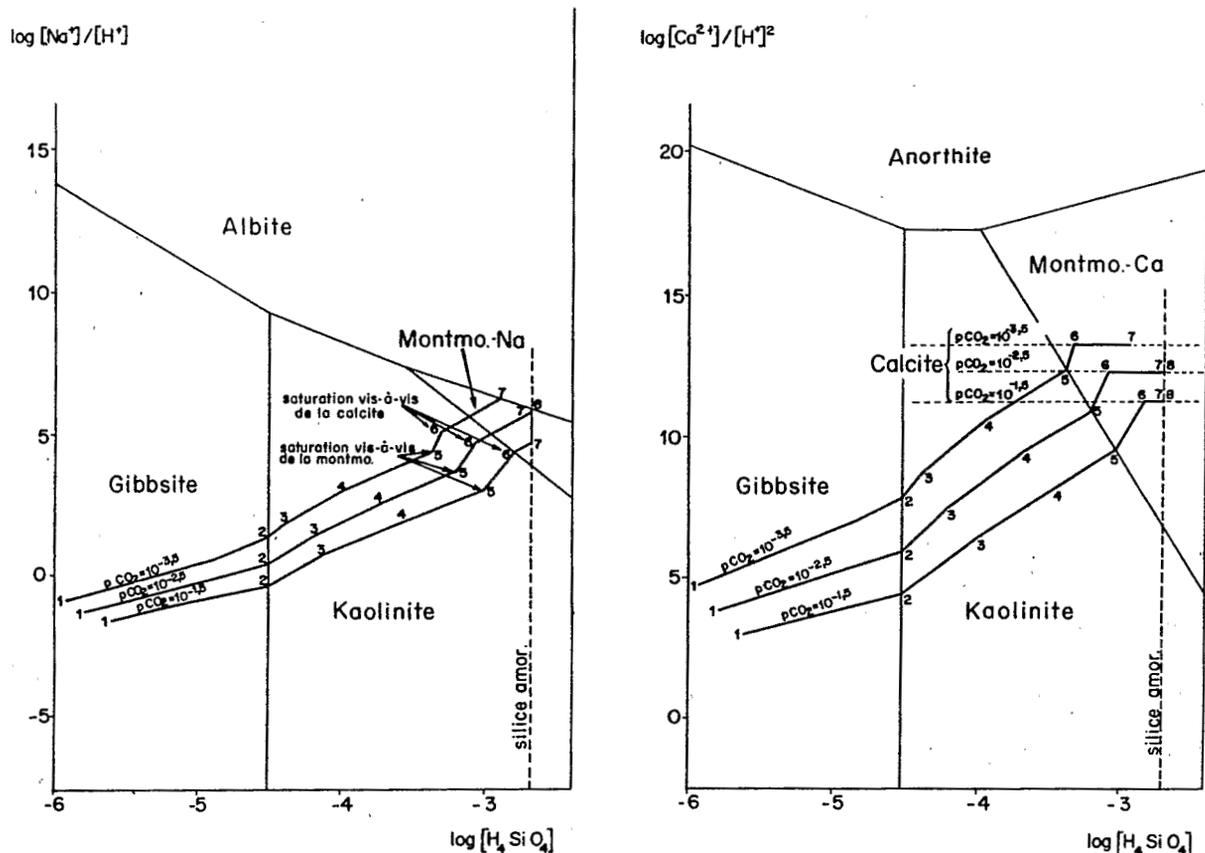


Fig. 5 – Itinéraires chimiques lors de la dissolution d'un mélange albite (0,5) - anorthite (0,5) à 25°C sous différentes pressions partielles de CO_2 (DROUBI *et al.*, 1976)

Pour les séricites et les illites, le raisonnement est le même. Il existe un champ de stabilité pour ces niveaux micacés, situé entre celui de la muscovite et celui de la montmorillonite (fig. 6). On remarque que ce champ de stabilité est situé presque entièrement hors de celui du quartz qui doit se dissoudre, ce que confirme le microscope. Alors que nous sommes habitués à assister au développement des séricites-illites dans la zone de diagenèse, nous les retrouvons ici à la base des altérations. Feldspaths, biotites, chlorites s'altèrent en séricites-illites.

Pour l'attapulgite, démontrée ici pour la première fois comme un minéral d'altération météorique, un diagramme d'équilibre est présenté. Il est construit comme celui qui fut présenté pour la glauconite dans un travail récent (PARRON

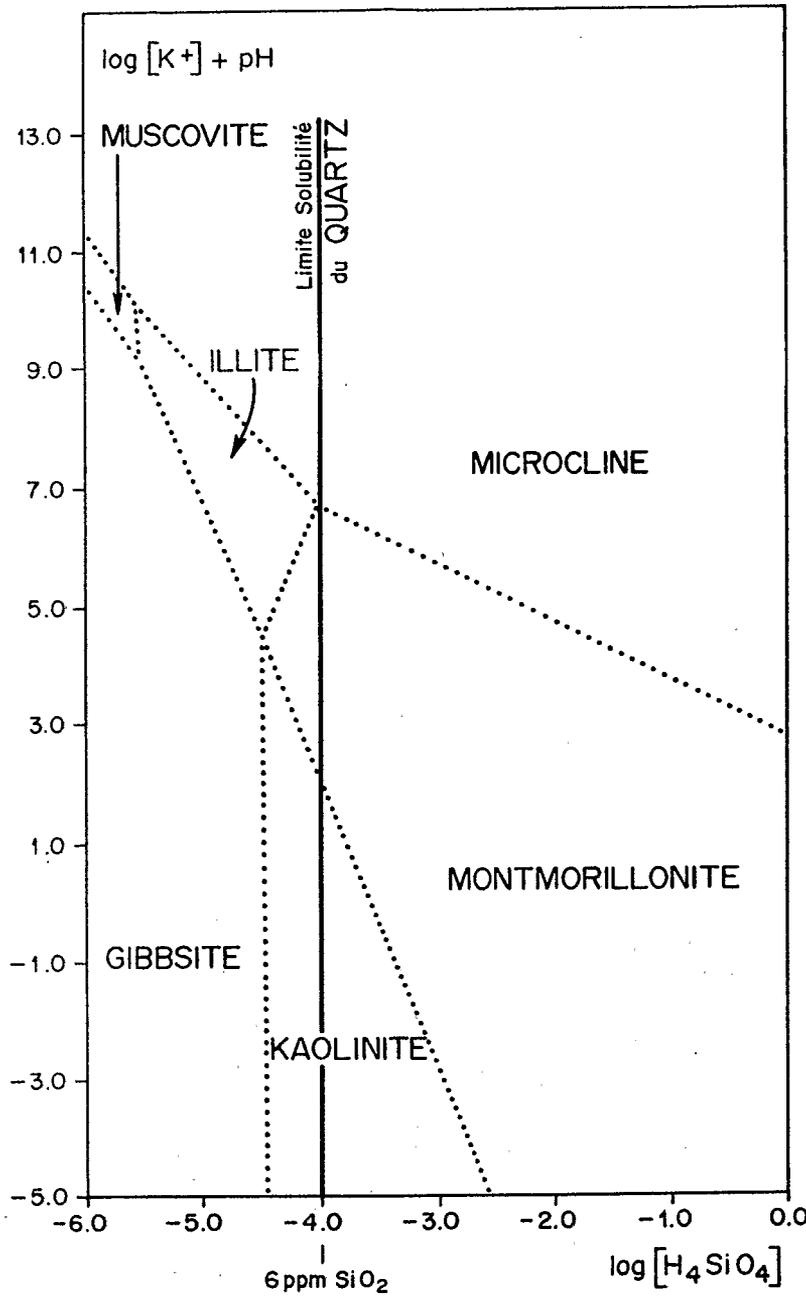
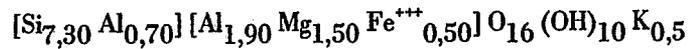


Fig. 6 – Diagramme de stabilité des minéraux en fonction du pH et des teneurs en K^+ et H_4SiO_4 à 25°C et 1 atm.

et al., 1976). Le calcul a été effectué à partir de la formule structurale suivante, très proche de celles qui correspondent aux analyses chimiques données au paragraphe sur les schistes verts.



La figure 7 donne le diagramme d'équilibre «solution - quartz - attapulgite - kaolinite - gibbsite - goethite». En abscisse on porte la teneur en silice, et en ordonnée les teneurs en Mg^{++} , K^+ et H^+ . Les courbes d'équilibre donnent les champs de stabilité des minéraux. Dans l'espace A, l'attapulgite est stable avec dissolution du quartz. Dans l'espace B, l'attapulgite et le quartz sont stables ensemble. Le passage à l'espace C donnerait kaolinite et goethite, par altération de l'attapulgite.

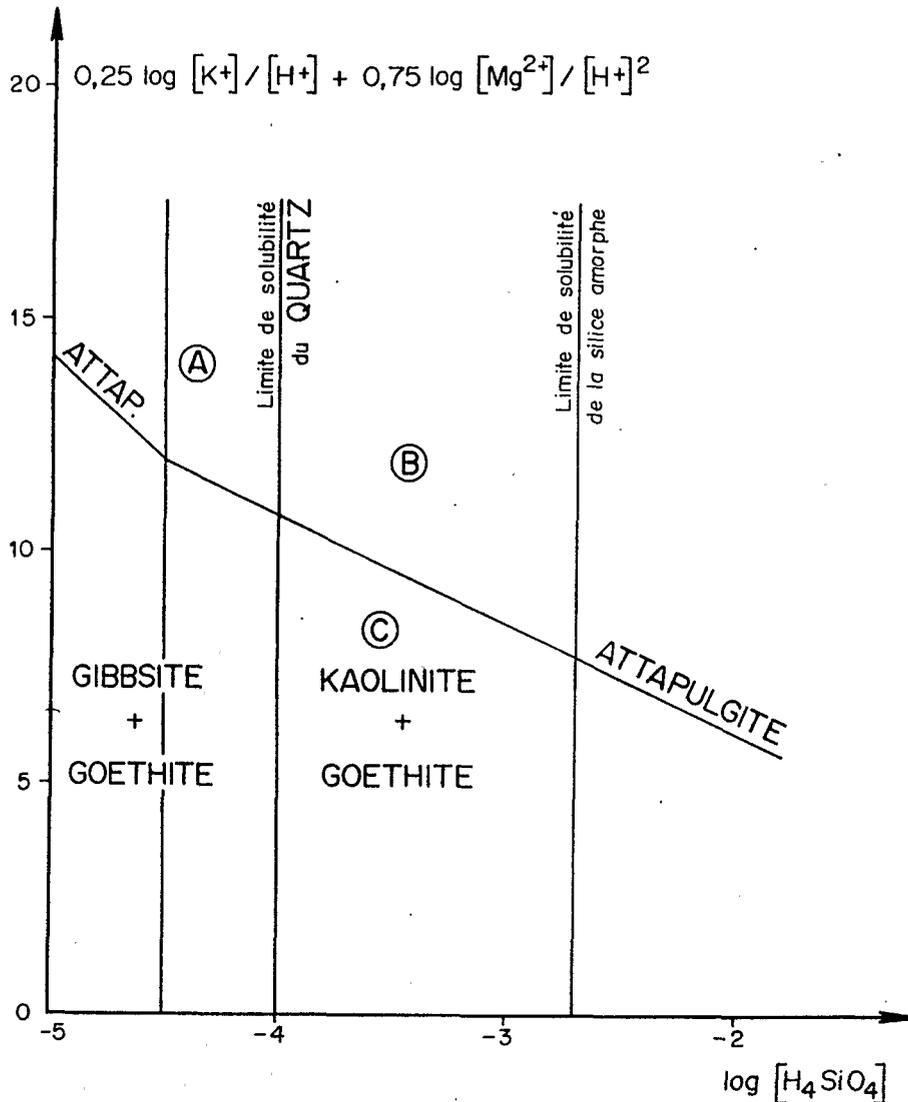


Fig. 7 — Diagramme de stabilité de l'attapulgite en fonction du pH et des teneurs en K^+ , Mg^{++} et H_4SiO_4 , à 25°C et 1 atm.

D'autres diagrammes de stabilité de l'attapulgite ont été construits (SINGER et NORRISH, 1974 et WEAVER et BECK, 1977). Le problème de l'équilibre entre l'attapulgite et la montmorillonite est plus délicat, car les compositions chimiques des deux minéraux sont compliquées et voisines, bien que la teneur en silice de l'attapulgite soit, toutes choses égales d'ailleurs, plus forte. La nature nous indique que, pour des teneurs plus élevées en silice, c'est l'attapulgite qui prend naissance. On rejoint les conclusions de TRAUTH (1974) pour les suites sédimentaires. Montmorillonitisation, séricitisation, attapulgitisation sont donc trois modes de phyllitisation des minéraux des roches mères. Cette variété appartient au phénomène commun de l'altération des silicates en argiles à la surface. Mais ici, à la base des profils encroûtés, les solutions peuvent engendrer des phyllites singulières : séricites-illites et attapulgites.

2. Calcitisation

Le mécanisme de l'épigénie calcaire météorique est, au contraire, inconnu. Nous devons rechercher un système qui assure la dissolution des argiles d'altération, du quartz et des autres silicates des roches mères, en précipitant la calcite.

On doit aussitôt remarquer que cette dissolution des silicates est congruente, c'est-à-dire que tous les éléments sont mis en solution, y compris l'alumine. Ceci est tout à fait original, puisque, dans les altérations communes, l'alumine reste sur place et s'engage dans les néoformations argileuses ou dans la gibbsite. Or, il n'existe que deux milieux sus-

ceptibles de dissoudre l'alumine en même temps que la silice : ce sont les milieux très acides et les milieux très alcalins.

a) Exploration des milieux très alcalins

Ce sont les milieux à pH très élevés ($9 < \text{pH} < 12$) que nous devons explorer et pour plusieurs raisons.

D'abord, la précipitation de la calcite s'effectue à pH alcalin. Elle commence, pour la calcite pure, pour un pH de 8,2, mais pour la calcite magnésienne, ce pH est plus élevé et atteint 9. Ce pH de précipitation sera plus élevé encore (fig. 5), si le milieu s'appauvrit en CO_2 (CALLOT *et al.*, 1977), c'est-à-dire s'il est coupé de ses relations avec l'atmosphère, ce qui a tout lieu de se passer à la base d'un profil. Remarquons que des pH de 9 et 10 ont été mesurés dans des mélanges de croûtes calcaires et d'eau (RUELLAN, 1970). De même, MOHR *et al.* (1972) signalent des pH de 10 et plus, mesurés immédiatement après avoir mis en suspension dans l'eau des échantillons secs de sols calcaires.

Ensuite, nous travaillons en pays aride, c'est-à-dire en milieu évaporatoire, et nous savons que l'évolution des solutions carbonatées par évaporation intense mène à des pH élevés (AL DROUBI, 1976). Cette élévation du pH ne peut être que hâtée dans les espaces intergranulaires où l'hydrolyse des argiles et des silicates se produit, à cause de la libération des ions Na, K, Ca, Mg. On se rapprocherait des conditions de la « fusion alcaline des silicates ».

Enfin, parce que c'est dans les hauts pH que silice et alumine peuvent atteindre ensemble de hautes valeurs en solution, ce qui est indispensable aux dissolutions congruentes des argiles et des silicates. La figure 8 et la figure 9, tirées de FRITZ et TARDY (1973), donnent les variations des solubilités du quartz, de la gibbsite et de l'alumine amorphe, en fonction du pH. A pH 7, la solubilité du quartz est de 6 ppm de SiO_2 ; elle passe à 1 206 à pH 11,5, c'est-à-dire 200 fois plus. A ce pH, la teneur en aluminium de la solution est de 2 500 ppm.

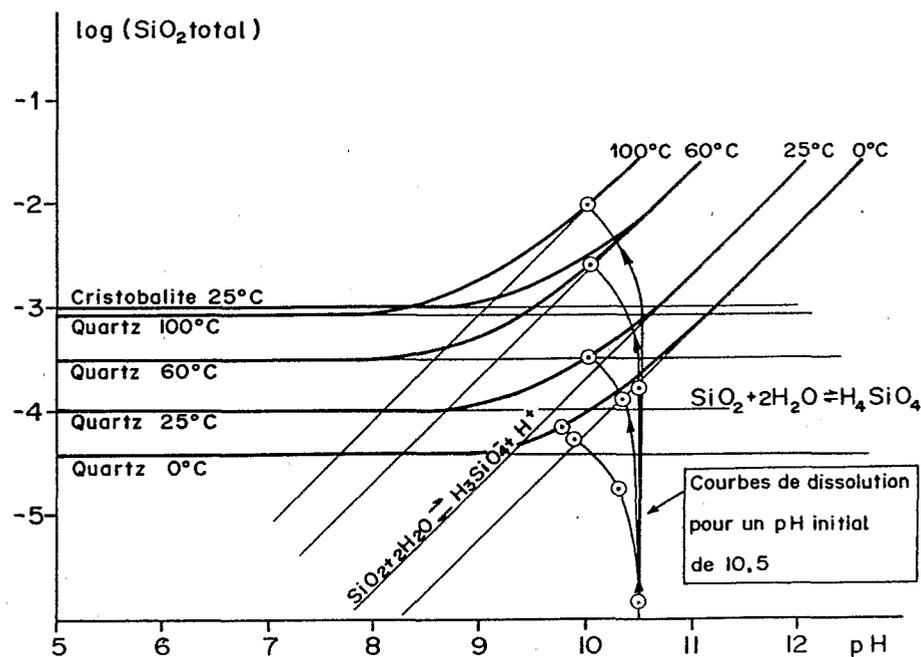


Fig. 8 — Solubilité du quartz en fonction du pH, de la cristallinité et de la température (FRITZ et TARDY, 1973)

b) Essai sur l'épigénie du quartz par la calcite

Le raisonnement peut être conduit sur le diagramme de la figure 10, où sont représentées la limite de solubilité de la calcite pour $p \text{ CO}_2 = 10^{-3,5}$ et les limites de solubilité du quartz.

L'itinéraire AC_1 représente la concentration croissante des solutions à la traversée d'une croûte calcaire contenant

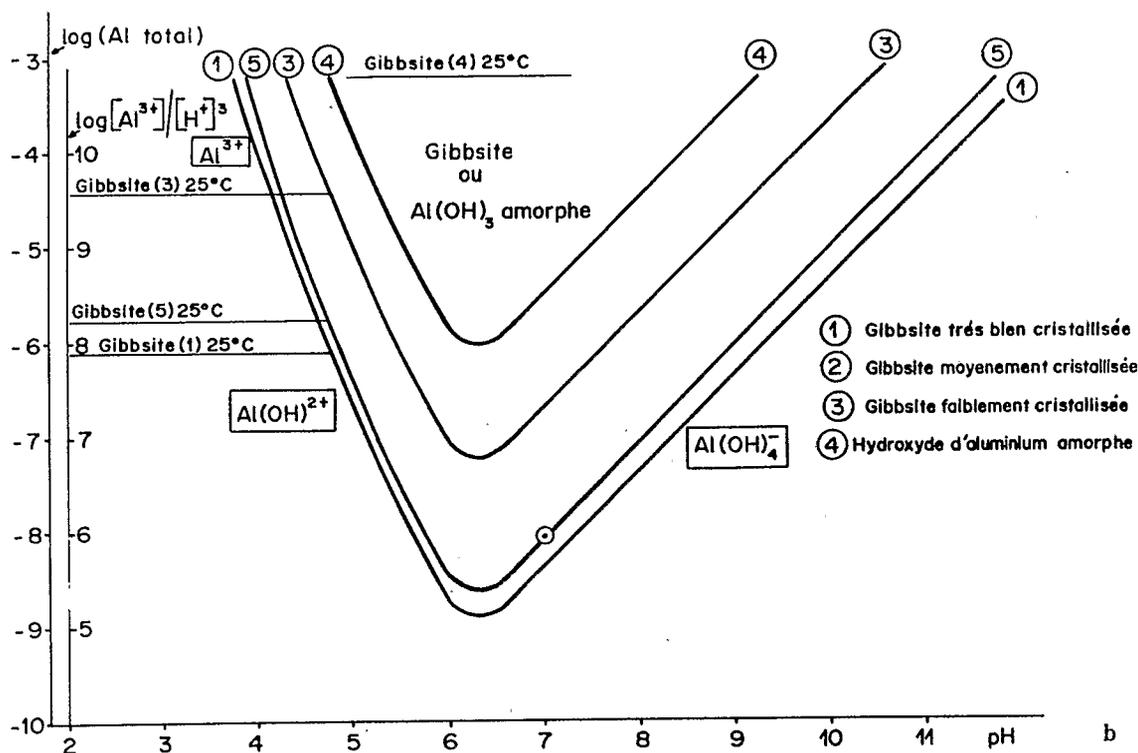


Fig. 9 – Solubilité de la gibbsite en fonction du pH (1 a) et de la cristallinité (FRITZ et TARDY, 1973)

quelques grains de quartz. La solution s'enrichit plus vite en calcium qu'en silice. Au point C_1 , la limite de solubilité de la calcite est atteinte. Si l'on fait agir l'évaporation, il y a, le long de l'itinéraire C_1C_2 , précipitation de calcite avec dissolution du quartz. L'épigénie du quartz en calcite est possible.

Il est clair que le mécanisme n'explique que l'entretien de la calcitisation à la base d'une croûte calcaire déjà formée. L'amorce et le développement d'une telle croûte sur des roches pauvres ou dépourvues en calcium nécessitent un apport exotique de carbonate, ce que nous envisagerons plus loin.

c) Essai sur l'épigénie de la calcite par le quartz

La même figure 10 permet de mener le raisonnement par réciproque. Si la solution traverse un horizon sableux presque dépourvu de calcium, elle suit le trajet BQ_1 . La solution s'enrichit plus vite en silice qu'en calcium. Au point Q_1 , la limite de solubilité du quartz est atteinte. Si les solutions rencontrent alors une surface calcaire et que l'on fait agir l'évaporation, l'itinéraire Q_1Q_2 permet une précipitation du quartz, avec dissolution de la calcite. L'épigénie de la calcite par le quartz est possible. On sait que cette cristallisation du quartz pourra être contrariée en donnant le quartz microcristallin, la calcédoine et les opales (MILLOT, 1964). On rencontre ici incidemment le schéma des silicifications superficielles des formations calcaires : meulière, terrecht etc.

d) Essai sur l'épigénie par la calcite des argiles d'altération et des silicates des roches mères

C'est ici que la région des hauts pH nous paraît la plus nécessaire à explorer. En système évaporatoire, dans les espaces intergranulaires qui séparent argiles ou silicates d'une part et cristalliplasma d'autre part, les solutions atteindraient les valeurs élevées du pH. Argiles et silicates seraient dissous de façon congruente, les éléments évacués, et la calcite magnésienne cristalliserait à leur place. Le modèle est en cours d'étude.

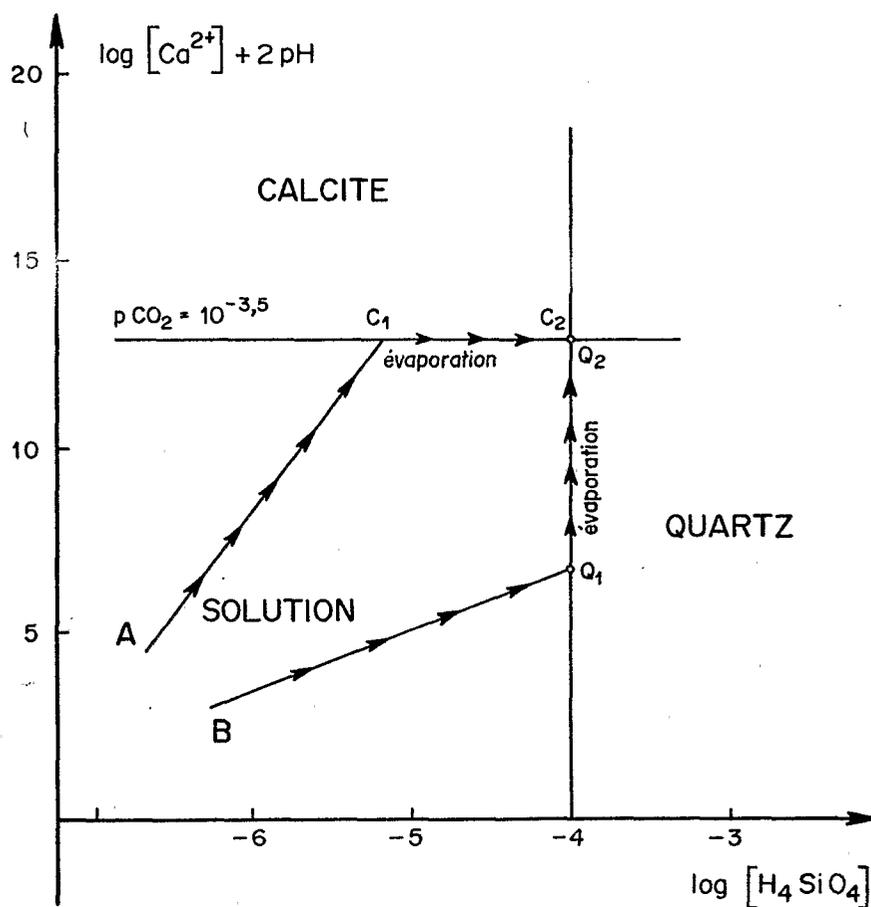


Fig. 10 — Itinéraires des solutions dans l'altération d'un mélange calcite-quartz, avec intervention de l'évaporation.
Épigénie de la calcite en quartz et du quartz en calcite

e) Conclusion

Un gros travail reste à faire pour représenter par les diagrammes d'équilibre minéraux-solutions les néoformations et épigénies que la nature nous présente. La raison en est que nous nous trouvons dans des milieux évaporatoires où, comme l'a montré AL DROUBI (1976), la nature et l'ordre des précipitations dépendent grandement des solutions initiales. Or, il s'agit ici de micromilieus intracristallins sur lesquels nous avons encore fort peu de renseignements. C'est à l'observation microscopique qu'il revient de fixer et de contrôler les conditions du calcul.

VII — CONSÉQUENCES - PERSPECTIVES - DIFFICULTÉS

1. Tendance vers le statut monominéral

Grâce à l'épigénie calcaire, les encroûtements calcaires tendent vers le statut monominéral. Les accumulations minérales de surface privilégient un minéral : celui qui est le plus stable à l'interférence d'une roche mère et d'un climat. On tend vers l'accumulation monominérale par divers mécanismes.

L'accumulation différentielle, ou relative. La plupart des minéraux sont hydrolysés ; ne restent que les éléments nécessaires à la construction du minéral le plus stable : gibbsite, kaolinite, silice, oxyde de fer, montmorillonite, calcite, etc. Ces hydrolyses créent des vides.

L'accumulation par addition, ou absolue. La matière accumulée occupe des vides : ou bien les vides dus aux hydrolyses précédentes, ou bien une porosité initiale, ou bien des fractures ou joints tectoniques, des emplacements lessivés par entraînement mécanique des particules, des vides d'origine biologique (racines, terriers, galeries, nids, etc.). Les exemples sont légion. Le minéral le plus stable s'accumule, soit par dépôt mécanique, soit par cristallisation de néoformations. L'horizon s'enrichit en gibbsite, kaolinite, silice, oxyde de fer, calcite, etc.

La troisième voie nous est moins familière. Elle relève aussi de l'accumulation absolue par addition : c'est celle de l'épigénie. Les minéraux sont épigénisés par le minéral le plus stable qui s'accumule. Ici, l'accumulation ne se produit pas dans des vides préexistants. *C'est l'épigénie d'un minéral par un autre qui crée l'espace nécessaire à l'accumulation du second.*

Si le phénomène s'entretient, on parvient à une accumulation monominérale. Même les minéraux reliques issus de la roche mère, même les minéraux d'altération antérieurs sont remplacés. Ceci a été montré pour les nodules calcaires par BOULET (1974), pour les cuirasses ferrugineuses par NAHON (1976), pour les dalles siliceuses par PARRON *et al.* (1976). Tel est le cas des encroûtements calcaires, ce qui a déjà été montré au Sénégal (NAHON *et al.*, 1975), au Sénégal et en Mauritanie (NAHON, 1976), et ce qui est, ici, généralisé.

C'est l'épigénie terminale de tous les minéraux par la calcite qui rend compte de la tendance au statut monominéral des encroûtements et dalles calcaires.

2. Encroûtement calcaire et pédogenèse

Les règles du développement des encroûtements calcaires ont été mises en évidence dans des sols — sols méditerranéens ou, plus généralement, sols soumis aux climats subarides. Il s'agit de ce que l'on a appelé longtemps sols rouges méditerranéens, sols châtaîns, sols bruns, ou encore sols fersiallitiques et sols isohumiques. Il nous fut montré que l'accumulation calcaire naît au sein des profils de sols eux-mêmes (GILE *et al.*, 1966 ; RUELLAN, 1967, 1968). Amas granules, nodules, encroûtements, croûtes et dalles se développent dans les horizons argileux du profil pédologique lui-même (RUELLAN, 1970).

Nous démontrons ici que, contrairement à toute attente, il en est de même en pays aride, lorsque l'encroûtement calcaire paraît être le procédé d'altération directe des roches mères. En fait, l'étape d'argilisation existe, entre la roche mère et la calcitisation. Tous nos exemples la présentent sous des formes diverses, à l'exception des argilites des Aït Baha qui sont, dès le départ, au statut argileux.

Ceci nous montre que l'étape normale de la pédogenèse commençante, c'est-à-dire l'argilisation, se produit avec des néoformations variées : montmorillonites, attapulgites, séricites, selon les cas. Mais les climats lui sont moins favorables, si bien qu'elle est réduite. En même temps, le milieu aride est plus favorable à la cristallisation de la calcite, si bien que celle-ci est avantagée. Elle suit de près l'argilisation et même, en certains points, la déborde.

Les profils à accumulation calcaire envahissante des régions arides ont donc une familiarité avec les profils pédologiques des régions méditerranéennes. L'argilisation des minéraux des roches mères précède l'épigénie calcaire des argiles néoformées. Ce n'est que dans le cas d'accumulation intense, que les roches mères sont épigénisées directement en calcite.

3. Discordance et enfouissement

On a pu montrer que les cuirasses ferrugineuses et les croûtes calcaires, dans leur évolution prolongée par recristallisations et épigénies successives, s'enfoncent dans les paysages aux dépens des altérites sous-jacentes, jusqu'à atteindre et attaquer les roches mères (NAHON, 1976). De même, PARRON *et al.* (1976) ont montré, en Provence, que les dalles siliceuses sont géochimiquement et géométriquement discordantes sur les altérites sous-jacentes, dont elles épigénisent les minéraux, jusqu'à s'attaquer aux roches mères.

Nous démontrons ici que, d'une manière générale, l'épigénie calcaire est discordante sur l'ensemble « argiles d'altération - roche mère ». De plus, détruits à leur sommet par une nouvelle pédogenèse (RUELLAN, 1970), reconstruits à leur base par l'épigénie calcaire, les encroûtements calcaires attaquent les altérites et les roches mères sous-jacentes et s'enfoncent dans les paysages.

4. L'épigénie calcaire, agent d'altération et de rectification des reliefs

Les faits décrits ici montrent que l'épigénie calcaire est un agent d'altération. Cet agent s'ajoute à ceux que nous connaissons déjà : gibbsitisation, kaolinisation, épigénie ferrugineuse, montmorillonitisation. Mais il est particulier, du fait que, des roches et minéraux attaqués, il ne reste rien. En effet, en pays humide, une partie des éléments des roches hydrolysés subsistent sur place, pour former le manteau d'altération composé de gibbsite, kaolinite, oxydes de fer, montmorillonite. Ici, en pays aride, les minéraux silicatés sont soumis à des dissolutions congruentes. Il n'en reste rien dans les encroûtements, sauf le calcium (et de petites fractions de magnésium et de fer) contenu initialement dans les roches qui se trouvent, dans nos exemples, très démunies en cet élément.

Si l'épigénie calcaire est un outil d'altération des roches, réglé dans les profils par le niveau hydrique, elle est aussi un agent de rectification des reliefs, ce que nous étudions par ailleurs (RUELLAN *et al.*, 1977). Si une période humide vient à nouveau à s'établir dans ces régions, la calcite serait dissoute, une surface régularisée mise à jour après avoir livré boulets, galets et reliques aux oueds voisins.

5. Problèmes en suspens : origine du calcaire et sort des produits d'altération

Les figures de l'épigénie calcaire en pays aride sont frappantes ; il est nécessaire de s'interroger sur le bilan géochimique de cette opération, et deux problèmes restent en suspens.

Le premier est celui de l'origine du calcium. Si l'épigénie se passe sur des roches calcaires, dolomitiques, marneuses, basaliques ou basiques, le calcium nécessaire peut être fourni en tout ou partie par le calcium de la roche mère. Ce cas n'est pas étudié ici. En revanche, sur les roches silicatées pauvres ou dépourvues en calcium, le problème se pose. Il est réglé aisément quand les reliefs voisins sont carbonatés, car ils livrent en solution ou sous forme d'éboulis, colluvions, champs de débris, le calcium nécessaire ; il en est de même dans le cas de recouvrements de terrasses, sédiments, loess, etc. dans le paysage.

Si tous ces produits font défaut, il est nécessaire de faire appel à des apports extérieurs et la première possibilité est celle de l'apport par le vent. Une revue sur la contribution des apports quaternaires éoliens aux sols a été présentée par YAALON et GANOR (1973). Dans le cas des croûtes calcaires, les apports éoliens ont été envisagés au Texas (BROWN, 1956), en Australie (JESSUP, 1961 ; JESSUP et WRIGHT, 1971), en Tunisie (COQUE, 1962), dans les régions arides du SW des Etats-Unis (GILE *et al.*, 1966 ; GILE et HAWLEY, 1972), au Texas et au Nouveau-Mexique (REEVES, 1970, 1976), au Nevada (GARDNER, 1972) et dans de nombreuses autres régions du monde.

Au Maroc du Sud, les vents de sable transportent des tonnages importants de produits fins fortement calcaires, venus des plateaux calcaires et des hammadas des régions désertiques voisines. Or, les spécialistes de la géographie de ces régions (OLIVA, 1974, a, b, c) nous signalent que les encroûtements calcaires sur roches silicatées non calcaires ne se rencontrent que sur une bande de l'ordre de 100 km à partir de l'océan. Ce serait l'humidité et les brumes issues de l'océan qui régleraient à la fois le piégeage des produits éoliens et la végétation de steppe qui retient ces derniers.

Une autre possibilité est celle de l'apport du calcium par les embruns, les brumes et les pluies venant de l'océan lui-même. Des mesures faites sur les embruns océaniques (MORELLI *et al.*, 1971) montrent des teneurs élevées en cal-

cium. Mais nous manquons d'arguments pour explorer cette voie.

Plus difficile est le problème du sort des éléments des minéraux silicatés soumis aux dissolutions congruentes que les faits rendent nécessaires. Sans doute, ces éléments alimentent-ils en partie les néoformations phylliteuses décrites. Mais celles-ci sont calcitisées à leur tour et la croûte calcaire ne contient elle-même que quelques reliques de la roche mère et des phyllites d'altération qui ne représentent que quelques unités pour cent de la masse calcaire. Il y a donc un tonnage important de matière qui a été évacué. Pour l'instant, nos observations ne nous montrent aucun dépôt dans les joints de la roche mère, joints qui ne représentent d'ailleurs qu'un volume dérisoire. Sans doute NAHON (1976) nous décrit-il des accumulations siliceuses à l'aval des encroûtements calcaires d'Inkebdène. Sans doute pouvons-nous supposer que les ions libérés sont transportés aux bassins lacustres ou marins voisins, pour y engendrer les formations d'argiles néoformées ou les dépôts siliceux qu'on y trouve. Mais ceci est conjectural. De même, est difficile à expliquer le transport de silice et d'alumine sur des distances assez grandes, même si des « complexes alumino-silicatés » plus solubles que l'un et l'autre de leurs composants (GUTH *et al.*, 1974 a, b) restent stables pendant le transport. Il est donc clair que, si l'évidence des épigénies calcaires frappe les yeux, nous ne disposons ici ni d'observations, ni de raisonnements cohérents pour rendre compte du sort des produits d'hydrolyse. Autre serait le cas des encroûtements calcaires qui s'accompagnent de silicification dans le profil. Nous n'en disposons pas ici.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1. Il existe en pays subaride et en pays aride un agent puissant d'altération des roches silicatées : le remplacement isostructural ou isovolume des roches silicatées par la calcite (magnésienne et ferrifère), c'est-à-dire l'épigénie calcaire.

2. L'épigénie calcaire est précédée, sauf dans les roches déjà argileuses, par une phyllitisation ou argilification, qui est l'altération argileuse normale de la pédogenèse. Quand le climat est assez humide, cette altération argileuse est importante et les encroûtements calcaires s'y développent dans le profil par épigénie. Quand le climat est très aride, cette altération argileuse n'est plus que fugitive et ne peut s'observer qu'au microscope. L'encroûtement calcaire la suit de près, et même la déborde en discordance et attaque directement les roches mères.

3. Cette phyllitisation donne naissance à des minéraux argileux communs de la famille des montmorillonites, mais aussi à des minéraux inattendus dans l'altération météorique directe : attapulgites et séricites-illites.

4. L'épigénie calcaire remplace totalement les minéraux phylliteux de l'altération première, mais aussi, par discordance sur le front d'altération phylliteuse, les minéraux primaires des roches cristallines, cristallophylliennes et sédimentaires. Pour expliquer les dissolutions congruentes des silicates, on explore des milieux d'altération évaporatoire à pH élevés.

5. Dans les sols méditerranéens ou subtropicaux argileux assez humides, l'épigénie calcaire se développe selon la suite de RUELLAN : amas, granules, nodules, encroûtements, croûtes et dalles. Dans les altérites et les roches silicatées de la zone aride, l'épigénie calcaire se développe sous forme de grilles, réseaux, faux filons de remplacement, puis d'encroûtements, de croûtes et de dalles. La géométrie des porosités du milieu épigénisé commande les figures des accumulations par épigénie.

6. L'épigénie calcaire, outil d'altération, au même titre que gibbsitisation, kaolinisation, épigénie ferrugineuse ou siliceuse et montmorillonitisation, doit aussi être étudiée comme un outil de façonnement et de rectification des reliefs.

REMERCIEMENTS. — Cette étude a été permise grâce aux autorités géologiques du Maroc et aux géologues du Service géologique. Nous remercions particulièrement M. SAADI MOUSSA, Secrétaire d'Etat au Ministère du Commerce, de l'Industrie, des Mines et de la Marine marchande, M. HILALI, Ingénieur-Géologue en chef de la division de la Géologie et M. BOUDDA, chef du Service de la Carte géologique.

Manuscrit déposé le 7 juillet 1977

Summary

Some examples of calcareous crusts (or calcretes) were studied in Southern Morocco under subarid climate ; these calcareous crusts are developed on crystalline or crystallophyllian or schistous rocks, poor in calcium. Figures of silicated mineral and rock replacement with constant volume were observed on every scale. They demonstrate the surficial calcareous epigenesis. The mechanisms governing this epigenesis are investigated as well as the origin of calcium and the role of this weathering agent in the modeling of relief.

Zusammenfassung

Kalkkrusten aus Ländern mit subariden Klimaten sind an mehreren Beispielen untersucht worden, in vorliegender Arbeit aus Süd-Marokko auf Kristallingesteinen, Gneisen und Schiefen, die arm an Kalzium sind. Verdrängungserscheinungen bei konstantem Volumen von Mineralen und Silikatgesteinen sind bei unterschiedlichen Massstäben beobachtet worden. Sie beweisen die Verdrängung nach Kalk an der Oberfläche. Diese geochemischen Verdrängungsmechanismen wurden ebenso untersucht wie die Herkunft des Kalkes und die Rolle dieses Verwitterungsfaktors auf die Gestaltung der Reliefs.

BIBLIOGRAPHIE

- AL DROUBI A. (1976) – Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation. Application aux sols salés du Tchad. *Sci. Géol., Mém.*, 46, 177 p.
- AL DROUBI A., VIEILLARD Ph., BOURRIÉ G., FRITZ B. et TARDY Y. (1976) – Etude théorique de l'altération des plagioclases. Bilans et conditions de stabilité des minéraux secondaires en fonction de la pression partielle de CO₂ et de la température. *Sci. Géol., Bull.*, 29, p. 45 - 62.
- AL RAWI G.J. et SYS C. (1967) – A comparative study between Euphrates and Tigris sediments in the Mesopotamian flood plain. *Pédologie*, Gand, 17, p. 187 - 211.
- BOULET R. (1974) – Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta : équilibres dynamiques et bioclimats. Thèse Sci. Strasbourg, multigr., 330 p.
- BROWN C.N. (1956) – The origin of caliche on the northeastern Llano Estacado, Texas. *J. Geol.*, 64, p. 1 - 15.
- CAILLERE S., HENIN S. et BESSON H. (1963) – Altération de quartz et formation d'antigorite. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 256, p. 208 - 210.
- CALLOT G., DUPUIS M. et CHAMAYOU H. (1977) – Variations du pH de la solution de matériaux calcaires, en relation avec la cinétique de dissolution du carbonate de calcium et du gaz carbonique. Rôle de la dilution et de la perméabilité du sol. *Ann. Agro.*, (sous presse).
- CHAPMAN R.W. (1974) – Calcareous duricrust in Al-Hasa, Saudi Arabia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, p. 119 - 130.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1970) – Anti-Atlas occidental et central. Livret-guide de l'excursion. Coll. internat. sur les corrélations du Précambrien, Agadir - Rabat 3 - 24 mai, Ed. Serv. géol. Maroc, 259 p.
- COQUE R. (1962) – La Tunisie présaharienne (étude géomorphologique). Thèse Lettres Paris, Armand Colin éd., 476 p.
- DUNOYER de SEGONZAC G. (1969) – Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 29, 320 p.
- FRITZ B. et TARDY Y. (1973) – Etude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. *Sci. Géol., Bull.*, 26, p. 339 - 367.
- FRYE J.C., GLASS H.D., LEONARD A.B. et COLEMAN D.D. (1974) – Caliche development and clay mineral zonation of the Ogallala Formation in central-eastern New-Mexico. *New-Mexico Bur. Mines and Mineral Resources*, Cir. 144, 16 p.
- GARDNER L.R. (1972) – Origin of the Mormon Mesa Caliche, Clark County, Nevada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, p. 143 - 155.

- GILE L.H., PETERSON F.F. et GROSSMAN R.B. (1966) — Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci.*, 101, p. 347 - 360.
- GILE L.H. (1967) — Soils of an ancient basin floor near Los Cruces, New-Mexico. *Soil Sci.*, 103, p. 265 - 276.
- GILE L.H. et HAWLEY J.W. (1972) — The prediction of soil occurrence in certain desert regions of the Southwestern United States. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 36, p. 119 - 124.
- GUTH J.L., CAULLET Ph. et WEY R. (1974 a) — Contribution à l'étude du mécanisme de formation des zéolites. I. Mise en évidence des complexes aluminosilicates solubles par acidimétrie. *Bull. Soc. Chim. Fr.*, 9 - 10, p. 1758 - 1762.
- GUTH J.L., CAULLET Ph. et WEY R. (1974 b) — Contribution à l'étude du mécanisme de formation des zéolites. II. Mise en évidence des complexes aluminosilicates solubles par conductométrie. *Bull. Soc. Chim. Fr.*, 11, p. 2363 - 2366.
- HENIN S., PEDRO G. et ROBERT M. (1968) — Considérations sur les notions de stabilité et d'instabilité des minéraux en fonction des conditions du milieu ; essai de classification des « systèmes d'agression ». IXth Internat. Congr. Soil Sci., Adelaide, 3, p. 79 - 90.
- JESSUP R.W. (1961) — Evolution of the two youngest (Quaternary) soil layers in the South Eastern portion of the Australian arid zone. I. The Parakyliya layer. *J. Soil Sci.*, 12, p. 52 - 63.
- JESSUP R.W. et WRIGHT M.J. (1971) — Cenozoic sediments, soils and climates at Whyalla, South Australia. *Geoderma*, 6, p. 275 - 308.
- LAMOUREUX M. (1971) — Etude de sols formés sur roches calcaires. Pédogenèse fersiallitique au Liban. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. ORSTOM*, 56, (1972), 266 p.
- LELONG F. et MILLOT G. (1966) — Sur l'origine des minéraux micacés des altérations latéritiques. Diagenèse régressive. Minéraux en transit. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19, p. 271 - 286.
- MEUNIER A. et VELDE B. (1976) — Mineral reactions at grain contacts in early stages of granite weathering. *Clay Minerals*, 11, p. 235 - 240.
- MILLOT G. (1949) — Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. Thèse Sci. Nancy et *Géol. appl. Prospeç. min.*, 2, 2-3-4, p. 1 - 352.
- MILLOT G. et BONIFAS M. (1955) — Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 8, p. 3 - 20.
- MILLOT G. (1964) — La géologie des argiles. Masson et Cie éd., Paris, 499 p.
- MILLOT G., PAQUET H. et RUELLAN A. (1969) — Néof ormation de l'attapulgitite dans les sols à carapaces calcaires de la Basse-Moulouya (Maroc oriental). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 268, D, p. 2771 - 2774.
- MOHR E.C.J., VAN BAREN F.A. et VAN SCHUYLENBORGH J. (1972) — Tropical Soils. A comprehensive study of their genesis. Mouton-Ichtiar Baru. Van Hoeve éd., The Hague, Paris, Djakarta, 3ème édition, 481 p.
- MORELLI J., BUAT MENARD P. et CHESSELET R. (1971) — Mise en évidence dans l'atmosphère marine d'aérosols enrichis en potassium et calcium, ayant la surface de la mer pour origine. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 272, B, p. 812 - 815.
- NAGTEGAAL P.J.C. (1969) — Microtextures in recent and fossil caliche. *Leidse Geol. Med.*, 42, p. 131 - 142.
- NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A. et MILLOT G. (1975) — Encroûtements calcaires dans les altérations des marnes éocènes de la falaise de Thiès (Sénégal) : organisation et morphologie. *Sci. Géol., Bull.*, 28, p. 29 - 46.
- NAHON D. (1976) — Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistence. Thèse Sci. Marseille et *Sci. Géol., Mém.*, 44, 232 p.
- OLIVA P. (1974 a) — La distribution des croûtes et encroûtements dans l'Anti-Atlas occidental. Une approche géomorphologique du problème des croûtes sur roches non calcaïques. CNRS. Trav. RCP 249, p. 47 - 77.
- OLIVA P. (1974 b) — Carte géomorphologique des plaines de l'Anti-Atlas occidental, 1/100 000 : plaine de Tiznit et du Massa et bordures. Ministère des T.P. et des Communications, Dir. de l'Hydraulique, Div. des Ressources en Eaux, Rabat.
- OLIVA P. (1974 c) — Carte géomorphologique des plaines de l'Anti-Atlas occidental, 1/100 000 : plaine de Goulimine, feïgas occidentales et plaines de bordures. Ministère des T.P. et des Communications, Dir. de l'Hydraulique,

Div. des Ressources en Eaux, Rabat.

- PAQUET H. (1969) – Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 30, (1970), 212 p.
- PARRON C., NAHON D., FRITZ B., PAQUET H. et MILLOT G. (1976) – Désilicification et quartzification par altération des grès albiens du Gard. Modèles géochimiques de la genèse des dalles quartzitiques et silcretes. *Sci. Géol., Bull.*, 29, p. 272 - 284.
- PEDRO G. (1968) – Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 10, p. 457 - 470.
- PIAS J. (1974) – Genèse des croûtes et encroûtements calcaires en Afghanistan. au Quaternaire récent. Xth Internat. Congr. Soil Sci., Moscou, 6, (11), p. 391 - 401.
- REEVES C.C. Jr. (1970) – Origin, classification and geologic history of caliche on the southern High Plains, Texas and eastern New-Mexico. *J. Geol.*, 78, p. 353 - 362.
- REEVES C.C. Jr. (1976) – Caliche. Origin, classification, morphology and uses. Estacado Books, Lubbock, Texas, 233 p.
- RUELLAN A. (1967) – Individualisation et accumulation du calcaire dans les sols et les dépôts quaternaires du Maroc. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 5, p. 421 - 462.
- RUELLAN A. (1968) – Les horizons d'individualisation et d'accumulation du calcaire dans les sols du Maroc. IXth Internat. Congr. Soil Sci., Adelaide, 4, p. 501 - 510.
- RUELLAN A. (1970) – Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes : les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse-Moulouya (Maroc oriental). Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. ORSTOM*, 54, (1971), 302 p.
- RUELLAN A., NAHON D., PAQUET H. et MILLOT G. (1977) – Géochimie de la surface et formes du relief. Rôle des encroûtements et épigénies calcaires dans le façonnement du modelé en pays aride. *Sci. Géol., Bull.*, 30, 4, (à paraître).
- SEDDOH F. (1973) – Altération des roches cristallines du Morvan (granites, granophyres, rhyolites). Etude minéralogique, géochimique et micromorphologique. Thèse Sci. Dijon, *Mém. géol. Univ. Dijon*, 1, multigr., 377 p.
- SINGER A. et NORRISH K. (1974) – Pedogenic palygorskite occurrences in Australia. *Amer. Min.*, 59, p. 508 - 517.
- TRAUTH N. (1974) – Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France). Jbel Ghassoul (Maroc). Thèse Sci. Strasbourg, multigr., 309 p.
- VANDEN HEUVEL R.C. (1966) – The occurrence of sepiolite and attapulgite in the calcareous zone of a soil near Las Cruces, New-Mexico. *Clays and clay minerals*, (13rd. Nat. Conf., 1964), p. 193 - 107.
- WACKERMANN J.M. (1975) – L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale semi-humide. Etude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal oriental. Conséquences pour la cartographie et la prospection. Thèse Sci. Strasbourg, multigr., 373 p.
- WEAVER C.E. et BECK K.S. (1977) – Miocene of the SE United States : a model for chemical sedimentation in a perimarine environment. *Sedim. Geol.*, 17, p. 1 - 234.
- YAALON D.H. et GANOR E. (1973) – The influence of dust on soils during the Quaternary. *Soil Sci.*, 116, p. 146 - 155.
- YAALON D.H. et WIEDER M. (1976) – Pedogenic palygorskite in some acid brown (calciorthid) soils of Israel. *Clay minerals*, 11, p. 73 - 80.

PLANCHE I

Figures au microscope de l'épigénie calcaire des roches silicatées à l'affleurement

- 1 — Profil de l'altération des schistes verts de la série d'Anzi (30 km E de Tiznit). Grille des épigénies calcaires surmontée de l'encroûtement (voir figure 1 dans le texte).
- 2 — Profil de l'altération du granite de Messti près d'Ifni. Grille des épigénies calcaires à partir du réseau de diaclases. Les polyèdres de granite se résolvent en boules dans un encroûtement superficiel (voir figure 2 dans le texte).
- 3 — Détail. Epigénie calcaire d'un bloc de granite de Messti (boutonnière d'Ifni). Le granite est progressivement atteint par la calcitisation, où restent visibles structure et reliques des minéraux du granite.
- 4 — Quartzites de Bou Izakarn. Epigénie calcaire des polyèdres de quartzite, dont les reliques subsistent avec leur orientation dans les faux filons de calcite (voir figure 3 dans le texte).

PLANCHÈ I

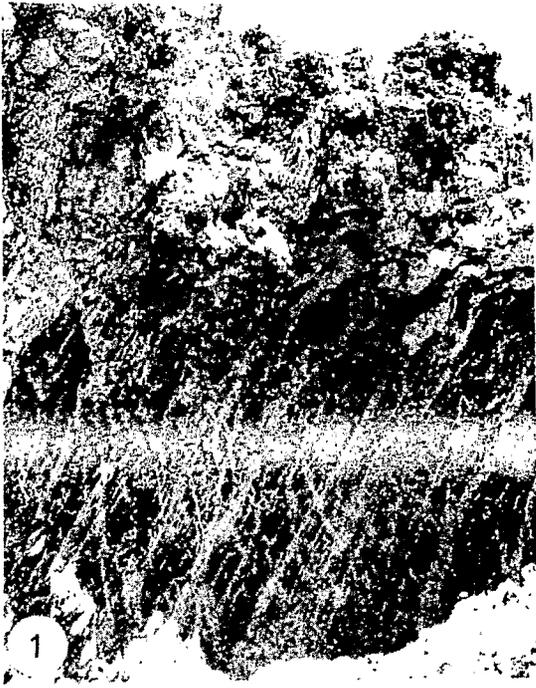


PLANCHE II

Figures au microscope de l'épigénie calcaire des schistes verts de la série d'Anzi

- 5 — Altération débutante en attapulgite (a) d'un polyèdre de schiste (S) divisé par des microfissures (x 25).
- 6 — Détail. Attapulgite en balais et gerbes (a), d'altération du schiste (S), dont les phyllites et micas (m) restent comme témoins dans la zone phyllitisée (x 200).
- 7 — Détail. De part et d'autre d'une microfissure, le schiste est altéré en attapulgite (a). Les premiers microcristaux de calcite (c) se présentent dans la microfissure (v) (x 200).
- 8 — Altération complète en attapulgite (a) d'un polyèdre de schiste et épigénie calcaire (c) de l'altération en attapulgite à partir des microfissures (x 25).
- 9 — Détail. La calcitisation (c) suit l'altération en attapulgite (a) des schistes verts (S) (x 50).
- 10 — Epigénie calcaire (c) directe des schistes verts (S), sans attapulgite intermédiaire visible (x 25).