

MICROMORPHOLOGIE DE L'ALTERATION DES FELDSPATHS
ET DES MINEAUX FERRO-MAGNESIENS SOUS CLIMAT
FERRALITIQUE

par
J. DELVIGNE
O.R.S.T.O.M.
Comité technique de Géologie

-- SEPTEMBRE 1970--

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire
N° : 29968
Cote : B

MICROMORPHOLOGIE DE L'ALTERATION DES FELDSPATHS ET DES MINERAUX FERRO-MAGNESIENS SOUS CLIMAT FERRALITIQUE - par J. DELVIGNE - O.R.S.T.O.M. -

I. INTRODUCTION

L'étude de l'altération de quelques roches basiques du Sud-Ouest et du Sud-Est de la Côte d'Ivoire (DELVIGNE, 1965-1966), régions où la pluviométrie actuelle dépasse 1.800 mm de précipitations atmosphériques, nous permet de distinguer plusieurs séquences d'altération conduisant, suivant des processus divers, à la formation de minéraux secondaires dont les principaux sont la gibbsite, la kaolinite et la goethite.

II. GENERALITES

La nature des produits de néoformation et les processus d'altération conduisant à leur formation sont fonction de la qualité du drainage interne des profils, de la composition chimique des nappes qui baignent les niveaux d'altération. Ils sont donc fonction de la fonction des profils dans le cadre général du paysage.

Dans les parties culminantes des paysages, l'eau qui percole à travers les niveaux inférieurs des formations superficielles est très peu chargée en sels dissous, silice et bases principalement. Les seuls éléments contenus dans ces nappes temporaires viennent d'être dissous dans les niveaux immédiatement supérieurs et dans les niveaux d'altération qu'elles traversent. Le pouvoir de dissolution, à toute autre condition égale d'ailleurs, est donc plus élevé et on peut admettre qu'en première approximation la qualité d'éléments exportés par les nappes hors des niveaux d'altération sera fonction de la quantité percolant à travers le profil et du degré d'altérabilité des minéraux rencontrés.

En en considérant que les éléments majeurs constituant la plus grande partie des minéraux silicatés primaires, de nombreux travaux ont pu établir que ces éléments essentiels se répartissent en trois catégories :

- les bases Na, K, Ca et Mg facilement exportées des réseaux silicatés primaires,
- la silice, dont l'exportation est plus lente et dépend largement du type cristallographique des minéraux primaires et par conséquent des liaisons qui relie les tétraèdres de silice aux groupements voisins,
- l'alumine et le fer, enfin, qui sont plus difficilement exportables et ont tendance à s'accumuler de façon relative dans les produits résiduels.

Pour la facilité du raisonnement, considérons le fer et l'alumine comme immobiles au sein des niveaux d'altération. Les produits de néoformation apparaîtront en fonction des vitesses relatives avec lesquelles s'échappent les bases et la silice. Deux cas peuvent se présenter : bases et silice s'échappent au même rythme dans le premier, l'exportation des bases, dans le second est beaucoup plus rapide, et par là plus complète, que l'exportation de la silice. Dans le premier cas, et dès les premiers stades d'altération, seuls l'alumine et le fer resteront sur place; dans le second, ces éléments seront encore, pour un temps du moins, liés à une partie de la silice originale.

En échange des éléments exportés, l'eau vient se fixer dans les niveaux d'altération, souvent en quantités abondantes, et se combiner aux éléments résiduels ou aux éléments dissous pour former des produits de néoformation solubles ou insolubles.

Dans les parties basses des paysages, au contraire, l'eau des nappes qui baigne les niveaux d'altération ne contient pas en solution que les éléments qu'elle a pu dissoudre dans les niveaux superficiels mais tous les éléments qu'elle a dissous dans les profils situés en amont, sur les pentes et les sommets du paysage. La dissolution des éléments très solubles comme les bases n'en sera que faiblement ralentie alors que la silice, nettement moins soluble, passera encore moins en solution. Nous voyons donc apparaître ici une phase intermédiaire silico-alumineuse, pauvre en bases, et susceptible d'évolution ultérieure par désilicification lente et progressive.

Les différences de comportement géochimique de ces éléments se traduisent, sous le microscope, par l'apparition d'une gamme de minéraux secondaires, les uns amorphes, les autres cristallisés. Les étapes d'élimination partielle de certains éléments se traduisent par l'apparition d'une phase amorphe intermédiaire d'une part entre les minéraux primaires et d'autre part les minéraux secondaires cristallisés qui n'apparaissent que lorsque l'évolution de la phase amorphe est achevée.

III. L'ALTERATION DES PLAGIOCLASES.

La vitesse avec laquelle les bases et la silice sont éliminées des niveaux d'altération, détermine l'importance de la phase amorphe. Plus le lessivage est lent, plus la phase amorphe mettra de temps à se débarrasser des bases et de la silice excédentaire et non utilisée dans les cristallisations secondaires.

A) Drainage excellent, évolution rapide

Sur les points culminants du paysage, avec l'aide d'une pluviométrie suffisante, les bases et la silice sont exportées brutalement et en totalité. Dans la roche altérée on ne retrouve pas plus de 10% de la silice originelle et le pourcentage d'élimination des bases est encore supérieur à cette valeur. La transformation du plagioclase se fait directement en gibbsite et la zone d'altération proprement dite a une épaisseur de l'ordre du millimètre comparable à la dimension des minéraux de la roche.

1) Première étape : la fissuration du feldspath.

Les plagioclases sont parcourus de fines craquelures de quelques microns d'épaisseur, sinueuses et qui ne suivent généralement pas les plans de clivage ou de macle des plagioclases. Elles partent des bords du cristal situés du côté de la zone altérée ou de la zone de fracture la plus proche et gagnent ensuite le centre du cristal et le bord opposé. Ces fissures et plans de fractures sont soit simplement ouverts et incolores, soit légèrement teintés de jaune-brun par des dépôts ferrugineux. Dans un cristal de feldspath on peut compter jusqu'à cinq ou six craquelures.

2) Deuxième étape : l'apparition de la gibbsite.

Les épontes des plans de fracture se granissent de cristaux de gibbsite disposés régulièrement en une couche de quelques dizaines de microns d'épaisseur. Les cristaux sont disposés côte à côte, sans ménager de vides entre eux et à peu près perpendiculairement à la ligne de fracture. Seule l'extrémité de celle-ci, partie la plus récente de la pénétration de l'altération à l'intérieur de plagioclase, n'est pas entourée de son manchon de gibbsite. Celui-ci est généralement d'égale épaisseur sur tout le tracé de la fracture. Ces fractures et leurs manchons sont parfois anastomosés entre eux et les cristallisations de gibbsite dessinent alors un réseau de mailles irrégulières enserrant entre leurs méandres des îlots de plagioclase caverneux mais encore inaltérés.

3) Troisième étape : la disparition du plagioclase.

Dans la dernière étape de l'altération, la gibbsite envahit la totalité du grain de plagioclase. Les cristaux de gibbsite sont alors orientés en tous sens, sans relation aucune ni avec l'ancien réseau feldspathique, ni en concordance avec les premiers cristaux de gibbsite bien orientés radialement autour des fissures.

Au début de cette dernière étape, on rencontre encore quelques îlots de plagioclases sains, flottant dans une cavité irrégulière limitée par les cristaux de gibbsite. Ces fragments de plagioclase, quand ils font partie d'un même cristal originel, ne conservent plus une extinction simultanée, preuve qu'ils sont libres de se déplacer à l'intérieur des mailles de gibbsite.

L'espace les séparant des cristallisations secondaires est de l'ordre de quelques dizaines de microns.

Avec la disparition des derniers îlots de plagioclase, au sein des plages gibbsitiques, on remarque de nombreux trous aux bords irréguliers. Les cristaux de gibbsite situés en bordure de ces trous sont généralement un peu plus grands et mieux formés que les autres comme s'ils avaient été nourris plus longtemps aux dépens des derniers îlots de plagioclase.

La transformation du plagioclase en gibbsite exige le départ de toute la silice et des bases et l'arrivée d'eau. Comme les plages de gibbsite ne se sont pas déformées, en ce sens qu'elles ont conservé la forme des cristaux primaires de plagioclase et qu'elles comportent de nombreux espaces vides, on peut en conclure que le volume de ces trous correspond à la différence entre les volumes silice + bases exportées et les volumes d'eau importés, ceci en considérant l'alumine comme intégralement conservée et recombinaison sous forme de gibbsite.

Les plages de gibbsite sont incolores et translucides en plaque mince; elles ne sont donc pas colorées par les solutions ferrugineuses provenant des plages d'alévation des minéraux ferro-magnésiens voisins. Au contraire, les fines fissures de la première étape d'altération et qui se sont maintenues visibles jusque maintenant, sont généralement de plus en plus colorées par des dépôts ferrugineux. Ce serait donc bien par ces fissures que s'exporteraient les éléments excédentaires et que s'importerait l'eau nécessaire à la progression de l'altération et à la cristallisation de la gibbsite, eau plus ou moins chargée d'éléments dissous tel le fer.

La gibbsite, quand elle est bien développée, se présente en cristaux tabulaires, de section carrée ou rectangulaire, d'environ 50 microns de côté, facilement identifiables grâce aux macles polysynthétiques (type plagioclase) parallèles, en croix ou en noeud papillon présentées par toutes les sections. D'extinction oblique, ces cristaux présentent entre nicols croisés, des teintes de polarisation légèrement plus élevées que celles présentées par le feldspath et le quartz. Quant aux très petits cristaux, de dimensions inférieures à l'épaisseur de la plaque mince, les teintes de polarisation sont celles de quartz : blanc - gris - noir.

B) Bon drainage, vitesse d'évolution moyenne.

Sur les parties hautes et moyennes des pontes du paysage, avec l'aide d'une pluviométrie suffisante, les bases sont encore exportées brutalement et en totalité alors que le lessivage de la silice, s'il aboutit en dernière étape à une exportation totale comparable au cas précédent, est cependant sensiblement plus lent et plus progressif. Une partie de la silice encore combinée à l'alumine dans le réseau désorganisé du feldspath altéré se maintient un

certain temps sous cette forme avant d'être séparée des autres constituants et d'être éliminée totalement à son tour.

Ce ralentissement dans la destruction du réseau feldspathique se traduit, d'une part par l'apparition d'une phase amorphe précédant la cristallisation des minéraux secondaires, d'autre part par l'élargissement considérable du front d'altération qui est ici d'un ordre de grandeur compris entre le centimètre et le décimètre; la phase amorphe, quoique éphémère, se maintient, au moins partiellement, dans toute cette zone du front d'altération.

1) Première étape : l'apparition de la phase amorphe.

Comme dans le cas précédent, les plagioclases sont parcourus de fines fissures partant de la périphérie du cristal mais il arrive aussi fréquemment que ce soit le centre du plagioclase le plus largement fissuré. Ces fissures et plans de fracture sont gainés d'un manchon de gels isotropes et le plus souvent parfaitement limpides.

Les plagioclases de forme allongés, rencontrés dans les roches à structure doléritique, ont souvent leur plan de macle souligné par une zone étroite de gels de laquelle se détachent perpendiculairement d'autres fissures remplies de gels déterminant ainsi une structure en arête de poisson. Les plagioclases des gabbros et des amphibolites, plus massifs et plus trapus, ont fréquemment leur centre occupé par une plage de gels aux contours irréguliers ou par plusieurs petites taches amorphes éparpillées ou groupées au sein du cristal.

Les plages de gels sont généralement incolores tandis que les fissures qui les parcourent sont légèrement teintées par des hydroxydes de fer venus d'ailleurs et importés en même temps que l'eau.

Dans le cas de plagioclases légèrement saussuritisés, on distingue très bien les cristaux d'épidote ou de séricite, non altérés, au sein des plages amorphes. Les globules ou les bourgeons de quartz inclus dans les plagioclases altérés sont épargnés et se maintiennent parfaitement frais durant cette première étape de l'altération ainsi que dans les suivantes.

2) Deuxième étape : l'expansion de la phase amorphe.

Les fissures entourées de leur manchon de gels deviennent plus nombreuses et s'anastomosent. Les gels qui les remplissent sont généralement incolores, parfois légèrement teintés par les hydroxydes de fer. La structure de ce réseau de gels peut être comparée à un plan de ville : les fissures à bords parallèles et remplies de gels représentant les rues, les noyaux de feldspath sains emplissant les espaces compris entre ces gels. Progressivement, les premières fissures s'élargissent tandis qu'apparaissent d'autres fissures plus étroites découpant les noyaux feldspathiques résiduels. La structure perd un peu de sa régularité, les fragments de feldspath devenant denticulés et caverneux. Ceux-ci, séparés les uns des autres par des plages de gels et appartenant à l'origine au même cristal de plagioclase, conservent une

extinction simultanée, preuve qu'ils sont figés sur place, emprisonnés par le gel qui les entoure étroitement et leur interdit tout déplacement par rapport à leur position initiale.

Dans les orthoses, le réseau de fissures et de gels semble suivre une orientation préférentielle et forment un réseau régulier de mailles rectangulaires isolant de petits fragments de feldspath sains bien alignés suivant deux directions presque orthogonales. La taille de ces îlots de feldspath bien alignés diminuera d'abord par arrondissement des angles, par amorphisation concentrique ensuite. Finalement, le cristal d'orthose est entièrement transformé en une plage homogène de gels où ne se distinguent plus que les traces rouillées des premières fissures qui ont traversé le feldspath.

3) Troisième étape : la cristallisation de la gibbsite.

Au centre des plus larges (des premières apparues) bandes de gels parcourant les plagioclases, se développent des cristaux de gibbsite. Ces cristaux sont semblables en grandeur et en disposition à ceux qui se sont développés dans la séquence précédente. La seule différence importante réside dans le fait qu'ils ne touchent pas les fragments de feldspath car ils en sont séparés par un manchon concentrique et plus récent de gels. Avec la progression de l'altération, les îlots de plagioclase diminuent en volume au profit des gels qui se voient sur leurs bordures extérieures transformés, au même rythme, en cristaux de gibbsite. Quand tout le plagioclase a disparu, il n'y a plus que la gibbsite entourant quelques îlots de gels qui disparaissent finalement eux aussi au profit de la gibbsite. La masse poreuse des cristaux de gibbsite occupe ainsi toute la surface occupée initialement par le feldspath.

Dans les orthoses, le mécanisme essentiel de la transformation est sensiblement le même bien que, en plaque mince, le processus puisse sembler légèrement différent. Au sein des gels homogènes où ne se substituent plus que de rares îlots feldspathiques, apparaissent de très petits cristaux, indéterminables au microscope, de taille inférieure au micron, assemblés en nuage diffus et bien répartis au sein de la phase amorphe. Progressivement ces cristaux grandissent, atteignent une taille permettant leur détermination, se regroupent en petites plages plus compactes ou en alignements subparallèles. La phase amorphe située entre eux disparaît progressivement et, en fin d'altération, la plage initialement occupée par le feldspath apparaît comme un fin réseau irrégulier de cristaux de gibbsite comportant une proportion de vide comparable à celle qui a été observée dans la séquence précédente.

4) Quatrième étape : la transformation en kaolinite.

Cette dernière étape de l'évolution ne se rencontre pas partout. Toutefois, elle se présente suffisamment souvent pour qu'elle puisse être décrite comme le stade final nouvellement rencontré dans ce type de profil.

Le niveau d'altération gibbsitique est alors surmonté d'un niveau, situé à un ou plusieurs mètres plus haut, caractérisé minéralogiquement par l'apparition massive de kaolinite.

Ce niveau intercallé entre le niveau d'altération inférieur et les horizons pédologiques superficiels, se présente soit sous forme d'un horizon tacheté aux couleurs vives, blanches et rouges, sur roches arides, soit sous forme d'horizons massifs, moins différenciés, bruns à rouges, très argileux, sur roches basiques.

Les bilans géochimiques calculés sur des échantillons provenant de ces niveaux intermédiaires, montrent qu'il s'agit d'un niveau silicifié et que la silification se manifeste par l'apparition de kaolinite en remplacement de la gibbsite préexistante.

La structure initiale de la roche, à ce stade, a complètement disparu et il serait illusoire de vouloir encore distinguer les plages provenant de l'altération des feldspath de celles qui dérivent de l'altération des minéraux ferro-magnésiens.

Bien que le volume de silice théoriquement nécessaire à la transformation de la gibbsite en kaolinite ne soit pas supérieur au volume des vides disponibles à l'intérieur de la roche altérée en gibbsite, la silification de ces niveaux s'accompagne d'un boursoufflement généralisé d'un foisonnement, d'une expansion qui serait responsable de la disparition de la structure originelle de la roche. A cette cause de la disparition de la structure s'ajoute la prolifération des fissures, canaux, pédotubules qui séparent, écartent, recourent, combrent des vides ou en créent d'autres.

La kaolinite, dans ces niveaux, est difficilement identifiable par les méthodes optiques car elle se présente en trop petits cristaux souvent recouverts de produits ferrugineux qui la marquent entièrement. Seuls sont bien visibles les grands empilements de kaolinite, moins ferruginisés et de plus grande dimensions (50 à 100 microns) dispersés dans la plaque mince et qui semblent se concentrer de préférence à proximité des larges canaux restés ouverts : apports d'eau et de silice plus réguliers, exportation plus aisée des ions gênants.

La silice qui baigne ces niveaux est apportée par la nappe phréatique et provient des niveaux d'altération des profils situés en amont, entraînés par le lessivage oblique le long des pentes du paysage.

Le fer accompagnerait la silice et serait responsable de la coloration intense de ces niveaux de transition. Le niveau silicifié riche en kaolinite existe souvent dans les zones profondes des bauxites, séparé de la roche-mère par un horizon d'altération gibbsitique et sous-jacent à la cuirasse bauxitique au niveau de la nappe phréatique.

C) DRAINAGE DEFICIENT : EVOLUTION LENTE

Le processus d'altération qui conduit à la formation directe de kaolinite à partir de feldspath, apparaît, en ce qui concerne l'altération des roches basiques sous climat ferralitique, dans les parties basses des pentes constamment baignées par la nappe phréatique, enrichie en silice par la mise en solution du silicium dans les parties élevées et moyenne du paysage.

1) Première étape : l'apparition de la phase amorphe

Durant la première étape de cette séquence d'altération, les plagioclases sont, comme dans la séquence précédente, parcourus par des bandes ou des taches de gels généralement concentrées au centre des cristaux. Les plages amorphes s'étendent progressivement vers la périphérie du cristal par un certain nombre de digitations irrégulières, rayonnantes et anastomosées qui isolent des fragments de feldspath frais de plus en plus petits au fur et à mesure que progresse l'altération. Les fragments appartenant initialement à un même grain de feldspath et isolé au sein des gels conservent tous une extinction simultanée comme s'ils étaient restés emprisonnés dans la masse de leurs produits de décomposition.

Dans le premier stade dans lequel les résidus feldspathiques sains sont encore abondants, les gels isotropes sont incolores, parfois légèrement teintés de jaune-brûnâtre à proximité des fissures qui parcourent la roche et y apportent le fer responsable de la coloration des gels.

2) Deuxième étape : apparition des cristallites.

Les plages amorphes ont envahi la plus grande partie des feldspaths. Leur progression se faisant à partir du centre du cristal, les fragments de feldspath frais ne se rencontrent plus qu'en périphérie, au contact des minéraux ferro-magnésiens. A proximité des fissures, la coloration due à la présence d'un pigment ferrugineux s'accroît.

Dans les orthoses, la distribution des gels suit une disposition comparable à celle qui a été décrite à propos de la séquence précédente : quadrillage irrégulier de bandes de gels entourant des noyaux sains de feldspath bien alignés, disparition progressive de ces noyaux, extension des gels à toute la plage d'orthose.

Dans les plages où les fragments de feldspath sont réduits et peu nombreux, on voit apparaître au centre de la phase amorphe, des amas de cristallite dont chaque élément ne dépasse pas la taille d'un ou deux microns.

Comme tels, ils ne sont pas identifiables au microscope optique. Ces amas se présentent en nuages diffus de 200 à 300 microns de diamètre.

De nombreuses analyses chimiques de ces gels effectués à la microsonde électronique indiquent que dans les premières phases de dégradation la totalité des bases est éliminée et que le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, initialement égal à 2.15 dans le plagioclase de compositions 41% An, tombe aux environs de 1.50 dans les premières plages amorphes et à 1.26 dans les gels où apparaissent les cristallites. Le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de la kaolinite est de 1.18.

Les teneurs en silice à l'intérieur de ces gels sont, entre 0 et 3 % près, celles qui sont nécessaires à la cristallisation de la kaolinite à partir de l'alumine restante dans les gels. L'exportation d'alumine n'est pas négligeable et atteint environ 20 %.

La composition chimique et la nature minéralogique des cristallites n'a pu être précisée : les analyses effectuées à la microsonde électronique, à des intervalles réguliers de 6 microns n'ont pas montré les différences significatives entre les résultats obtenus sur le gel et sur les cristallites. Les deux phases minérales sont de composition très voisines, la seule différence résidant dans leurs structures, l'une amorphe, l'autre cristalline.

3) Troisième étape : apparition de la kaolinite.

Dans les plages de gels où tout fragment de feldspath sain a pratiquement disparu et où sont apparus les amas de cristallites, se développent durant l'étape suivante, de beaux cristaux de kaolinite de plusieurs dizaines de microns de largeur. C'est dans les zones proches des larges fissures ouvertes qui parcourent la roche, que les cristaux sont les plus nombreux et les plus grands.

L'étude à la microsonde électronique nous apprend que ce gel n'a pas évolué depuis la formation des cristallites et que le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ dans les portions de gels intercallées entre les cristaux de kaolinite est encore égal à 1.26. Les analyses ponctuelles ne révélant pas de différence entre les gels d'une part et les cristallites ou la kaolinite d'autre part, il paraît vraisemblable d'assimiler les cristallites à de petits cristaux de kaolinite encore mal formés et trop petits pour en distinguer l'habitus par les seules méthodes optiques.

Dans les orthoses, les cristallites et les premiers cristaux identifiables de kaolinite s'organisent en un réseau quadrillé irrégulier. Ce réseau kaolinique est calqué sur le réseau de fissures initiales et non sur le réseau cristallin du feldspath.

IV. L'ALTERATION DES MINÉRAUX FERRO-MAGNÉSIENS

Les minéraux ferro-magnésiens les plus fréquemment rencontrés dans les roches basiques de Côte d'Ivoire sont la Homblonde et l'Ouralite-Actinote, accessoirement l'Augite, l'Hypersthène, rarement le Diopside, l'Enstabilité et l'Olivine. Par conséquent, nous ne décrirons que les processus d'altération des minéraux les plus communs, caractérisés principalement par l'assez fortes teneurs en fer et peu d'aluminium.

A) BON DRAINAGE ; EVOLUTION NORMALE

Sur les points culminants des paysages et dans les parties hautes et moyennes des pentes, là où le drainage est bon, sous climat ferrallitique, les minéraux ferro-magnésiens les plus communs se transforment rapidement en hydroxydes de fer par élimination des bases et de la silice. Le sort réservé à l'alumine n'a pu être précisé mais il est vraisemblable que celle-ci soit masquée par les hydroxydes de fer.

1. Première étape : la fissuration des cristaux.

Les clivages des amphiboles et pyroxènes deviennent beaucoup plus apparents ; ces minéraux devenus plus fragiles se taillent plus difficilement en plaque mince où l'on observe de nombreux trous réguliers correspondant à l'arrachage des fragments de clivage.

2. Deuxième étape : l'apparition des hydroxydes.

Les traces de clivages qui, durant l'étape précédente étaient devenues très apparentes, sont envahies par des dépôts ferrugineux brun-foncé à brun rouge, paraissent amorphes au microscope optique. Les traces de clivage colorées dessinent un réseau assez régulier de mailles rectangulaires, losangiques ou parallélogrammiques suivant l'orientation du cristal par rapport au plan de la plaque mince.

A l'intérieur de ces mailles ferruginisées, les fragments d'amphibole et de pyroxène sont inaltérés et solidaires des dépôts ferrugineux : il n'y a pas de vides entre le minéral frais et les hydroxydes. Au fur et à mesure que s'épaissit le réseau d'hydroxydes, d'autres clivages apparaissent, découpant le minéral en noyaux plus petits. A ce stade, tous les noyaux frais conservent une extinction simultanée, il n'y a pas de déplacement des uns par rapport aux autres, le réseau d'hydroxydes les maintenant étroitement en place.

3. Troisième étape : le développement des hydroxydes.

Les noyaux de pyroxènes, enfermés à l'intérieur de leurs cellules d'hydroxydes, diminuent de volume, tandis que les parois des cellules s'épaississent régulièrement. Le volume d'éléments exportés étant supérieur au volume d'éléments importés, essentiellement de l'eau, les noyaux frais finissent par se

détacher des parois : une couronne vide s'installe entre eux et les hydroxydes. Les noyaux flottent à l'intérieur de leurs cellules et alors qu'ils étaient encore alignés parfaitement suivant l'orientation cristallographique du cristal primaire, ces noyaux perdent un peu cet alignement et l'extinction n'est plus simultanée dans la totalité du cristal. Il n'y a donc pas de gels entre les noyaux sains et les hydroxydes.

A ce stade, les petits noyaux revêtent un aspect particulier : ils sont finement denticulés à leurs extrémités et ce faciès se retrouvera souvent dans les colluvions et alluvions formées aux dépens des niveaux d'altération profonde.

Le fer libéré du réseau primaire ne cristallise pas sur place, sensu stricto, mais migre vers la paroi de la cellule sur une distance de quelques microns avant de précipiter et d'augmenter l'épaisseur des dépôts d'hydroxydes.

Finalement, toute trace de minéral primaire disparaît, laissant un tissu cellulaire ferrugineux, très poreux, rappelant la structure d'un tissu de cellules végétales.

Les parois cellulaires présentent des épaisseurs variables suivant l'espèce minérale altérée : ainsi, le réseau d'hydroxydes est relativement fin dans le cas des angites et des actinotes alors qu'il est beaucoup plus épais dans le cas des homblendes et surtout de l'hypersthène. Les hydroxydes de fer ne sont jamais associées à la gibbsite, même dans le cas de minéraux ferromagnésiens alumineux.

Certaines fissures, plus larges, empruntant un tracé sinueux et se superposant à certains clivages, traversent tout le minéral primaire et les minéraux voisins. Ces larges canaux se remplissent de cristallisations de goethite. Au passage de ces fissures au travers de plages gibbsitiques, les solutions ferrugineuses s'insinuent entre les cristaux de gibbsite en soulignant les contours.

4. Quatrième étape : la cristallisation de la goethite.

Cette dernière étape n'apparaît que plus tardivement, donc plus haut dans le profil, à un moment où pratiquement toute trace de pyroboles inaltérés a disparu.

La partie médiane des fins liserés ferrugineux qui forment le réseau d'hydroxydes, le long des fins canaux centraux restés ouverts le plus souvent, devient anisotrope en même temps que sa couleur, de brun-rouge, vire au jaune d'or ou à l'orange vif. Finalement, tout le cristal initial est remplacé par un réseau anisotrope de goethite qui présente une extinction simultanée sur toute la surface de la plage occupée initialement par le minéral primaire.

Si on examine un cristal d'augite ou d'actinote entièrement transformé en goethite, on voit que tous les petits cristallites de goethite s'éteignent en même temps quelque soit l'orientation du réseau de clivages dans le cristal originel. Il est difficile de déterminer la position de cette extinction par rapport aux axes cristallographiques du cristal d'augite primitif car à ce stade de la transformation, les noyaux sains ont généralement disparus depuis longtemps et les repères cristallographiques font défaut.

Dans les quelques cas rencontrés où l'augite coexiste avec la goethite, le réseau de cette dernière s'éteint dans une position différente de 40° environ de la position d'extinction des noyaux d'augite. Dans le cas de l'altération de l'ouralite, l'extinction du réseau de goethite a lieu dans une position parallèle aux fins clivages du minéral primaire. L'extinction du réseau de goethite est donc différent de 10° par rapport à l'ouralite fraîche puisque celle-ci présente une extinction oblique de 10° par rapport à ce clivage. L'altération de l'hypersthène libère un réseau de goethite qui s'éteint dans une position parallèle à la position d'extinction du minéral primaire. Un Cristal de diopside partiellement altéré en goethite montre une différence d'orientation des deux positions d'extinction égale à 38° . L'extinction de l'iddingsite en pseudomorphose d'olivine est simultanée à celle du minéral primaire.

Par ces quelques exemples, on voit que les cristallites de goethite montrent une tendance nette à s'orienter suivant le réseau cristallin du minéral primaire. Cette direction d'extinction coïncide dans tous les cas avec la position de l'axe des cristaux primaires.

B) MAUVAIS DRAINAGE : EVOLUTION EN PHYLLITES.

Ce type d'altération particulier des minéraux ferro-magnésiens n'apparaît qu'en bas de pente, dans les stations mal drainées, là où l'altération des feldspaths fournit de la kaolinite. L'altération en phyllites, en dehors de la zone ferrallitique, est cependant très commune et nous la retrouvons presque partout dans les profil d'altération du type vertisolique.

1. Première étape : la formation de vermiculite.

Après un premier stade d'intense fissuration et de dislocation des cristaux primaires, on voit apparaître des plages irrégulières de vermiculite au sein des cristaux frais. Les feuilles de vermiculite, souvent de grande dimension et dépassant largement 50 microns, se développent en tous sens sans relation aucune avec le réseau cristallin du minéral primaire.

Les amas de vermiculite présentent un pléochroïsme intense dans les jaunes et bruns et une biréfringence comparable à celle de la biotite. Le

et semble étroit entre les minéraux secondaires et primaires.

2. Deuxième étape : la formation de montmorillonite.

L'altération se poursuivant avec la disparition progressive des cristaux primaires, on voit apparaître, surtout à proximité des fissures qui parcourent toute la roche, de fins agrégats micro-cristallins indéterminables au microscope, de couleur variable, jaune, vert, brun ; la formation de ces minéraux secondaires coïncide avec l'apparition, sur les diagrammes de rayons X et sur les courbes d'analyse thermique différentielle, d'argiles du groupe des montmorillonites, probablement des beidillites ferrifères ou des nontronites. Ces minéraux secondaires semblent se former, dans les niveaux plus élevés du profil au dépens de la vermiculite formée dans les niveaux inférieurs et aussi au dépens des cristaux de minéraux ferro-magnésiens restés inaltérés.

Ces larges fissures à montmorillonite peuvent se poursuivre en dehors des minéraux ferro-magnésiens et traverser, sans se modifier, des cristaux de feldspath en voie d'altération, et partiellement disloqués. La montmorillonite semble donc se présenter, puisqu'elle remplit indistinctement tous les vides de la roche, comme un minéral néoformé à partir, au moins partiellement, d'éléments apportés en solution.

3. Troisième étape : la formation en kaolinite.

Dans les niveaux du profil plus proches de la surface, on voit se développer au sein des plages de montmorillonite et/ou de vermiculite situées à proximité ou dans les larges fissures, de fins empilements de feuillets de kaolinite. Au sein des fissures, la kaolinite se présente en cristaux limpides et de taille supérieure à celle des cristaux qui se développent à l'intérieur des cristaux primaires au voisinage des vermiculites. Dans ce dernier cas, les feuillets de kaolinite sont généralement entourés d'un fin liseré ferrugineux qui s'insinue parfois entre eux.

La coexistence de plusieurs phases minérales secondaires en mélange avec les minéraux primaires inaltérés, rend les déterminations difficiles et il pourrait être dangereux de vouloir établir une filiation précise entre eux. Toutefois, les observations au microscope optique semblent indiquer que la kaolinite pourrait se former directement aux dépens de la montmorillonite et de la vermiculite avec ex-solution d'hydroxydes de fer.