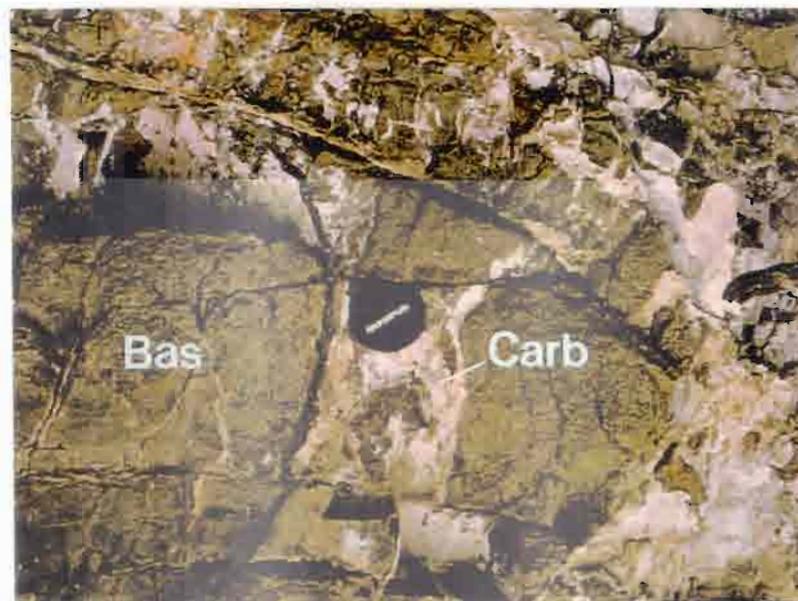


El Mokhtar HAMIDI

**ALTÉRATION ET FORMATION DES
ENCROÛTEMENTS CARBONATÉS
SUR BASALTES : EXEMPLE DES BASALTES
TRIASIQUES DU MOYEN ATLAS (MAROC)**



1996

El Mokhtar HAMIDI

**ALTÉRATION ET FORMATION DES
ENCROÛTEMENTS CARBONATÉS
UR BASALTES : EXEMPLE DES BASALTES
RIASIQUES DU MOYEN ATLAS (MAROC)**

1996

*Cet ouvrage a fait l'objet d'une thèse de doctorat en sciences de l'université d'Aix-Marseille III, en
Géochimie et Géosciences de l'Environnement le 24 octobre 1996, devant la commission composée de :*

M. Gabriel CALLOI

Rapporteur

M. Fabrice COLIN

M. Christian FRANCE-LANORD

M. Abdallah LAOUINJA

Rapporteur

Mme Annie MICHARD

M. Daniel NAHON

Sommaire

	page
<i>Introduction générale</i>	7
PREMIÈRE PARTIE :	
<i>Chapitre 9 : Les encroûtements calcaires : Connaissances actuelles</i>	9
I- INTRODUCTION-DÉFINITION	11
II- DISTRIBUTION DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES	11
III- ORIGINE ET GENÈSE DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES	12
IV- MORPHOLOGIE ET STRATIGRAPHIE DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES	17
V- MINÉRALOGIE DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES	18
VI- RÔLE DES FACTEURS BIOLOGIQUES DANS LA FORMATION DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES	19
VII- GENÈSE DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES : MODÉLISATION THERMODYNAMIQUE ET EXPÉRIENCE DE LABORATOIRE	20
VIII- RÔLE DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES DANS LE CYCLE DU CARBONE	21
VIV- ÂGE DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES	22
VV- CONCLUSION	22
<i>Chapitre 99 : Milieu naturel et méthodologie</i>	23
A- LE MILIEU NATUREL	
I- INTRODUCTION	25
II- LE MOYEN ATLAS-PRÉSENTATION GÉNÉRALE	26
III- STRATIGRAPHIE DU MOYEN ATLAS TABULAIRE	29
IV- CONCLUSION	35
B- MÉTHODOLOGIE	
I- TRAVAIL DE TERRAIN	35
II- MÉTHODES ANALYTIQUES NON DESTRUCTRICES DE LA STRUCTURE DE L'ÉCHANTILLON	35
III- MÉTHODES ANALYTIQUES DESTRUCTRICES DE	

C- LES CARBONATES DANS LE PROFIL DE TAZOUTA	
I- MINÉRALOGIE ET CHIMIE DES CALCITES DANS LE PROFIL DE TAZOUTA	116
II- SIGNIFICATION ET ORIGINE DES AIGUILLES DE CALCITES	122
III- RÔLE DES RACINES DANS L'ACCUMULATION DES CALCITES	129
IV- RELATION ENTRE LES MINÉRAUX DU BASALTE ET LA CALCITE	134
V- CONCLUSION	138
D- ÉTUDE DE LA POROSITÉ DANS LE PROFIL DE TAZOUTA	
I- INTRODUCTION-GÉNÉRALITÉS	139
II- MESURES DE LA POROSITÉ PAR LA MÉTHODE DES DENSITÉS	140
III- ETUDE DE LA POROSITÉ PAR INJECTION DE MERCURE	143
IV- CONCLUSION	159
E- DISCUSSION GÉNÉRALE-CONCLUSION	
I- ALTÉRATION DES BASALTES	160
II- ACCUMULATION DE CARBONATES	161
Chapitre V9 : TRAÇAGES ISOTOPIQUES (Sr, O, C) ET DATATION DES CARBONATES DE L'ENCROÛTEMENT DE TAZOUTA	163
A- ORIGINE DU CALCIUM DANS L'ENCROÛTEMENT DE TAZOUTA	
I- INTRODUCTION	165
II- APPORT DES ANALYSES CHIMIQUES	168
III- UTILISATION DES ISOTOPES DU Sr	169
IV- DISCUSSION-INTERPRÉTATION	171
V- CONCLUSION	175
B- MÉCANISMES ET VITESSES DE PRÉCIPITATION DES CARBONATES DANS L'ENCROÛTEMENT DE TAZOUTA	
I- INTRODUCTION	176
II- GÉNÉRALITÉS	177
III- LES ISOTOPES STABLES DES CARBONATES ET DES EAUX DANS LE MOYEN ATLAS	181
IV- CHRONOLOGIE RADIOCARBONE DES CARBONATES	192

V- CONCLUSION GÉNÉRALE	196
<i>Conclusion générale</i>	197
<i>Références bibliographiques</i>	203
<i>Liste des figures des tableaux et des planches photographiques</i>	219
<i>Annexes 1 et 2</i>	

Remerciements

Arrivée à la fin de ce parcours tant passionnant qu'épuisant, et avant d'exposer l'humble fruit de cet effort collectif, je profite de l'occasion pour exprimer ma reconnaissance à certaines personnes dont l'aide scientifique et autre m'a été précieuse.. Délicate tâche !!, je tiens donc à l'avance à m'excuser auprès de ceux qui seront déçus de ne pas y trouver leur nom.

Tout d'abord, Daniel NAHON directeur du CEREGE qui m'a accepté dans son laboratoire pour effectuer un DEA en 1992 puis une thèse, qu'il trouve ici ma vive et sincère reconnaissance.

Bruno BOULLANGE m'a initié aux problèmes de l'altération supergène. Ses compétences scientifiques, sa chaleur humaine quasi-constante et sa disponibilité extraordinaire pour discuter de problèmes scientifiques et autres, ont été pour moi d'un grand réconfort. Son exil temporaire au pays des "dieux du foot" ne m'a pas empêcher de m'adresser à lui pour les premières corrections du manuscrit qu'il a menées de manière efficace. Tous les moyens ont été utilisés pour assurer des échanges d'une régularité parfaite. Je ne sais pour cela comment lui exprimer ma profonde gratitude. Mille et une fois merci Bruno.

Fabrice COLIN, est l'instigateur de ce sujet de thèse. Il m'a fait profiter de ses compétences, et ses interventions pour l'obtention de supports financiers tant pour le déroulement des travaux analytiques que personnels m'ont énormément facilité la tâche. Pour tout ceci, je lui exprime ma reconnaissance la plus sincère.

Abdallah LAOUINA de l'Institut de Recherche Scientifique de Rabat et Gabriel CALLOT de I.N.R.A. de Montpellier ont accepté d'être les rapporteurs de ce mémoire, leur présence dans le jury est pour moi un honneur mais également un atout pour mon travail grâce aux remarques et aux critiques qu'ils peuvent y apporter.

Je remercie Christian FRANCE-LANORD du CRP.G. de Nancy, spécialiste en géochimie des isotopes stables, d'avoir accepté de juger ce travail.

Les résultats des analyses des isotopes de strontium ont été obtenu grâce à la collaboration de Annie MICHAUD. Sa disponibilité pour discuter les problèmes de traçage isotopique et sa sympathie m'ont particulièrement touché. Je lui suis profondément reconnaissant de la part qu'elle a pris dans ce travail, et je la remercie également de faire partie de mon jury.

Yves GERAUD m'a permis grâce à mon séjour à l'ENS de m'initier aux techniques de mesures porosimétriques par injection de mercure et de profiter de son expérience dans ce domaine. Les discussions des résultats lors de ses brefs passages à Marseille m'ont été d'un intérêt majeur. Qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance amicale.

Jean-Jacques MOTTE, toujours agréable, m'a offert une grande disponibilité et une grande serviabilité dans les divers services (dessin et autres) qu'il m'a rendu et pour lesquels je lui doit beaucoup. Je ne saurais le remercier assez pour sa sympathie et son amitié.

Didier LOUVAT a accepté de lire la partie du manuscrit portant sur les traçages isotopiques. Il m'a fait profiter de sa compétence et de ses critiques de spécialiste dans le domaine des isotopes stables et particulièrement dans les aquifères du Moyen Atlas marocain. Je lui doit beaucoup pour la mise en forme de cette partie, il m'est agréable de lui exprimer ma profonde gratitude.

Mireille DELAUNE m'a appris les techniques de séparation minérale. Sa gentillesse et sa simplicité ont rendu mon séjour à Bondy agréable et fructueux. Qu'elle trouve ici mon estime la plus sincère.

Les discussions avec Benois JAILLARD sur les problèmes de l'accumulation de carbonates dans la rhizosphère m'ont été fort précieuses, qu'il trouve ici un témoignage de ma reconnaissance.

Un grand merci à Sylvain HUON pour sa collaboration dans l'analyse des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène sur les échantillons d'eau.

Au sein du CEREGE, je remercie particulièrement Jean Paul AMBROSI, Claude PARRON, Jean DELVIGNE, Alain VERRON...pour les discussions parfois courtes, dans les couloirs même, mais combien fructueuses.

Au cours des missions de terrain, j'ai été amené à solliciter l'aide administratif et autre des enseignants chercheurs du département de géologie de la faculté des Sciences de Meknès. Je les remercie tous pour leur dévouement et leur disponibilité.

L'amitié qui s'est noué avec la famille des thésards a créé une ambiance chaleureuse indispensable à la vie quotidienne au laboratoire. Je les remercie tous pour leur sympathie et plus particulièrement, Claire Alary, Anne Alexandre, Ousmane Bamba, Abdeltif Belarouchi, Philippe Branchu, Philippe EBREN, Damien Cardinal, Arnaud Chiquet, Jean-Luc Ferrand, Olivier Ménard, sadia Ouar, Ouassila MERDADI,.....

Malgré toutes les aides dont j'ai pu bénéficier, ce travail n'aurait jamais abouti sans le soutien de mes parents. Ce soutien moral et matériel constant me redonnait du courage à chaque moment difficile de ce parcours. C'est pourquoi ce mémoire leur est dédié, en terme de mon affection et de ma reconnaissance. Et dieu sait que cela reste en deçà de ce que je leur dois.

A tous, merci...

INTRODUCTION GÉNÉRALE

De nos jours, les problèmes de l'environnement préoccupent particulièrement le monde scientifique et politique. Au visage plus moderne de ce thème consacré aux changements globaux et à l'action anthropique sur les écosystèmes continentaux et marins, s'ajoutent les études ponctuelles de certains aspects locaux qui restent peu répandues. C'est le cas de l'étude des processus d'altérations et plus particulièrement de l'altération des roches basiques surtout étudiée en région tropicale continentale où les manteaux d'altérations sont importants, ou en milieu océanique. Le Maroc offre une multitude d'affleurements de roches basiques d'âge (du précambrien jusqu'au quaternaire) et de nature variés. Dans ce pays, les basaltes quaternaires et surtout les basaltes triasiques sont de loin les plus répandus. Les transformations supergènes de ces matériaux n'ont pourtant fait l'objet que de très rares travaux. On peut citer les études de Kerrat *et al.* (1989), Macaire (1990) et Dekayir (1994) sur l'altération des basaltes quaternaires, et le travail de Sadiki (1991) sur les basaltes triasiques dans le Moyen Atlas. La combinaison d'une pluviométrie importante et l'étendue des sols développés sur basaltes triasiques font de cette région un pôle agronomique important du Maroc. Il est donc d'un grand intérêt d'étudier de manière détaillée les processus de transformation de ces basaltes.

Toujours dans le Moyen Atlas, les sols et les altérites développés sur divers matériaux montrent souvent des accumulations de carbonates sous forme d'encroûtements calcaires. L'étude de ces formations sur des matériaux basaltiques a été peu abordée dans le Moyen Atlas (Sadiki, 1991; Fassi, 1993). Par contres, des encroûtements développés sur schistes et quartzites ont été étudiés dans l'Anti Atlas (Millot *et al.*, 1977), sur des granites à l'est du Maroc (Ducloux *et al.*, 1990) et sur des roches sédimentaires de la plaine de Moulouya (Ruellan, 1970) et de la plaine de Saïs (Benabdallah, 1986; Badraoui *et al.*, 1987). L'accumulation des carbonates dans les manteaux d'altération développés sur les basaltes triasiques du Moyen Atlas constitue donc un processus peu étudié.

Deux axes fondamentaux dans l'étude de la transformation supergène des basaltes du Trias du Moyen Atlas se dégagent:

- ☛ le développement de l'altération
- ☛ le développement de la carbonatation.

Pour étudier ces problèmes, deux sites ont été choisis pour ce travail : le Causse d'Elhajeb à l'ouest et le Causse de Sefrou (région de Tazouta) à l'est du Moyen Atlas, dans la partie tabulaire de celui-ci. Le site d'Elhajeb permet par sa position morphologique en aval des reliefs carbonatés liasiques, d'étudier essentiellement les processus d'altération supergène des basaltes. En revanche, dans le site de Tazouta, sont étudiés les processus d'altération et de carbonatation des basaltes.

Dans cette étude, des approches pétrographiques, minéralogiques, géochimiques et isotopiques ont été utilisées. Les résultats sont présentés en 6 chapitres formant en 3 parties :

- ✓ La première partie comporte les chapitres I et II.
 - * Le chapitre I constitue une synthèse bibliographique sur les encroûtements carbonatés : genèse, minéralogie, signification climatique...etc.
 - * Le chapitre II est consacré à la présentation des caractéristiques géologiques et climatiques du Moyen Atlas tabulaire ainsi que des différentes méthodes d'analyse utilisées.

- ✓ La deuxième partie comprend les chapitres III et IV. Elle est réservée à l'étude de l'altération supergène des basaltes dans le site d'Elhajeb.
 - * Le chapitre III porte sur la minéralogie et la géochimie de l'altération des basaltes.
 - * Le chapitre IV porte sur les bilans chimiques de l'altération des basaltes.

- ✓ La troisième partie comprend les chapitres V et VI. Elle est réservée à l'étude de l'encroûtement des basaltes au site de Tazouta.
 - * Le chapitre V est consacré à l'étude de la minéralogie, pétrographie, géochimie et porosimétrie du profil d'altération et des encroûtement des basaltes.
 - * Le chapitre VI porte sur l'apport des traçages isotopiques dans la localisation des sources de calcium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et dans la compréhension des processus de précipitation des carbonates. Les datations des carbonates au ^{14}C sont également présentées dans ce chapitre.

PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE I :

**LES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES :
CONNAISSANCES ACTUELLES**

I- INTRODUCTION-DÉFINITION

La lithosphère subit l'action combinée de l'atmosphère, de l'hydrosphère et de la biosphère. Il en résulte les altérites et les sols, pellicules sensibles aux changements et/ou aux perturbations naturelles et anthropiques sur des échelles de temps variant du million à quelques dizaines d'années. Lors de ces évolutions pédogéniques, le calcium parmi d'autres éléments (Al, Fe, Si,...) est susceptible de s'accumuler dans les manteaux d'altération pour former des accumulations de carbonates appelées, selon les auteurs encroûtements calcaires, calcrètes, caliches, duricrusts, travertins, calcitanes. Nous retiendrons ici la définition de Wright & Tucker (1991), selon laquelle "une calcrète correspond à une accumulation carbonatée continentale proche de la surface, qui peut présenter différentes textures, depuis l'aspect poudreux, à nodules, jusqu'aux dalles très indurées; elle résulte d'une cimentation, par des processus de dissolution-précipitation, de carbonates dans des profils de sols, de roches ou de sédiments, dans un environnement sursaturé vis à vis du carbonate de calcium".

Dans ce travail, seront utilisés indifféremment les termes d'encroûtement calcaire et calcrète pour désigner les accumulations continentales de carbonates.

II- DISTRIBUTION DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES

La distribution des encroûtements calcaires est essentiellement contrôlée par les conditions climatiques. Ces encroûtements sont généralement associés aux climats arides à semi-arides à saisons contrastées avec des précipitations inférieures à 600 mm/an. Certains peuvent exister hors de ces zones climatiques et correspondent en général à des témoins fossiles de paléoclimats arides. Les encroûtements calcaires couvrent environ 13 % de la surface du globe (Yaalon, 1981), les plus remarquables se trouvent autour de la Méditerranée, au sud de l'Amérique du nord, à l'ouest de l'Australie et en Afrique du sud (**Tab. I-1**) (**Fig. I-1**). Les encroûtements calcaires peuvent être en équilibre avec les conditions climatiques actuelles, alors l'accumulation de carbonates se poursuit; ou en déséquilibre, ce qui mène à leur dégradation.

Tableau I-1: Liste des principaux travaux relatifs aux encroûtements calcaires.

Afrique	
Namibie	Blümel & Vogt (1979).
Sénégal	Nahon <i>et al.</i> (1975); Nahon (1976).
Zambie	Archer & Mäckel (1973).
Afrique du sud	Grey & Cooke (1977); Blümel & Vogt (1979); Watts (1980).
Régions de la Méditerranée	
Maroc	Ruellan (1970); Ruellan <i>et al.</i> (1977, 1979); Millot <i>et al.</i> (1977); Laouina (1984, 1987); Badraoui (1987); Ducloux <i>et al.</i> (1990); Kaemmerer & Revel (1991).
Tunisie	Saâdi (1985); Blancaneaux <i>et al.</i> (1987); Blancaneaux (1989).
Lybie	Goudie (1973).
Algérie	Halitim (1985).
Egypte	El-Hinnawi (1989); Freytet <i>et al.</i> (1994).
Israël	Verrecchia (1992).
Espagne	Vaudour (1975, 1979); Vaudour <i>et al.</i> (1989).
Italie	Carnicelli <i>et al.</i> (1989).
France	Butel & Ducloux (1984); Vogt (1984).
Asie	
Russie	Strakhov (1970).
Inde	Seghal & Stoops (1972).
Amérique + Australie	
U.S.A.	Machette (1985); McFadden & Tinsley (1985); Rossinsky & Swart (1993).
Brésil	Riche <i>et al.</i> (1982); Dever (1985).
Australie	Semeniuk & Searle (1984); Arakel (1986); Quade <i>et al.</i> (1994).

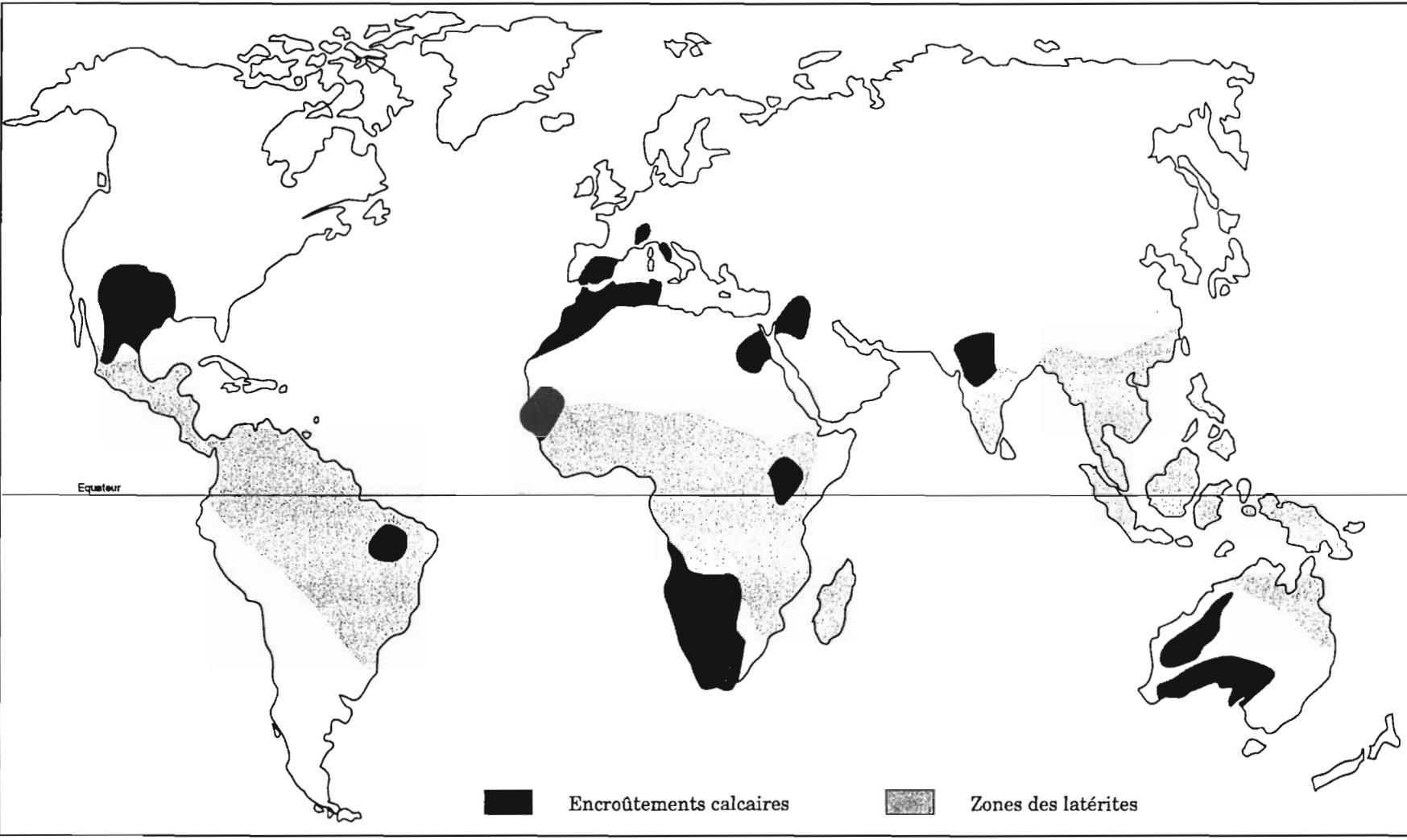
III- ORIGINE ET GENÈSE DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES

Les encroûtements calcaires se forment dans deux types de milieux géochimiquement différents :

- soit en profondeur et liés alors au battement de la nappe,
- soit en surface et liés alors aux processus pédologiques sous l'influence des eaux météoriques superficielles. Ce type d'encroûtement est le plus fréquent.

Pour expliquer les modes de formation des encroûtements de "surface", plusieurs modèles ont été proposés. La différence majeure entre ces modèles réside dans l'origine du

Fig. I-1 : Distribution mondiale des encroûtements calcaires et des latérites



calcium et les mécanismes de précipitation des carbonates. Dans tous les cas, il est important de connaître l'origine du calcium qui peut en effet provenir soit d'une remobilisation *in situ* au sein des formations altérées soit d'un apport externe (ou bien d'une combinaison des deux).

1- ORIGINE INTERNE DU CALCIUM

Dans ce modèle, le calcium provient directement de l'altération d'une roche mère carbonatée sous jacente à l'encroûtement. Ainsi, les matériaux parentaux initialement riches en calcium (carbonates, dolomies, marnes) libèrent leur calcium en grande quantité au cours de l'altération supergène. Le calcium libéré subit un transfert à courte distance, de quelques microns à quelques mètres, avant de précipiter sous forme de calcite ou d'aragonite. Ce transfert peut être ascendant ou descendant :

-*Le transfert ascendant "per ascensum"* : C'est le plus ancien modèle émis pour expliquer la formation des encroûtements calcaires (Pomel, 1872 *in* Vogt, 1984). Dans cette hypothèse, les calcrètes se formeraient par précipitation des carbonates et des sels en surface due à l'ascension capillaire des solutions et à leur évaporation (Fig. I-2).

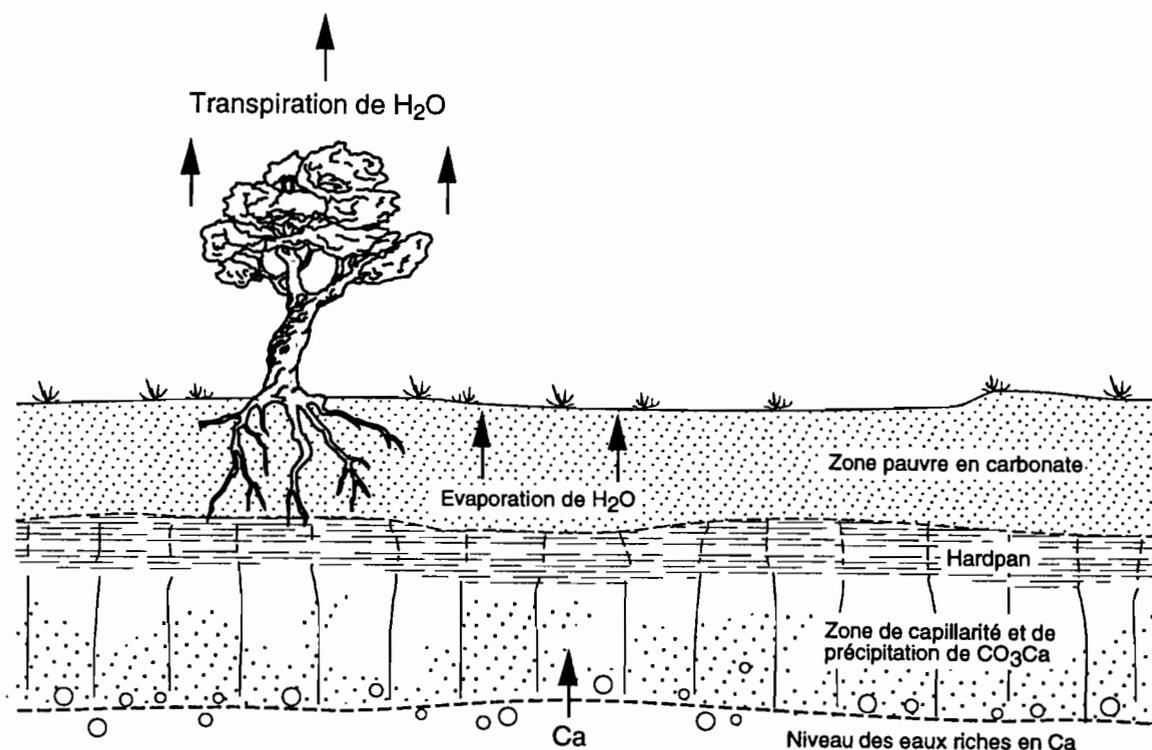


Fig. I-2 : Modèle de formation des calcrètes par transferts "per ascensum" des solutions (d'après Goudie, 1983).

-Le transfert descendant "per descensum" : L'eau de pluie s'infiltré dans la partie supérieure du profil d'altération et dissout les minéraux parentaux porteurs du calcium (solutions sous saturées), et s'enrichit en calcium au cours des transits. Les solutions arrivent alors à saturation et la calcite précipite à la base du profil (Fig. I-3). Dans ce cas, les encroûtements carbonatés *sensu stricto* sont surmontés par un horizon décarbonaté.

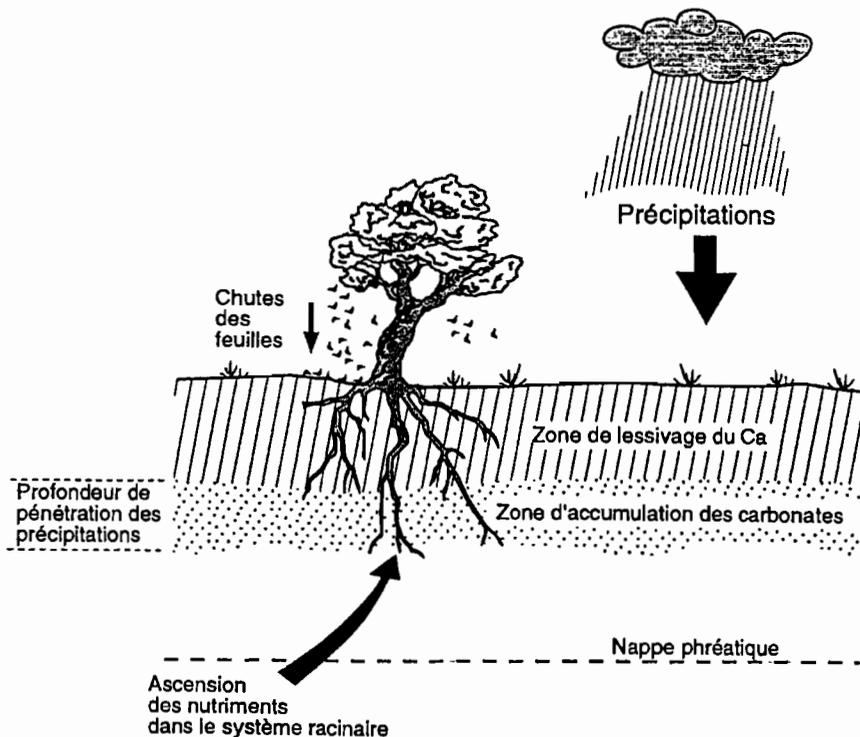


Fig. I-3 : Modèle de formation des calcrètes par transferts "per descensum" des solutions (d'après Goudie, 1983).

2- TRANSFERT DE CALCIUM EXTERNE AU PROFIL

L'origine du calcium est attribué à une source externe au profil. Le transport se fait en solution sous forme dissoute et/ou particulaire ou sous forme d'aérosols par transfert éolien (Fig. I-4).

a- Transfert en solution

Dans cette hypothèse, le développement d'une calcrète est conditionné par la présence en amont d'une source de calcium. Le lieu et le mode de précipitation de la calcite permet de distinguer deux modèles génétiques des calcrètes par transfert latéral en solution.

- *Modèle géochimique*. La précipitation de la calcite se fait le long de versants au sein d'un matériel parental. Cette précipitation est d'origine physicochimique et est contrôlée par les paramètres chimiques et thermodynamiques du milieu (Eh, pH, pCO₂...). Dès 1971, Millot introduit le mécanisme de l'épigénie calcaire pour expliquer la genèse de ces encroûtements

internes au profil: le remplacement des minéraux primaires par la calcite s'effectue pour Millot à volume constant (isovolumétrie).

- *Modèle sédimentaire* . Le modèle sédimentaire est proche de celui de la formation de dépôts carbonatés aquatiques lacustres. Le calcium, en solution ou particulaire, est transporté par l'eau de ruissellement et précipite par évaporation ou par décantation dans un milieu calme. Ce type de calcrètes se limitent à des surfaces géomorphologiquement planes (Beaudet & Laouina, 1989). La précipitation des carbonates peut être contrôlée par des organismes et formera alors des tuffs ou des oncolites (Vaudour, 1981).

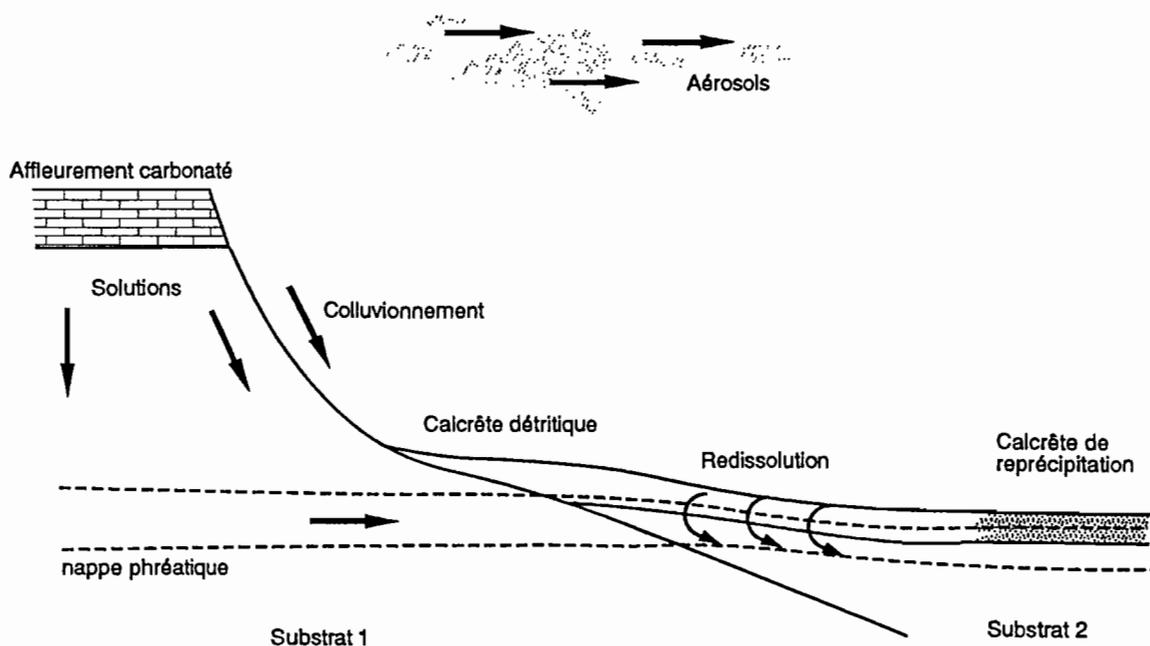


Fig. I-4 : Formation des calcrètes par des apports externes de calcium en solution sous forme dissoute et/ou particulaire et en aérosols (d'après Goudie, 1983).

b- Transfert éolien

Les particules carbonatées, d'origine marine ou continentale, apportées par le vent tombent sur le sol par gravité ou sont entraînées par les précipitations. L'importance des apports éoliens dans la genèse des formations superficielles en milieu aride telles que les encroûtements calcaires est connue (Blümel & Vogt, 1979; Coudé-Gaussen & Rognon, 1988; Grousset *et al.*, 1992; Quade *et al.*, 1994). La formation de ces encroûtements, dans leur phase initiale, s'effectue par pénétration de très fines particules carbonatées dans les fissures des matériaux sous-jacents, puis par une imprégnation généralisée d'un horizon proche de la surface. Au delà

de ce stade, la concentration des carbonates s'effectue par des processus pédologiques de lessivage et d'épigénie (Coudé-Goussen & Rognon, 1988).

Dans tous ces modèles, il apparaît que la genèse d'une calcrète passe par trois étapes principales :

- une source riche en calcium où les phénomènes de dissolution ou de dégradation mécanique sont prépondérants et libèrent le calcium en solution ou sous forme particulaire;
- la migration du calcium à des échelles variables: l'agent de transport est l'eau dans le cas des transferts en solution et le vent (aérosols) ou l'eau (ruissellement) dans le cas des transferts particuliers;
- la précipitation du calcium sous forme de carbonates dans le milieu de formation de l'encroûtement contrôlée par des mécanismes bio-géochimiques.

La combinaison de certains de ces modèles est fréquente dans un même encroûtement. Il paraît même difficile d'expliquer la formation d'un encroûtement par un seul de ces modèles.

IV- MORPHOLOGIE ET STRATIGRAPHIE DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES

A l'échelle du paysage, les encroûtements calcaires occupent des positions géomorphologiques précises selon leur mode de formation.

* Dans le cas d'apports éoliens, l'encroûtement est généralisé à des paysages variables avec un net enrichissement des parties hautes des reliefs carbonatés (Coudé-Goussen & Rognon, 1988).

* Dans le cas des encroûtements formés à partir de transferts latéraux de solutions riches en calcium, les accumulations calcaires occupent des zones de piedmonts, glacis et glacis/terrasses, qui ceinturent les reliefs (Blancaneaux, 1989). Ces accumulations aboutissent à des séquences verticales et latérales différenciées (Nahon, 1976). Selon Gile *et al.* (1966), Ruellan (1967, 1970) et Netterberg (1980), la séquence d'accumulation calcaire, de la base au sommet, est la suivante : amas friables, granules, nodules, encroûtements nodulaires, encroûtements continus, croûtes, dalles, pellicules rubanées, le plus souvent sous un horizon meuble argilo-limoneux (**Fig. I-5**). Le long d'un versant, la séquence est la même de l'amont à l'aval. Cette organisation joue un rôle important dans l'évolution des paysages. Ruellan *et al.* (1977) et Ruellan *et al.* (1979) ont montré le rôle des encroûtements carbonatés dans le façonnement des glacis d'ablation grâce à l'enchaînement de 3 mécanismes : l'épigénie calcaire des roches sous-jacentes, la dissolution de l'encroûtement à sa surface (pluie) avec livraison d'un horizon meuble (argilo-limoneux) et finalement l'ablation mécanique par ruissellement diffus, caractéristique des pays à saisons sèches marquées.

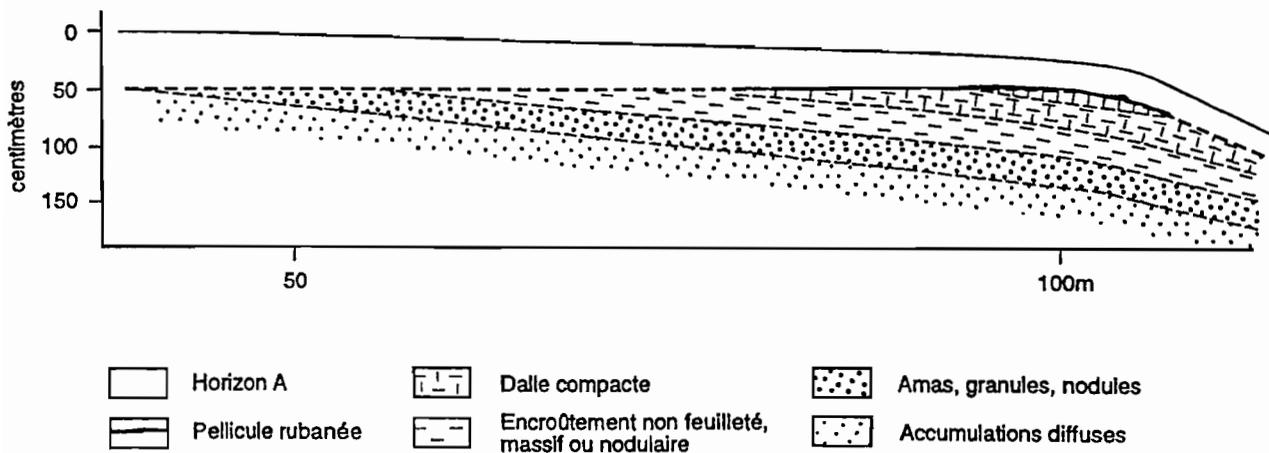


Fig. I-5 : Schéma de la répartition verticale et latérale des accumulations calcaires (d'après Ruellan, 1970).

* Dans le cas d'une calcrète formée selon l'hypothèse sédimentaire, la précipitation des carbonates dans la partie supérieure d'un matériel détritique cimenté la surface. Ces encroûtements peuvent donc être considérés comme un outil de conservation des formes planes (Beudet & Laouina, 1989).

V- MINÉRALOGIE DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES

L'épigénie est un des mécanismes majeurs de formation d'un encroûtement calcaire sur des matériaux silicatés. Ainsi, lors de l'épigénie, le volume minéral parental diminue au profit de celui du carbonate, et puisque l'épigénie est rarement complète, la minéralogie d'un encroûtement calcaire comprend dès lors une partie résiduelle de minéraux primaires, des argiles qui forment habituellement une étape intermédiaire avant l'épigénie, et des carbonates. Le carbonate est essentiellement une calcite faiblement magnésienne, même si des calcites fortement magnésiennes, et la dolomie ont pu être observées dans certaines calcrètes (Watts, 1980). L'aragonite a été également signalée comme étape intermédiaire dans la formation d'encroûtements carbonatés sur des marnes Eocène du Sénégal (Nahon *et al.*, 1980).

La fraction argileuse des encroûtements calcaires est souvent caractérisée par la présence d'argiles fibreuses de type palygorskite (= sépiolite) et/ou attapulgite (Goudie, 1973; Nahon, 1976; Watts, 1980). Ce sont des argiles riches en Mg et Si. Leur formation peut être liée à l'altération de minéraux primaires riches en Mg tels que les biotites, les chlorites ou les phengites (Milot *et al.*, 1977) ou des minéraux secondaires smectitiques ou kaoliniques (Milot *et al.*, 1969; Millot *et al.*, 1977; Watts, 1980) ou à la néoformation directe à partir des solutions du sol (Thellier *et al.*, 1988). Leur stabilité est conditionnée par un fort pH (9-11), une activité

élevée de Si et de Mg en solution (Paquet & Ruellan, 1993). Dans les environnements moins alcalins ou dilués, les smectites remplacent les argiles fibreuses (Paquet, 1983). Des kaolinites, des illites et des chlorites ont été également identifiées dans les calcrètes (Aristarain, 1971). Ces argiles se forment avant et pendant la calcitisation, mais deviennent instables et donc sont remplacées par la calcite au maximum de la calcitisation épigénitique (Ruellan *et al.*, 1979).

VI- RÔLE DES FACTEURS BIOLOGIQUES DANS LA FORMATION DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES

Le rôle de la flore et de la faune a souvent été évoqué pour expliquer certaines structures des encroûtements calcaires. Deux principaux exemples d'intervention biologique sont présentés ici. Il s'agit des croûtes zonaires et des racines calcifiées.

1- LA CROÛTE ZONAIRE

a- Définition

Dans une accumulation calcaire, la partie sommitale est occupée par une "croûte zonaire", située sous un horizon meuble de surface. Cette croûte zonaire se présente sous forme de fines intercalations lamellaires associées à divers faciès. Le terme de "zonaire" a été proposé par Gaucher (1947) pour décrire la "partie superficielle assez mince (5 à 10 cm), à structure typiquement zonaire" et qui est "par sa nature et son origine, différente du reste de l'encroûtement". Ce faciès a été qualifié de "laminar horizon ou hardpan" par Gile *et al.* (1966). Nous retiendrons dans la description de la croûte zonaire la définition de Durand *et al.*, (1979): "accumulation de calcaire, très dure, peu épaisse (décimétrique), d'aspect sublithographique et présentant en coupe verticale une zonation formée par la superposition de minces couches millimétriques alternativement claires et colorées, soulignées par des impuretés (matière organique, manganèse, argile, quartz)".

b- Rôle des microorganismes dans la formation de la croûte zonaire

Les thèses génétiques de la croûte zonaire, comme celles des calcrètes au sens large, ont évolué depuis l'hypothèse *per ascensum* de Pomel (1872) et l'hypothèse *per descensum* de Gaucher (1947) reprise par Boulaine (1957). Chez les anglo-saxons, le modèle de Gile *et al.* (1966) est le plus admis, "la croûte zonaire se formerait par une circulation et une évaporation des petites nappes d'eau libre dans le sol, au sommet de l'horizon K2". Plus récemment, la contribution de microorganismes, parmi lesquels les Algues Bleues, a été évoquée par Vogt (1987) et précisée par Wright (1989). Cette hypothèse a été vérifiée expérimentalement par Verrecchia *et al.*, (1991). Ces auteurs ont montré que des cultures de cyanobactéries désertiques

gènèrent des sphérulites de structure et de composition chimique identiques aux cristaux des croûtes zonaires, ce qui confirme la nature stromatolithique de ces faciès.

2- ACCUMULATION DES CARBONATES DANS LES RACINES

La nutrition des plantes se fait par absorption des éléments minéraux, dont le calcium, du milieu environnant par la rhizosphère. Jaillard (1987) démontre que les parties du sol en contact direct avec les racines sont souvent appauvries en Ca, qui se concentre dans les cellules racinaires où il précipite sous forme de calcite micritique ou sparitique. Ces cellules calcifiées se conservent après la mort de la racine et peuvent jouer un rôle important dans l'accumulation des carbonates. Les racines peuvent également accumuler du calcium sous forme de microcristaux d'oxalates de calcium (Jaillard, 1987).

VII- GENÈSE DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES : MODÉLISATION THERMODYNAMIQUE ET EXPÉRIENCE DE LABORATOIRE

Au cours de ces dernières années, la formation des encroûtements calcaires a été simulée expérimentalement à plusieurs reprises (Dumont, 1976, 1980, 1983; Halitim, 1985). Ces simulations, renforcées par les études naturalistes des encroûtements, ont permis de développer des modèles mathématiques de genèse des encroûtements calcaires (McFadden & Tinsley, 1985; McFadden *et al.*, 1991; Reheis *et al.*, 1992; Wang *et al.*, 1994). Ces modélisations impliquent la prise en compte des paramètres variables en fonction de l'hypothèse de base adoptée quant à la genèse de l'encroûtement.

Dumont (1976) a tenté *in vitro* une expérience d'encroûtement calcaire. Le protocole procède par ascension capillaire permanente, entretenue par évaporation, à travers du sable. Les solutions initialement sous saturées en calcium dans la nappe sont amenées progressivement à la sursaturation par départ de CO₂. Un second procédé utilise directement une solution de sursaturation connue et contrôlable, percolant au travers de ce même matériaux. L'auteur montre dans les deux cas, que le dépôt de CaCO₃ est laminé et orienté dans le sens de l'écoulement. L'épaisseur des lamines dépend de la vitesse d'écoulement.

Dans le modèle de McFadden & Tinsley (1985), le sol et l'altérite sont subdivisés en compartiments de 1 cm² superposés verticalement. Chaque compartiment est caractérisé par des paramètres (texture, porosité, minéralogie, teneur en eau, pression de CO₂, température). Ainsi les auteurs ont calculé en fonction du temps, les quantités de carbonates dissous en surface et la profondeur à laquelle se font les reprécipitations dans le profil. Dans ce modèle, la formation de calcrète est supposée s'effectuer selon l'hypothèse *per descensum*. Dans la nature,

les transferts latéraux sont fréquents, l'apport ou le départ d'une partie de calcium en solution peut influencer la validité de ce modèle.

Dans le modèle établi par Wang *et al.* (1994), les auteurs supposent une formation de calcrète par alternance de périodes sèches et humides. Le modèle prend en compte la conservation de masse, la dispersion, l'infiltration des pluies, l'évaporation et la cinétique de dissolution et de précipitation des minéraux. L'intérêt de ce modèle, réside dans le fait qu'il reproduit "par calcul" la succession minéralogique "naturelle" que l'on rencontre classiquement lors de la formation d'une calcrète sur des quartzites. Les auteurs mettent aussi l'accent sur l'importance de la stabilité des minéraux silicatés dans les processus de remplacement, la quartzite serait remplacée par la sépiolite puis par la calcite, ou bien directement par la calcite.

VIII- RÔLE DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES DANS LE CYCLE DU CARBONE

Le carbone peut être rencontré sous diverses formes chimiques et sous différents états (gaz, liquide ou solide). Il se répartit à la surface de la terre au sein de réservoirs de tailles variables: carbonates continentaux, océan, matière organique, atmosphère Les carbonates continentaux constituent de loin le réservoir le plus important du carbone terrestre. Les flux entre ces différents réservoirs déterminent le cycle du carbone. Dans un état stationnaire, l'équilibre est maintenu entre ces réservoirs par des flux d'entrée et de sortie similaires dans chaque réservoir. Dans le réservoir continental, les matériaux carbonatés sédimentaires et magmatiques (carbonatites) sont souvent soumis à des processus d'altération supergène au même titre que les autres matériaux silicatés de la partie supérieure de la croûte terrestre. Cette altération consomme du CO₂ atmosphérique et produit soit des ions bicarbonatés (partant en solution) qui peuvent atteindre l'océan au terme de leur migration, ou passent dans l'atmosphère sous forme de CO₂ gazeux. Ces réactions et ces transferts induisent des variations dans le réservoir de carbone atmosphérique. En terme de bilan, la dissolution stoechiométrique des carbonates consomme une molécule de CO₂ alors que leur précipitation nécessite 2 ions bicarbonatés:

$$CO_2 + H_2O + CaCO_3 \Leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

L'accumulation des carbonates sous forme de calcrètes peut influencer le cycle naturel du carbone. Lorsque le calcium provient de l'altération des roches silicatées par des solutions météoriques chargées en CO₂ atmosphérique, les calcrètes résultantes peuvent être considérées comme un puits capable de stocker du carbone et participent ainsi à l'inhibition du réchauffement du climat par effet de "serre". En revanche, ce rôle est absent quand le calcium de l'encroûtement provient de la dissolution des carbonates préexistants ou des apports aériens particuliers.

VIV- AGE DES ENCROÛTEMENTS CALCAIRES

Les premières approches de datation des calcrètes ont été faites au travers de méthodes qualitatives de corrélations archéologiques et/ou stratigraphiques. Plus récemment, des précisions ont été apportées grâce aux datations géochronologiques (^{14}C , U-Th) ou par l'utilisation de traceurs paléoclimatiques (isotopes stables), corrélés à d'autres données paléogéographiques locales. Sachant que la formation des croûtes ne correspond pas à un profil unique et qu'elle est en évolution continue avec des redistributions par dissolution/précipitation à des échelles de temps variables (de la saison au cycle glaciaire), il est souvent difficile de donner un âge précis aux encroûtements calcaires. Cependant, des âges raisonnables ont été obtenus par datation au ^{14}C sur des calcrètes d'Australie, des USA, d'Afrique du sud et sur des paléosols de moins de 30 000 ans BP d'âge (Williams & Polach, 1971). Cependant, de manière générale, les encroûtements sont considérés d'âge Tertiaire ou Quaternaire (Salomons *et al.*, 1978; Strong *et al.*, 1992; Netterberg, 1978). La vitesse de formation des encroûtements varie de 0,5 à 3 000 mm par 1 000 ans (Netterberg, 1981).

VV- CONCLUSION

De cette synthèse bibliographique, les points importants à retenir sont :

- Les calcrètes, caractéristiques des zones à climat aride, peuvent avoir une origine pédologique de surface ou associée à la zone de battement de nappe; dans les calcrètes de surface, le calcium peut avoir une origine interne et/ou externe au profil "vertical".

- Outre la calcite, minéral dominant (jusqu'à 90 %), la minéralogie des calcrètes est variable selon le matériel parental et les conditions de l'encroûtement.

- Des facteurs biologiques sont souvent évoqués dans le développement de certaines structures ou faciès des encroûtements carbonatés, c'est le cas des croûtes zonaires et des racines calcifiées.

- L'accumulation de carbonates sous forme de calcrètes peut influencer le cycle de carbone, les calcrètes pouvant consommer ou produire du CO_2 en fonction des conditions climatiques.

- Les datations des calcrètes sur des bases stratigraphiques et archéologiques ont fait place aux datations radiométriques, pour lesquelles plusieurs méthodes ont été utilisées (U/Th, ^{14}C ,...); le dosage de l'activité du ^{14}C demeure la méthode la plus utilisée pour dater les jeunes calcrètes.

Ces différents aspects seront abordés dans notre étude sur les encroûtements calcaires développés sur les basaltes triasiques du Moyen Atlas (Maroc).

PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE II :

**MILIEU NATUREL ET
MÉTHODOLOGIE**

A- LE MILIEU NATUREL

INTRODUCTION

Le Maroc est situé à l'extrémité nord-ouest de l'Afrique, au contact de la plaque africaine et de l'Ibérie. Le Maroc est subdivisé en trois grands blocs structuraux (Fig. II-1): au sud l'Anti-Atlas formant l'extrémité septentrionale du craton Ouest Africain, au centre, les mésétas (occidentale et orientale) et les deux chaînes alpines intra-continetales du Haut et du Moyen Atlas, et vers le nord, le rif, chaîne alpine de type géosynclinale, qui constitue en même temps la partie méridionale de l'arc bético-rifain.

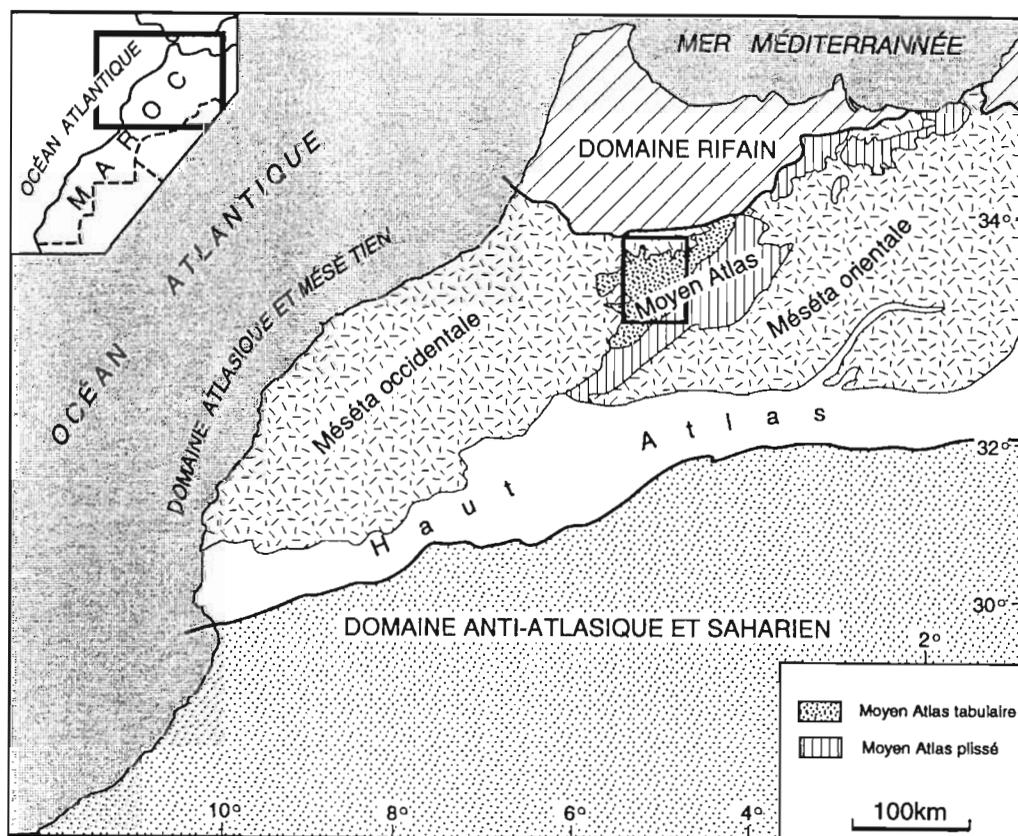


Fig. II-1 : Les grands domaines structuraux du Maroc.

Les formations précambriennes de l'Anti-Atlas sont séparées des chaînes alpines par l'accident tectonique sud-atlasique. Le Haut Atlas (HA) forme une ceinture continue orientée ENE-WSW depuis la côte Atlantique jusqu'à l'Atlas saharien algérien (800 km sur 60-80 km). La partie centrale du Haut Atlas se prolonge vers le NE par la chaîne du Moyen Atlas. Ces deux chaînes ont des formations géologiques carbonatées similaires d'âge Jurassique. Le Haut et le Moyen Atlas forment ce qu'on appelle communément le Maroc Atlasique ou domaine Atlasique (Choubert & Marçais, 1952). Leur configuration subdivise la "méséta" hercynienne en deux zones la méséta oranaise à l'est et la méséta Marocaine (occidentale) à l'ouest. Ces deux zones sont formées de terrains Paléozoïques plissés, avec une couverture mésozoïque et cénozoïque tabulaire.

La chaîne du Rif est constituée d'un ensemble de nappes allochtones charriées du nord vers le sud.

I- LE MOYEN ATLAS-PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Le Moyen Atlas, limité par le sillon sud-rifain au nord, la méséta Marocaine à l'ouest, la méséta oranaise à l'est et le haut atlas au sud, est constitué de deux unités morphologiques principales :

- le Moyen Atlas tabulaire au nord-ouest se présente sous forme de plateaux ou causses de 1000 à 2200 m d'altitude (2000 m pour le causse d'Ait Youssi, 1900 m pour celui de Beni Mguild); les couvertures calcaires de ces plateaux (calcaires et dolomies du Lias) sont soumises à des phénomènes de karstifications qui favorisent l'apparition de cuvettes (Dayet Aoua), les effets de la tectonique alpine partage le causse en deux parties le long du horst de Michlifen;

- le Moyen Atlas plissé au sud-est est séparé du précédent par l'accident nord moyen atlasique (Colo, 1961); il est affecté principalement par une tectonique ductile, et est formé de quelques rides et vallons.

Les sites choisis pour ce travail sont situés dans le Moyen Atlas tabulaire, sur les causses d'Elhajeb et de Sefrou (**Fig. II-2**).

1- GÉOMORPHOLOGIE DES CAUSSES ÉTUDIÉS

Le causse d'Elhajeb est limité au nord par le talus d'Elhajeb, au sud-ouest par une corniche continue et indentée (Kemmara, Ito), et à l'est par l'oued Tizguite. Le causse est affecté par deux flexures d'orientation orthogonale séparant trois panneaux qui sont du sud au nord : la forêt de Jaaba (1550 m), l'Ari n-Sidi-Aissa (1450 m) et la plaine de Lgargaa (1200). Le talus d'Elhajeb est un escarpement de gradins de faille qui présente la particularité d'avoir un compartiment affaissé, déblayé des couches de formations liasiques qui sont conservées sur le compartiment le plus élevé.

Le causse de Sefrou, présente deux bordures septentrionales, l'une formant une façade nord-ouest sur le Saïs de Fès, et une deuxième formant une façade nord-est sur les sites Bhalil-Sefrou. Le causse de Sefrou est séparé du causse d'Imouzzère par une fracture NW-SE sur laquelle apparait le Jbel Kandar avec des formations triasiques et paléozoïques. Le centre du causse est également traversé par des accidents (globalement SW-NE) faisant affleurer des terrains du Trias notamment autour d'Elbhalil et Ain Lahjer.

En raison de la nature karstique du causse, le réseau hydrographique du Moyen Atlas tabulaire est peu développé. Seuls trois oueds pérennes importants y prennent naissance: O. Sebou au nord-est, O. Beht à l'ouest et O. Oum-er-Rbia au sud-ouest (Fig. II-2).

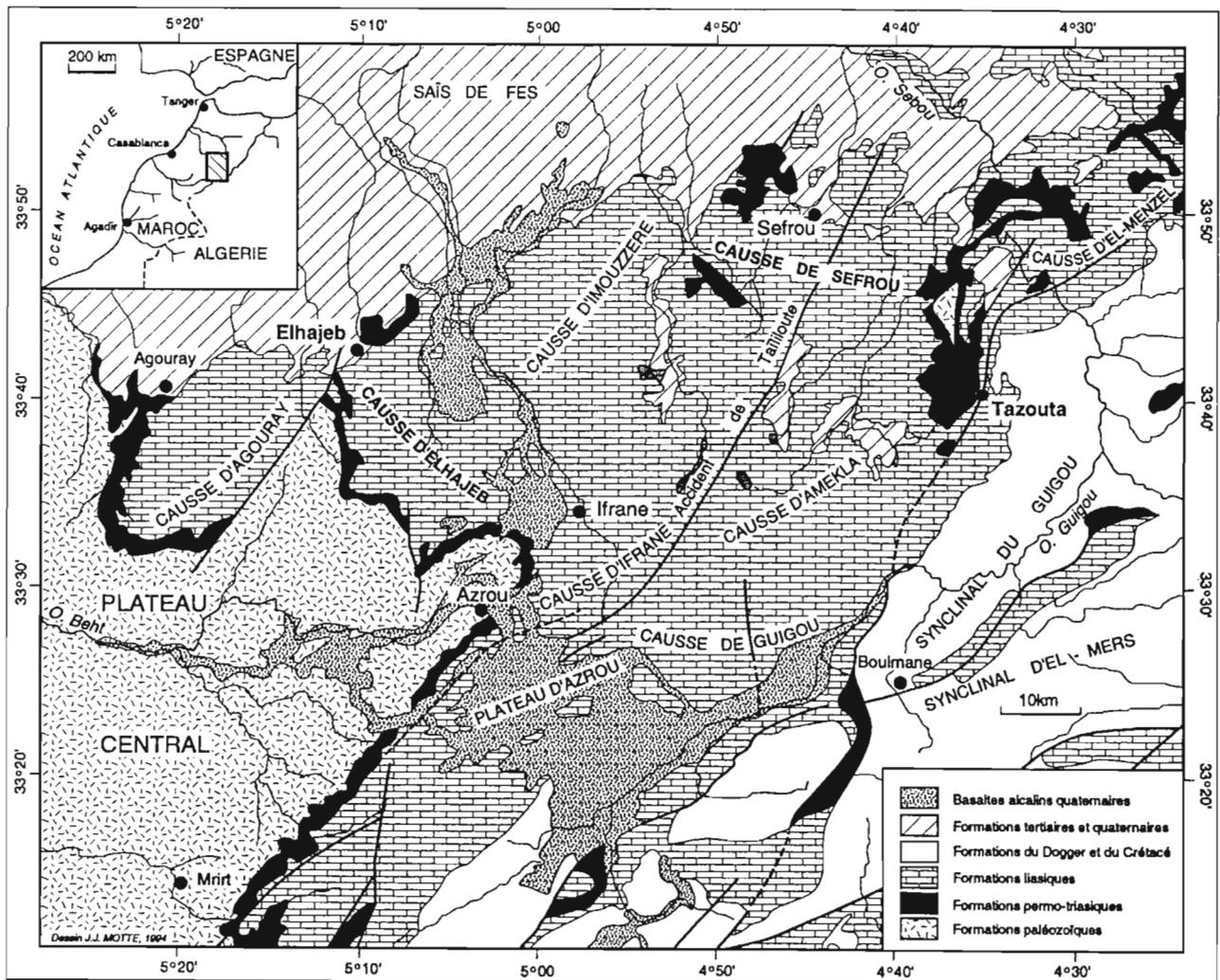


Fig. II-2 : Localisation de la zone d'étude sur une carte géologique du Moyen Atlas central (modifiée d'après Martin, 1966).

2- LE CLIMAT

Le Moyen Atlas central est soumis à un climat méditerranéen de montagne (Martin, 1981). Les stations d'Elhajeb et de Sefrou, qui nous intéressent dans ce travail, font partie de l'étage subhumide à semi-aride selon le coefficient d'Emberger (1934).

Dans la région d'Elhajeb, la moyenne des précipitations annuelles est de 660 mm alors qu'elle est de 654 mm dans la région de Sefrou (**Tab. II-1**) (516 mm à Bsabis, station la plus proche du site d'étude). A l'échelle du Moyen Atlas, la moyenne des précipitations annuelles est de 730 mm, avec un premier maximum en décembre et un deuxième plus faible en mars. Les précipitations les plus faibles (<100 mm) sont enregistrées au mois de Juillet.

L'évapotranspiration réelle annuelle (E.T.R.), varie entre 540 et 420 mm dans la région d'Elhajeb et entre 540 et 430 mm dans la région de Sefrou (**Tab. II-1**). L'évapotranspiration réelle représente respectivement 37 à 67 % et 50 à 84 % de la pluviométrie. Globalement, l'évapotranspiration réelle moyenne de l'ensemble du causse est de 510 mm/an. La lame d'eau moyenne écoulée (infiltrée et ruisselée) sur les causses serait dans ces conditions de 220 mm/an (Kabbaj & Combe, 1977).

Tableau II-1 : Données climatiques de certaines stations du Moyen Atlas (d'après Kabbaj & Combe, 1977).

Stations	Altitude (m)	T° moyenne (°C)	Précipitations (mm/an)	E.T.R. (mm/an)
Ifrane	1635	10,8	1122	420
Azrou	1250	15,2	887	520
Elhajeb	1050	15,2	660	420
Bsabis Tazouta	1385	-	516	-
Sefrou	850	15,7	654	430
Immouzer Kanadar	1440	17,3	693	430

Au dessous de 1800 m d'altitude, les précipitations durent en moyenne 100 jours dont 15 à 30 jours de chute de neige, l'enneigement persiste 1 à 2 mois. Au dessus de 1800 m, les précipitations d'hiver sont pratiquement toujours neigeuses, les températures restent basses et la neige persiste plusieurs mois. Les régions les plus enneigées des causses sont la dorsale de Tizi N'Tretten et les cônes volcaniques Quaternaires (jbel Hebri).

Les températures sont influencées par l'altitude moyenne du massif, les valeurs plus basses que celles des régions avoisinantes confèrent au climat un caractère tempéré. Les valeurs annuelles moyennes varient entre 5 et 15,7 °C alors qu'elles sont de 17,8 °C à Fès et de 17,3 °C à Méknès. Les variations annuelles des températures maximales et minimales dans les stations d'Elhajeb et de Sefrou sont données sur **la figure II-3**.

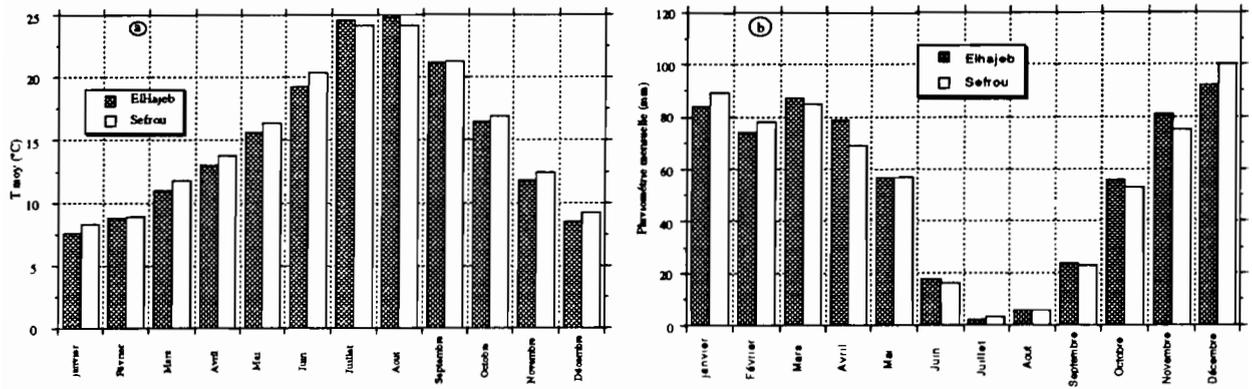


Fig. II-3 : Températures (a) et pluviométries (b) moyennes mensuelles aux stations d'Elhajeb et de Sefrou.

3- LA VÉGÉTATION

La végétation arborée du Moyen Atlas tabulaire a subi une forte destruction sous l'action anthropique : implantation de pâturages et cultures, exploitation du bois. Une végétation relictuelle primaire se trouve sur les versants les plus abrupts, les plus exposés au nord. Les espèces représentées varient avec l'altitude et le climat. Du bas des versants vers les sommets, se développent: le genévrier rouge, les maquis méditerranéens (matorrals) constitués d'olivier sauvage et de chênes verts, les chênes lièges (Tazekka au nord), les pins maritimes (Ifrane) et enfin la zone des cèdres mélangés aux chênes, puis en altitude les cèdres seuls (Azrou, Aïn Leuh, Taffert).

II- STRATIGRAPHIE DU MOYEN ATLAS TABULAIRE

1- LE SOCLE HERCYNIEN

Dans le Moyen Atlas tabulaire, les formations Primaires n'affleurent que rarement à la faveur de quelques boutonnières (El Menzel, Bsabis, Jbel de Kandar,...). Elles affleurent en revanche largement sur les bordures nord-est (Tazekka) et ouest (bassin de oued Beht). Ce sont essentiellement des formations rocheuses dures (calcaires, grès, quartzites) qui pointent au sein des schistes fortement érodés. Ces données stratigraphiques sont résumées à partir du travail de Bentayeb & Leclerc (1977) sur le causse Moyen Atlasique.

2- LE PERMO-TRIAS

Le Permo-Trias comporte une série de marnes et argiles rouges parfois violacées, gypsifères, salifères, au sein de laquelle s'intercalent des coulées de basaltes doléritiques. Le

Permo-Trias affleure à la base de la couverture liasique, à la faveur de boutonnières (dans les causses de Sefrou et d'ElMenzel) et sur la périphérie des causses (**Fig. II-2**). En général, la série Permo-Triasique présente trois faciès (Martin, 1981) :

- une formation détritique de base comprenant des conglomérats, des pélites et des grès;
- une série pélitique, rouge à passées verdâtres ou violacées généralement imprégnées de sel et de gypse;
- une série basaltique (dolérites), s'intercalant au sein de la série pélitique rouge.

Les basaltes sont liés à la naissance du bassin triasique associé à l'ouverture de l'Atlantique. Ils forment une séquence subdivisée en 4 unités qui sont de bas en haut (Sebai *et al.*, 1991): l'unité inférieure, l'unité intermédiaire, l'unité supérieure et les formations récurrentes au sommet.

Les coulées ont des épaisseurs de 50 à 150 m. Les trois unités basales correspondent à plusieurs coulées successives alors que l'unité superficielle est réduite à une seule coulée d'épaisseur maximale de 5 m. L'intercalation de roches éruptives dans les argiles rouges les subdivise en deux faciès: un faciès inférieur et un faciès supérieur. Ces argiles rouges se sont mises en place dans un milieu épicontinental (Lucas, 1962), et la présence de sel gemme, de gypse et d'argiles gonflantes montrent qu'il s'agit d'une sédimentation en milieu saumâtre.

a- Généralités sur les basaltes du Trias

A l'échelle du Maroc, les basaltes triasiques affleurent d'Agadir à Oujda et de Casablanca à Errachidia (Termier, 1949). Ces basaltes se présentent sous forme de dykes, de sills et de coulées de laves. Leur appartenance au Trias a été déterminée sur des bases paléontologiques et stratigraphiques (Termier, 1948). Des datations géochronologiques ont donné des âges allant de 160 à 200 Ma (**Tab. II-2**). Leur mise en place est liée à une tectonique distensive associée au rifting atlantique (Manspeizer, 1989). Le caractère tholéitique de ces basaltes, initialement connus uniquement sous le terme textural de doléritique, a été mentionné par Leblanc (1973) à propos des dolérites de l'Anti-Atlas. Des travaux récents (Bertrand & Coffrant, 1977; Bertrand *et al.*, 1982) ont établi la correspondance géochronologique, génétique et géochimique des basaltes tholéitiques de l'ensemble ouest-africain (du Maroc au Libéria) et des basaltes de l'est de l'Amérique du Nord.

Dans le Moyen Atlas marocain, les basaltes du Trias affleurent sur de grandes étendues. En surface, ces basaltes de couleur verdâtre, se débitant en boules entourés d'écailles, paraissent très altérés. Ces transformations sont omniprésentes et ne permettent pas de trouver facilement des faciès de roche mère saine. Pour l'analyse pétrologique du basalte frais, les prélèvements ont été faits aux causses d'Elhajeb et de Sefrou.

Tableau II-2 : Données chronologiques des basaltes triasiques du Maroc.

Localité	Nature pétrologique	Echantillon	Age Ma	Références
Méséta	Coulée de lave	Plagioclase	205 - 207	Westphal <i>et al.</i> (1979)
		Roche totale	167 - 199	Manspeizer <i>et al.</i> (1978)
Haut-Atlas	Coulée de lave	Roche totale	184 - 188	Bertrand et Prioton (1975)
		Plagioclase	178 - 199	Westphal <i>et al.</i> (1979)
		Roche totale et Plagioclase	196 - 197	Manspeizer <i>et al.</i> (1978)
		Plagioclase	197 - 201	Sebai <i>et al.</i> (1991)
Anti-Atlas	Sill de la vallée de Draa	Roche totale	180 - 186	Hailwood & Mitchell (1971)
	Dyke de Fom Zguid	Roche totale	182 - 187	Hailwood & Mitchell (1971)
		Plagioclase	196	Sebai <i>et al.</i> (1991)

Pour la caractérisation de la série volcanique du Moyen Atlas, nous avons utilisé la composition chimique des clinopyroxènes (cf Chap. III). La position de ces pyroxènes dans le diagramme de Leterrier *et al.* (1982) confirme la nature tholéitique de ces basaltes (Fig. II-3).

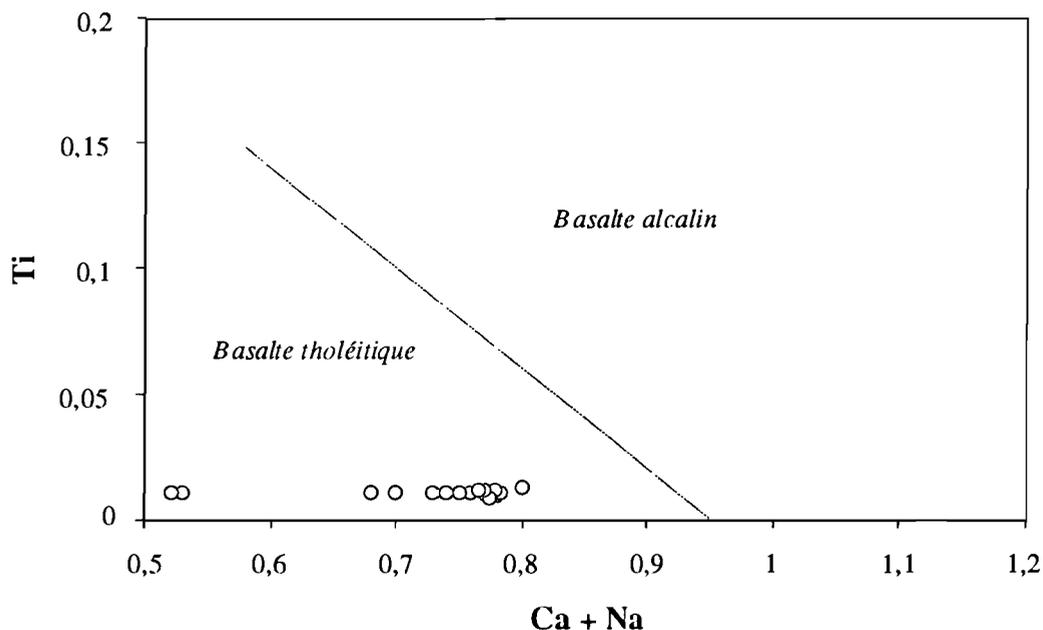


Fig. II-3 : Positions des pyroxènes du basalte du Trias du Moyen Atlas dans les diagrammes discriminants de Leterrier *et al.* (1982).

b- Le basalte frais dans les Causses étudiés

Les échantillons des basaltes frais ont été prélevés dans un puits de 40 mètres de profondeur situé à Elhajeb (Fig. II-2). 4 échantillons prélevés à 40 m de profondeur ont une texture microlitique, un autre échantillon prélevé à 28 m présente en revanche une texture microgrenue.

L'aspect doléritique est bien exprimé dans le basalte à texture microgrenue, dans lequel les cristaux ont des tailles supérieures à 100 μm , alors que dans le basalte à texture microlitique, les phénocristaux sont très rares dans la mésostase. Une autre différence fondamentale entre ces deux faciès consiste en leur teneur en verre qui est respectivement de 44 % pour le basalte à texture microlitique et de 24 % pour le basalte à texture microgrenue. L'un comme l'autre, ces basaltes contiennent des feldspaths, des clinopyroxènes et des minéraux opaques (Fig. II-4). D'autres minéraux, calcite, argiles et quartz, forment le remplissage de fissures et de vésicules, mais aussi des plages d'argiles de formes géométriques régulières ont été identifiées dans le basalte d'Elhajeb.

Dans le basalte de Tazouta, la texture est microgrenue et les cristaux sont de grande taille (mm). Ce basalte peut même être qualifié de dolérite gabbroïque, le verre y est très rare. La composition minéralogique est équivalente à celle du basalte d'Elhajeb avec cependant moins de produits secondaires fissuraux et vésiculaires. Il faut signaler aussi la présence de minéraux opaques de grande taille. Enfin, il faut noter l'absence d'olivine dans ces basaltes tout comme dans ceux d'Elhajeb.

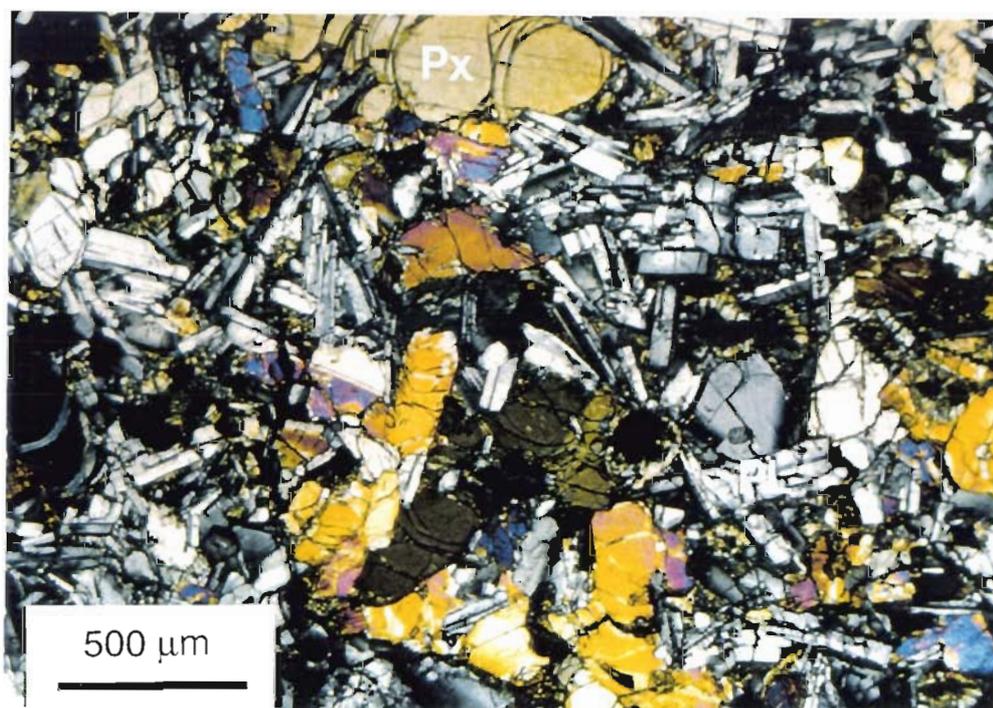


Fig. II-4 : Paragenèse minérale type des basaltes triasiques.

L'analyse du basalte frais d'Elhajeb et de Tazouta et la comparaison de ces compositions avec d'autres données bibliographiques des basaltes du Trias (Bertrand & Coffrant, 1977; Bertrand *et al.*, 1982) (Tab. II-3) montrent que ces échantillons sont très hydratés (perte au feu élevée), et sont pauvres en SiO_2 , en CaO et en alcalins. Le basalte de Tazouta est par contre

plus riche en Fe₂O₃ et en MgO comparés au même basalte dans le Haut Atlas et dans l'Anti-Atlas.

Tableau II-3 : Compositions chimiques des basaltes du Trias du Maroc.

Oxydes en %	Elhajeb		Tazouta	Haut Atlas (1)	Anti-Atlas (2)
	microlitique	microgrenue			
SiO ₂	47,26	49,78	47,96	51,5	51,65
Al ₂ O ₃	15,09	14,41	13,31	13,75	14,55
FeO	7,32	8,41	10,41	9,74	9,6
MgO	8,7	9,45	9,46	7,71	7,13
CaO	8,01	9,73	10,19	10,37	11,24
Na ₂ O	1,8	1,79	2,28	2,08	2,05
K ₂ O	0,17	0,2	0,85	0,52	0,67
TiO ₂	1,2	1,06	0,99	1,22	1,13
Perte au feu	9,42	3,66	4,96	<2	0,5
Nombre d'analyse	4	1	2	64	7

(1) : d'après Bertrand & Coffrant, 1977

(2) : d'après Bertrand *et al.*, 1982

c- Discussion-Conclusion

Les paragenèses minérales décrites dans le basalte frais correspondent à celles d'un basalte tholéitique. Les plages argileuses identifiées dans ces basaltes rappellent celles décrites par Bertrand & Prioton (1975) et par Bertrand *et al.* (1982). Elles résulteraient d'une pseudomorphose totale de l'olivine lors d'une phase d'altération tardimigmatique. De plus, d'autres minéraux liés à l'altération hydrothermale telles que la prhénite, la pumpélllyite, la chlorite ou la serpentine ont été décrits dans ces basaltes (Moussu, 1954; Robillard & Piqué, 1981; Bertrand *et al.*, 1982; Bertrand, 1991). Des remplissages minéralogiques (calcite, argiles quartz) de fissures et de vésicules des basaltes d'Elhajeb et de Tazouta sont également à mettre en rapport avec cette même phase d'altération. Ces variations minéralogiques locales et d'intensité variable expliquent les variations observées dans la chimie de ces basaltes. De plus, la perte en certains éléments (CaO et SiO₂) et les grandes teneurs en eau du basalte frais d'Elhajeb et de Tazouta résulteraient d'un début de transformation supergène de ces basaltes.

3- LES FORMATIONS LIASIQUES

a- Le Lias inférieur

Dans la partie septentrionale du Moyen Atlas tabulaire, la sédimentation liasique aurait débuté à l'Hettangien par des formations de marnes et calcaires marneux ou dolomitiques de faible épaisseur (1 à 5 m). Celles-ci affleurent en divers points au pied de la bordure occidentale

entre Elhajeb et Ben-Smime. Au sommet de ces formations, le Lias inférieur est représenté par une série dolomitique d'environ 150 m d'épaisseur.

Le Lias inférieur de la partie méridionale du Causse est principalement formé de calcaires et de calcaires dolomitiques. Ces derniers sont plus fréquents dans la partie centrale du causse et le long de la ligne des accidents de Tizi N'Tretten.

b- Le Lias moyen

La transition Lias inférieur-Lias moyen est généralement difficile à identifier en l'absence de critères paléontologiques. Dans le synclinal d'Ifrane, cette transition est représentée par des dolomies litées qui forment le terme supérieur du Lias inférieur.

Alors que le Lias Moyen de la partie septentrionale du Causse est essentiellement dolomitique, celui de la partie méridionale est essentiellement calcaire. La ligne d'accident de Tizi N'Tretten marque le changement de faciès.

c- Lias supérieur et Dogger

Au Toarcien apparaît un changement radical dans la sédimentation et les faciès marneux deviennent plus importants. Cependant, les sédiments de cette période sont limités spatialement par rapport aux séries dolomitiques et calcaires du Lias inférieur et moyen. A partir du Toarcien supérieur se développe une série marno-calcaire qui se poursuit durant l'Aalénien et le Bajocien inférieur. Alors que le Bajocien moyen présente un faciès nettement marneux (marnes de Boulmane), le Bajocien supérieur est représenté par une série de calcaires plus ou moins dolomitiques appelés "calcaire corniche".

Le Bathonien n'est présent que sporadiquement dans le synclinal de Békrit. Le reste du Jurassique est absent (phase d'émersion).

4- LE TERTIAIRE ET LE QUATERNAIRE

Le Tertiaire est pratiquement absent dans les causses Moyen Atlasiques, exception faite de quelques affleurements de Mio-Pliocène continental, tel au nord d'Almis du Guigou.

Le Quaternaire est représenté par des coulées de basaltes (Timahdit) atteignant 150 à 200m d'épaisseur, et par des dépôts de "dayas" issus des décompositions des dolomies et des calcaires.

III- CONCLUSION

Le Moyen Atlas présente donc une grande diversité morpho-lithologique et climatique. Il constitue également un réservoir hydrique important qui alimente les plaines voisines (Saïs). Les sommets des plateaux sont de nature carbonatée (Lias), et les formations triasiques à

dominante basaltique apparaissent sur les versants. La diversité climatique régionale fait que l'importance des processus d'altération et de pédogenèse sont variables.

Dans ce travail, les transformations des basaltes triasiques dans le Moyen Atlas seront étudiées dans les régions d'Elhajeb à l'Ouest et Tazouta à l'Est. Dans la région d'Elhajeb, seront développées plus particulièrement les processus d'altération hydrothermale et supergène *sensu stricto* des basaltes. Dans la région de Tazouta, nous aborderons essentiellement l'étude de la carbonatation des basaltes et de leurs produits d'altération.

B- MÉTHODOLOGIE

I- TRAVAIL DE TERRAIN

L'essentiel de l'échantillonnage a été effectué au cours d'une mission de terrain d'un mois en Avril 1992. Lors de cette mission, les prélèvements ont été limités à la phase solide. Par la suite, deux autres campagnes de terrain ont été organisées pour prélever des eaux dans la région d'Elhajeb, la première en été (Août, 1994) et la seconde en hiver (Février, 1995).

II- MÉTHODES ANALYTIQUES NON DESTRUCTRICES DE LA STRUCTURE DE L'ÉCHANTILLON

1- MICROSCOPIE OPTIQUE

Une quarantaine de lames minces d'échantillons de basaltes frais et altérés ont été préparées. Les lames minces de roches saines ont été préparées au Laboratoire de Pétrologie Magmatique de la Faculté des Sciences et Techniques de St Jérôme. En revanche, les lames de roches altérées ont été essentiellement confectionnées à l'INRA de Rennes, les échantillons ayant été préalablement indurés pour conserver structure et texture de la roche. Toutes les lames ont fait l'objet de déterminations minéralogiques précises. Des comptages de points ont été réalisés sur certaines lames spécifiques pour une quantification minéralogique, le nombre de 1000 points a été supposé représentatif de la lame.

2- MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE

L'étude micromorphologique de fragments de roches et de minéraux séparés a été faite au microscope électronique à balayage à l'O.R.S.T.O.M. de Bondy. L'appareil utilisé est un CAMBRIDGE - STEREOSCAN 200 muni d'un spectromètre à dispersion d'énergie (E.D.S. AN 10000). L'observation a été faite sur images en "électrons secondaires" et sur images en "électrons rétro-diffusés". L'étude morphologique est complétée par une analyse chimique semi-quantitative.

3- MICROSONDE ÉLECTRONIQUE

Toutes les microanalyses chimiques des minéraux présentés dans ce travail ont été réalisées à la microsonde CAMEBAX de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc à Montpellier.

Les analyses de minéraux primaires et de produits d'altération (silicates) ont été faites dans des conditions de routine: tension d'accélération : 15 kv; temps de comptage : 20 s. Les analyses d'éléments traces sur les carbonates ont été faites dans des conditions optimales respectant à la fois la fragilité du matériel et la taille très faible des microcristaux de la micrite: diamètre du faisceau de 10 μ m, tension de 25 kv, intensité de courant de 10 mA et temps de comptage de 2 mn.

III- MÉTHODES ANALYTIQUES DESTRUCTRICES DE LA STRUCTURE DE L'ÉCHANTILLON

1- SÉPARATION MINÉRALE

La détermination qualitative et quantitative de certaines phases minérales a nécessité de les séparer des autres composantes minéralogiques. Nous avons ainsi effectué des séparations d'argiles, de carbonates et de minéraux lourds. Le protocole de séparations de ces derniers est présenté dans l'**annexe 1**.

2- MESURE DES DENSITÉS ET DES POROSITÉS

La mesure des densités apparentes a été faite par la méthode des doubles pesées après avoir enrobé les échantillons dans la paraffine. Les densités réelles ont été mesurées à l'aide d'un pycnomètre à eau (cf annexe 1). Trois mesures ont été faites par échantillon. Les valeurs moyennes des densités apparentes et réelles ont été utilisées pour calculer les porosités globales.

La porosité a également été mesurée directement sur des échantillons par porosimétrie par injection de mercure (cf annexe 1). Les mesures ont été faites avec un porosimètre MICROMETRICS AUTOPORE II 9215 à l'Ecole Normale Supérieure de Lyon (ENSPL) en collaboration avec Y. Géraud. Cette méthode consiste à faire pénétrer du mercure dans un échantillon préalablement dégazé en exerçant des pressions croissantes.

3- DIFFRACTION DE RAYONS X

Pour l'analyse minéralogique par diffraction de rayons X, un appareil de type "Philips P 1729" muni d'un compteur de type Geiger Muller et d'un tube à anti-cathode de Cobalt a été utilisé. Les conditions de travail ont été fixées à 40 Kv de tension et 40 mA. L'analyse a été faite sur des poudres de roches totales et sur des minéraux purs orientés (argiles) ou non orientés (calcite).

4- SPECTROMÉTRIE D'ÉMISSION À SOURCE PLASMA (I.C.P.)

Pour les solides, une partie des analyses chimiques sur roches totales a été réalisée au service de chimie du Département des Sciences de la Terre de la Faculté de St Jérôme pour les majeurs et les traces. Une seconde partie des analyses chimiques a été faite au Laboratoire de la société Chemex (Canada).

5- ELECTROPHORÈSE

Pour les eaux, l'analyse des cations a été faite par électrophorèse capillaire au Laboratoire de Géosciences de l'Environnement, l'appareil utilisé est de type "WATERS".

6- SPECTROMÉTRIE D'ÉMISSION À SOURCE PLASMA COUPLÉ AU SPECTROMÈTRE DE MASSE (ICP-MS)

Les éléments traces (Ti, Zr et Sr) des eaux, peu ou non détectés par l'ICP-AES, ont été analysés par ICP-MS. Ces analyses ont été réalisées sur un appareil Perkin Elan 500 au Laboratoire de Géochimie de Toulouse III.

La solution analysée est introduite puis ionisée par l'intermédiaire d'un plasma. Les ions correspondant aux éléments à mesurer sont ensuite focalisés, puis triés en fonction de leur masse dans un quadripole et enfin détectés par un multiplicateur d'électrons.

7- SPECTROMÉTRIE INFRA-ROUGE

Des analyses infra-rouge ont été effectuées sur des phases minérales séparées (argiles et calcite). Les analyses ont été réalisées par la méthode du pastillage au KBr; 2,5 mg de l'échantillon sont dilués dans le KBr pour un gramme de mélange total.

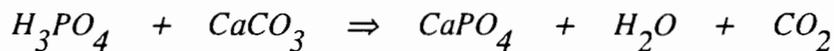
Le spectromètre utilisé est un Perkin Elmer (FTIR), les analyses ont été menées à l'INRA de Versailles et au Laboratoire de Physicochimie des Matériaux à l'Université de Toulon et du Var.

8- SPECTROMÉTRIE DE MASSE

a- Les isotopes stables

- Pour les carbonates:

Les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène ont été analysées. Le CO₂ est extrait des carbonates par attaque acide avec H₃PO₄ sous vide à 25 °C et pendant 12 heures, l'attaque se fait sur 15 mg d'échantillon de carbonate selon la réaction suivante :



L'eau est retenue par un piège à éthanol fondant (120 °C) et le CO₂ est analysé au spectromètre de masse.

Les analyses ont été réalisées au Laboratoire de Géochimie Isotopique de l'ORSTOM à Bondy. Le spectromètre utilisé est un TRICARB 2260, 2560. Il fournit des valeurs des rapports isotopiques ¹³C/¹²C et ¹⁸O/¹⁶O qui sont ensuite exprimées sous forme de δ¹³C et δ¹⁸O. Les δ¹³C et δ¹⁸O sont donnés par comparaison à la référence N.B.S 19 (étalon international I.A.E.C.).

- Pour les eaux:

L'analyse des isotopes stables (¹⁸O/¹⁶O et D/H) d'eau a concerné les eaux de pluie, de puits et de sources (5 échantillons). Les analyses ont été faites au Laboratoire de Biogéochimie Isotopique de l'Université Pierre et Marie Curie à Paris. Pour les isotopes de l'oxygène, la méthode adoptée est celle de Epstein & Mayeda (1953) : équilibration eau-CO₂ à 25 °C, extraction du CO₂ équilibré, mesure de la composition isotopique de ce CO₂ par spectrométrie de masse par rapport à un standard qui est le même CO₂ de départ. L'appareil utilisé est un VG-Fison ISOPREP 18 équipé d'un robot préparateur pour équilibration eau-CO₂ à 25 °C.

b- Datations ¹⁴C

Dans la haute atmosphère, le rayonnement cosmique induit des réactions de transformation de ¹⁴N en ¹⁴C, le carbone ainsi produit s'oxyde en ¹⁴CO₂ atmosphérique et se mélange avec le CO₂ des isotopes stables. Le ¹⁴C est un isotope radioactif, émetteur d'un rayonnement β- et dont la période de décroissance est égale à 5730 ans. Le principe de datation par le ¹⁴C est basé sur la loi de décroissance radioactive :

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \quad \text{avec : } \lambda = (\text{Ln}2) \cdot T^{-1}$$

Les datations au ^{14}C ont été faites sur des carbonates issus du profil de Tazouta. Les mesures ont été effectuées, au Laboratoire de Géochimie Isotopique de l'ORSTOM à Bondy, sur benzène par spectrométrie à scintillation liquide.

c- Les isotopes du Sr

Pour les isotopes de strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), les analyses ont été faites au Laboratoire de Géosciences de l'Environnement en collaboration avec A. Michard. Le spectromètre de masse utilisé est le VG Secteur 54 Thermal Ionisation Mass Spectrometer (T.I.M.S.). Les échantillons finement broyés, pesés, sont totalement (carbonates purs) ou partiellement (échantillons bruts) attaqués à l'acide chlorhydrique, le surnageant est évaporé. Le dépôt obtenu, tracé en Sr par ajout d'un *spike*, est redissout dans HCl et passé à l'élution. Cette élution est faite sur une résine échangeuse de cations AG50-X8 (200-400 mesh).

DEUXIÈME PARTIE

CHAPITRE III :

**MINÉRALOGIE & CHIMIE
DE L'ALTÉRATION DES BASALTES
DU TRIAS D'ELHAJEB**

INTRODUCTION

L'altération hydrothermale et supergène des basaltes du Trias est étudiée dans la région d'Elhajeb. Le profil choisi est un exemple représentatif de la succession de faciès d'altération supergène permettant de suivre l'évolution verticale, c'est à dire les gradients croissant des processus d'altération en fonction du temps.

I- DESCRIPTION DU PROFIL

1- LOCALISATION

La zone étudiée est située au piedmont nord du causse à 3 km de la ville d'ElHajeb (Fig. III-1) dans une localité appelée "Ait Boho". Le profil est situé à environ 3 km en aval du pied du causse d'Elhajeb (Fig. III-1b). Sur cette distance, des témoins de plateaux carbonatés affaissés sont en cours de dégradation. Dans les zones amonts et sur le pourtour du plateau principal affleurent les formations triasiques, argiles et basalte. Le basalte y présente un aspect très altéré mais surtout des figures de carbonatation (Fig. III-1c) qui deviennent de plus en plus réduites vers l'aval (notre étude). Le couvert végétal est réduit et se limite aux cultures céréalières.

2- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Le profil se présente en deux parties qui se complètent verticalement, surmontées par des carbonates travertineux d'âge Quaternaire. La première partie profonde de 6 m correspond à une tranchée ouverte, la seconde partie est un puits prolongeant cette première partie jusqu'à 40 m de profondeur.

La coupe montre de bas en haut les ensembles d'altération suivants (Fig. III-2a) : le basalte frais, une saprolite cohérente, une saprolite friable et le sol. Le sommet de la saprolite friable montre une légère calcitisation de la matrice argileuse qui s'éclaircit en couleur.

La roche saine est un basalte doléritique, de couleur noirâtre. Elle est parcourue par un réseau de fissures à remplissages clairs constitués de quartz et de calcite. Ce basalte présente des vésicules de silice dont la taille varie du millimètre à plusieurs centimètres.

L'ensemble saprolite est constituée d'une saprolite cohérente et d'une saprolite friable. Cet ensemble est découpé par les mêmes fissures à remplissages clairs (quartz et calcite) que celles signalées dans la roche mère, et en continuité de celles-ci.

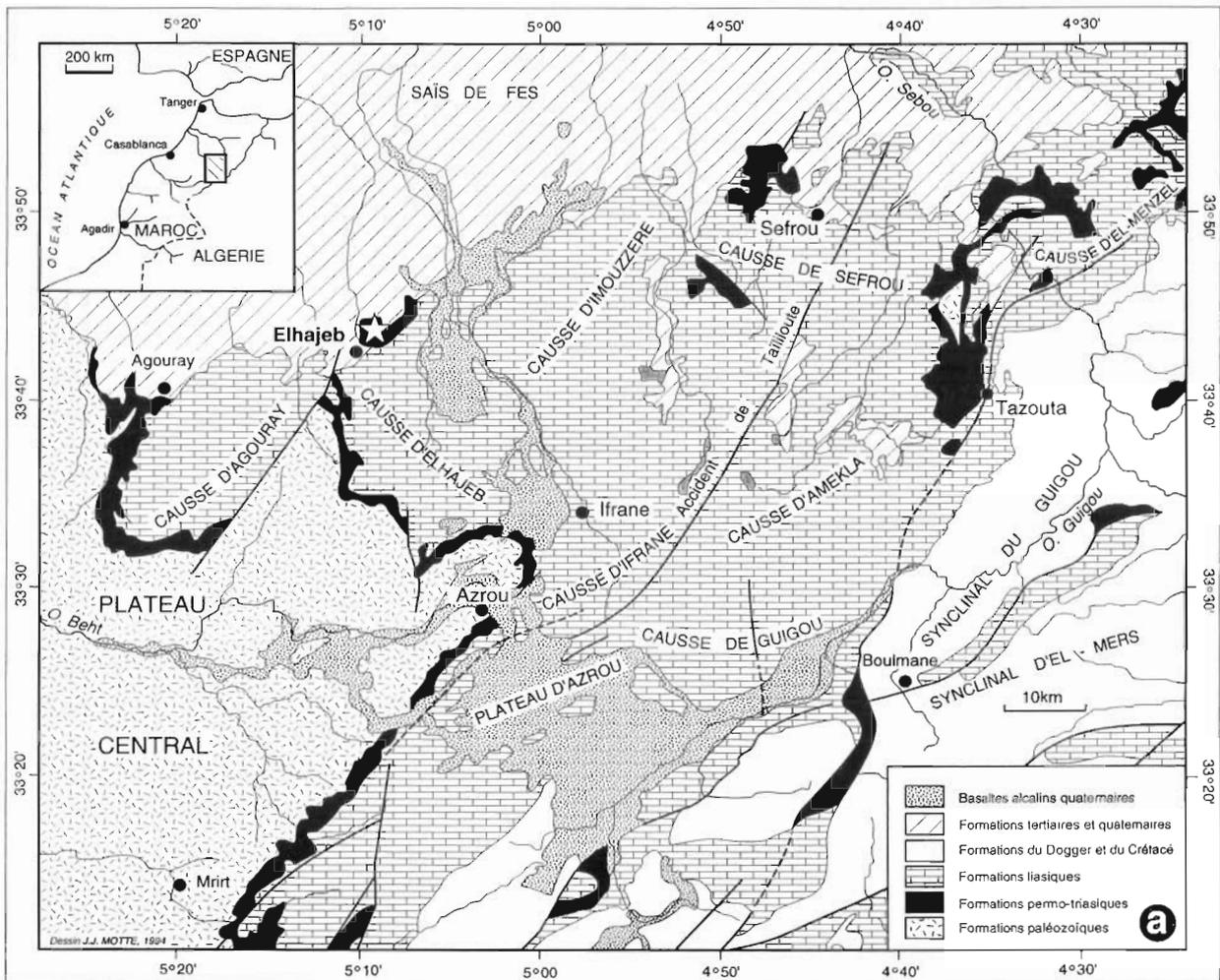


Fig. III-1 : Le site d'Elhajeb.

a : Localisation du site (☆) sur une carte géologique du Moyen Atlas central (a) (modifiée d'après Martin, 1966).

b : Les affleurements carbonatés liasiques vues depuis la position avale du profil.

c : Détail de la photo (b) montrant l'encroûtement des basaltes (flèche) proche des carbonates du Lias.

La saprolite cohérente d'une épaisseur de 35 m présente des couleurs variables (vert noirâtre, vert, vert jaunâtre).

La saprolite friable d'une épaisseur de 6 m est traversée horizontalement par une macrofissure (60 cm d'épaisseur) à remplissage complexe (quartz, calcite, argiles, oxydes de fer et produits noirs manganésifères) et des reliques de basaltes altérés de couleur rouge ou jaunâtre.

En dessous de la macrofissure, la saprolite est de couleur jaunâtre avec des tâches oranges de taille millimétrique. Les fissures claires de quelques centimètres de large sont remplies de quartz, de calcite et d'un produit noirâtre manganésifère. Ces fissures délimitent des volumes de basaltes initiaux. Cet ensemble présente une épaisseur de 3,80 m.

Au dessus de la macrofissure, la saprolite friable devient brun jaunâtre sur 1 m d'épaisseur, elle est intensément fissurée. Les fissures sont remplies de calcite, de silice et de produits noirs manganésifères. Dans ces produits de remplissage, on reconnaît des fragments de basalte relictuel très altérés. Ces fissures diminuent en taille et en nombre de la base (cm) vers le sommet (mm).

Les 50 cm supérieurs de cette saprolite présentent une teinte claire. Dans cette partie, les structures primaires du basalte sont toujours reconnaissables. L'ensemble est affecté par une calcitisation légère et diffuse, le front de calcitisation est irrégulier et semble suivre la distribution des fissures.

Le sol montre de bas en haut deux horizons :

-un horizon brun rougeâtre, de faible épaisseur (15 cm), à dominance argileuse, avec de petits débris de calcaire et une pénétration racinaire (graminées) importante;

-un horizon jaune, développé sur 15 cm, contenant des graviers de nature calcaire de taille centimétrique enrobés dans une matrice argilo-calcaire, la structure de cette matrice est granulaire. Les racines sont abondantes et le sol bien aéré.

3- LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS

Dans ce profil, 51 échantillons ont été prélevés par rapport aux repères structuraux définis (fissures principales, volume de roche, profondeur) (**Fig. III-2a**).

Dans le puits d'irrigation, 17 échantillons ont été prélevés, en fonction de la profondeur. Cinq d'entre eux représentent la roche saine, les 12 autres constituent les stades progressifs de sa transformation et les produits de remplissage des fissures. Ces échantillons ont été prélevés dans des conditions difficiles dues à la présence de la nappe.

Dans la saprolite friable et dans le sol, les prélèvements (34 échantillons) ont été réalisés de bas en haut selon les repères suivants (Fig. III-2a):

+ *De Hb1b à Hb6b*: le repère est une fissure principale sub-horizontale, le premier échantillon est situé à 1,10 m en dessous de la fissure alors que le sixième est prélevé dans la fissure elle-même.

+ Les échantillons de *Hb7b à Hb10b* ont été prélevés au sein d'un volume délimité par la fissure précitée ci-dessus et deux autres fissures qui lui sont sécantes. L'échantillon Hb7b est prélevé au cœur de ce volume. Les autres échantillons sont prélevés en parcourant ce volume vers sa périphérie (vers une des fissures principales obliques).

+ *De Hb11b à Hb15b*: l'échantillon Hb11b provient de la fissure, limite du précédent volume. Les autres échantillons sont prélevés de cette fissure à la base de la macrofissure.

+ *De Hb16 à Hb20b*: ces échantillons sont prélevés de bas en haut de la macrofissure. Ils représentent les différents produits de remplissage et le basalte relictuel interstitiel.

+ *De Hb21b à Hb33b*: la prise d'échantillons a été réalisée en fonction de la profondeur, ainsi l'échantillon Hb21b est situé à 1,60-1,80 m de la surface.

+ L'échantillon Hb34 représente les carbonates travertineux surmontant le profil.

II- MINÉRALOGIE DU PROFIL

1- MINÉRALOGIE GLOBALE

Les minéraux endogènes reconnus en lames minces et par l'étude des spectres de diffraction des rayons X sont les feldspaths, les pyroxènes et les minéraux opaques. A ces minéraux se rajoutent des minéraux hypogènes d'origine hydrothermale (calcite, quartz, argiles) formant le remplissage des fissures et des vésicules. Ces deux ensembles de minéraux constituent la paragenèse primaire du basalte frais.

Les proportions des différents minéraux dans le profil d'altération ont été calculées à partir des spectres de diffraction des rayons X.

Du basalte à la saprolite, le pourcentage des minéraux primaires diminue au profit des minéraux secondaires: argiles dans la saprolite cohérente et argiles associées aux oxy-hydroxydes de fer dans la saprolite friable.

Dans la saprolite friable, feldspaths et pyroxènes du basalte ont disparu. De ce fait, les minéraux secondaires (argiles et oxy-hydroxydes) les remplaçant et les minéraux hypogènes (calcite, quartz) hérités du basalte forment la paragenèse de la saprolite friable (Fig. III-2b).

Le sommet de ce faciès et le sol montrent une augmentation des teneurs en carbonates. Dans l'ensemble du profil, les échantillons de fissures et de brèches basaltiques sont exclusivement formés de calcite et de traces de quartz.

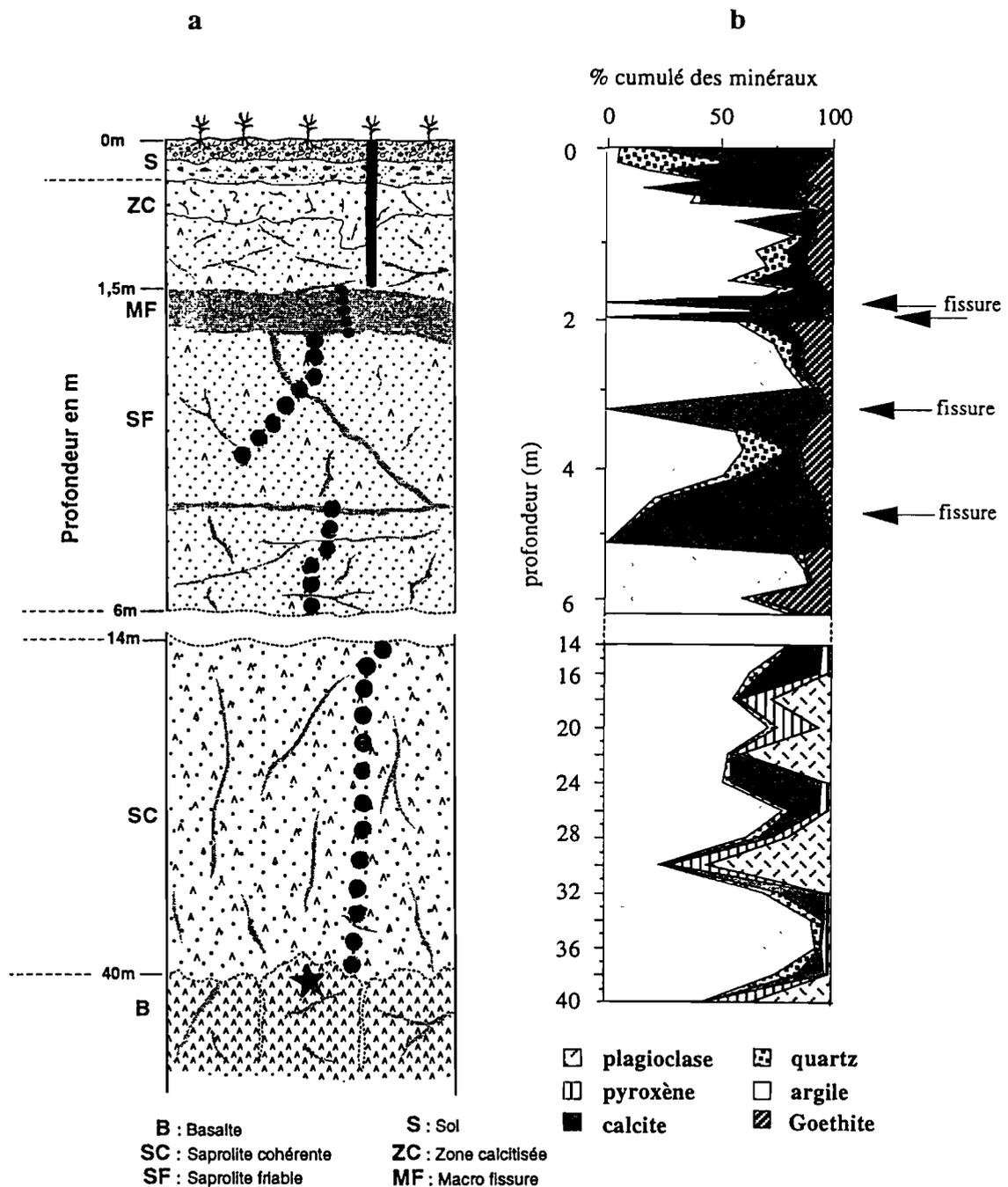


Fig. III-2 : Localisation des échantillons (a) et évolution du pourcentage des minéraux (b) dans le profil d'altération des basaltes d'Elhajeb.

La séparation des minéraux lourds ($d > 2,9$) a été effectuée sur l'ensemble du profil (annexe 1). Ces minéraux sont dominés par les pyroxènes à la base du profil et par des minéraux opaques au sommet. En accompagnement de ces minéraux, apparaissent accessoirement des grains de mica et de zircon de quelques dizaines de microns. Ces derniers ont été identifiés dans un échantillon de la saprolite cohérente et dans le sol. Dans la saprolite cohérente, les zircons sont euhédraux. En revanche, dans le sol coexistent les formes euhédrales et les formes plus ou moins émoussées avec figures de corrosion mécanique.

2- MINÉRALOGIE DES ARGILES

L'extraction et l'analyse par diffraction de rayons X de la phase argileuse inférieure à 2 μm montrent une phase importante (souvent unique) à 14-15 Å avec parfois deux autres composantes très minoritaires à 10 Å et l'autre à 7 Å. Le pic entre 14 et 15 Å passe à 17 Å par glycolage et à 10 Å après chauffage à 500 °C. Ces déplacements sont caractéristiques d'une smectite. Le pic à 10 Å ne varie pas et est caractéristique d'une illite. Les spectres infra-rouge (Fig. III-3a) montrent qu'il s'agit d'un talc. Le pic à 7 Å indique la présence de minéraux de la famille des kaolinites.

Dans la roche fraîche et dans la partie la moins altérée de la saprolite cohérente, les smectites forment seules l'ensemble de la fraction argileuse. Vers la surface, les smectites demeurent dominantes mais sont accompagnées de traces de kaolinites. L'apparition des kaolinites au sommet du profil est bien montrée dans les spectres infra-rouge des échantillons représentatifs de la saprolite cohérente, de la saprolite friable et du sol (Fig. III-3b).

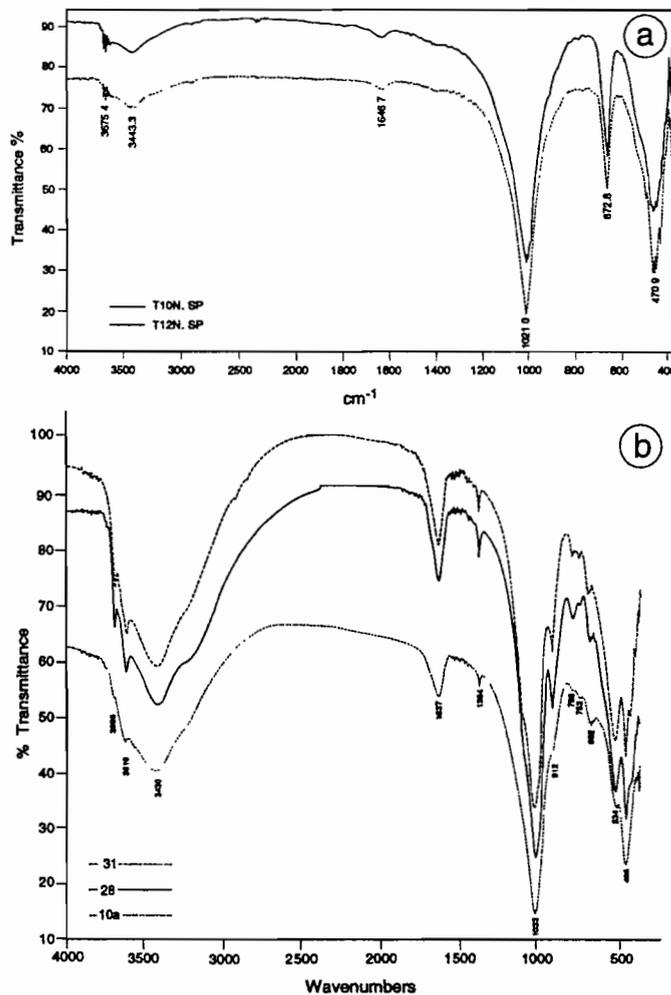


Fig. III-3 : Spectres IR du talc trié dans le basalte (a) et des autres argiles dans différents faciès (b).

3- CONCLUSION

L'étude minéralogique du profil d'altération des basaltes d'Elhajeb montre que:

Le basalte frais est caractérisé (outre les minéraux endogènes) par :

- * la présence d'une fraction argileuse smectitique dans les fissures et vésicules.

Dans la saprolite cohérente :

- * la fraction argileuse secondaire issue de l'altération partielle des minéraux primaires et de nature smectitique;
- * la kaolinite est absente.

A la base de la saprolite friable (jusqu'à 1 m de la surface) :

- * les minéraux primaires (endogènes) sont complètement altérés en smectites,
- * la kaolinite est absente.

Au sommet de la saprolite friable et dans le sol :

- * outre les smectites formant l'essentiel des produits de l'altération supergène, la goethite apparait dans ce faciès;
- * des traces de kaolinites sont présentes;
- * les teneurs en calcite augmentent;
- * des grains de zircon de formes variables avec souvent des figures de corrosion mécanique sont présents.

III- LES MINÉRAUX DU BASALTE FRAIS

Les observations microscopiques montrent que les échantillons de basalte sont constitués de feldspaths, de pyroxènes, de minéraux opaques, de verres et d'argiles (Fig. III-4).

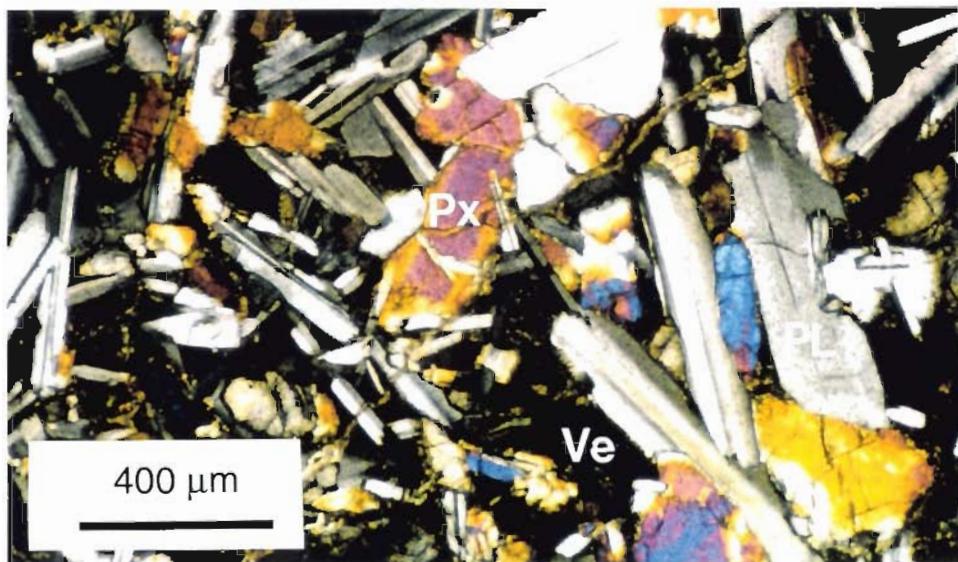


Fig. III-4 : Paragenèse minérale du basalte frais à texture microgrenue observée au microscope optique.

1- LES FELDSPATHS

Les feldspaths constituent un des composants principaux des basaltes du Trias, le comptage de points sur lames minces permet d'estimer leur abondance à 34 % dans le basalte microgrenu. Au microscope optique, ils apparaissent sous forme de cristaux automorphes allongés et présentent des macles polysynthétiques d'albite. Certains cristaux montrent un début d'altération en produits argileux dans le basalte à texture microlitique. Sur les spectres de diffraction des rayons X, on reconnaît les raies principales caractéristiques des plagioclases (3,2, 3,17, 4,04).

Les plagioclases ont été analysés par microsonde électronique (annexe 2, Tab. 1). Les compositions moyennes sont données dans le **Tableau III-1**. Le calcul des formules structurales sur une base de 8 oxygènes montrent que ces plagioclases présentent des teneurs en anorthite variant entre An₆₄ et An₇₇ (Fig. III-5). Les compositions de ces plagioclases, reportées dans un diagramme ternaire Ab-An-Or (Smith et Mackeszie, 1958), montrent qu'ils appartiennent à la série labrador-bytownite. Il faut signaler que les teneurs en orthose sont faibles et ne dépassent pas 1,02 %.

	Basalte microlitique (n=10)	Basalte microgrenue (n=10)
SiO ₂	49,21	49,86
Al ₂ O ₃	30,43	29,66
FeO	0,52	0,57
MnO	0,02	0,00
MgO	0,21	0,19
CaO	15,42	14,53
Na ₂ O	2,52	2,96
K ₂ O	0,14	0,17
TiO ₂	0,01	0,00
Total	98,57	97,95
An	76,53	72,31
Ab	22,66	26,67
Or	0,82	1,02

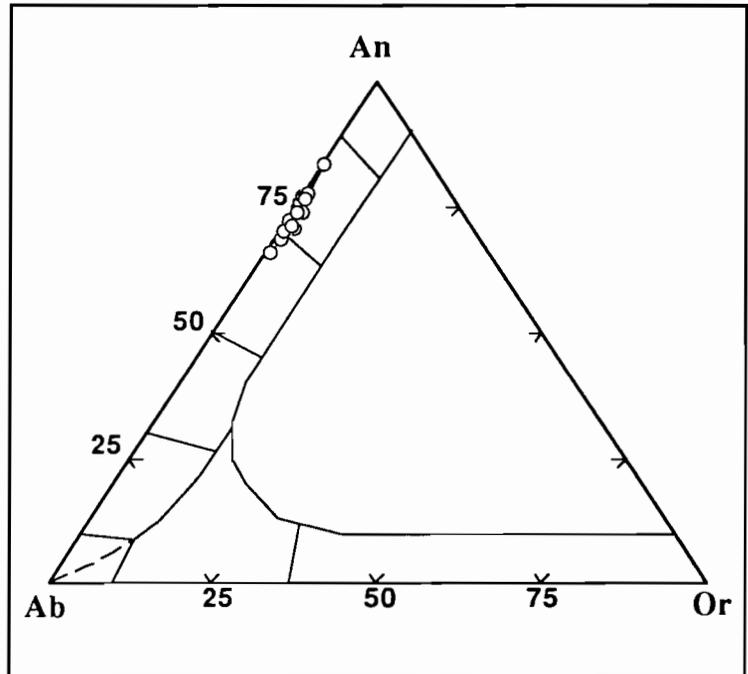


Tableau III-1 : Compositions chimiques des feldspaths (en %). (n = nombre d'analyses).

Fig. III-5 : Compositions (%) des feldspaths dans le diagramme An-Ab-Or.

Ainsi, les analyses minéralogiques et chimiques montrent que les feldspaths des basaltes d'Elhajeb sont des plagioclases de la série labrador-bytownite. Certains cristaux montrent un début d'altération supergène donnant des produits argileux dans le basalte à texture microlitique.

2- LES PYROXÈNES

Les pyroxènes, quantifiés par comptage de points, représentent 28 % de la roche totale. Ils se présentent sous forme de cristaux subautomorphes, mais montrent toujours un caractère tardif par rapport aux plagioclases. Deux types de cristaux de pyroxènes peuvent être distingués en lames minces. Le premier avec une extinction oblique (45°) et une forte biréfringence (vert bleuté), alors que le second présente une faible biréfringence (gris à jaune) et une extinction subdroite. Ce dernier minéral est beaucoup moins représenté quantitativement que le premier. En effet, dans les diagrammes de diffraction des rayons X, seules les raies caractéristiques d'une augite (3, 2 Å; 2,51 Å et 1,62 Å) ont été identifiées.

Plusieurs microanalyses chimiques (annexe 2, Tab. 2 et 3) ont été effectuées sur les deux familles de cristaux distinguées par leurs caractères optiques. Ces analyses montrent deux types de compositions moyennes (Tableau. III-2) se différenciant par les teneurs en CaO et en MgO. Les formules structurales calculées sur une base de 6 oxygènes selon un programme de partage du fer total en Fe²⁺ et Fe³⁺ montrent que les compositions moyennes de ces deux phases minérales sont (Wo_{35,09}; En_{52,29}; Fs_{12,62}) et (Wo_{9,13}; En_{71,11}; Fs_{19,76}). La position de ces compositions minérales dans le diagramme de Morimoto *et al.*, (1988) confirme l'existence de deux types de pyroxènes: augite et pigeonite (Fig. III-6).

	Augite (n=9)	Pigeonite (n=8)
SiO ₂	51,84	53,34
Al ₂ O ₃	1,96	0,63
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00
FeO	8,17	14,29
MnO	0,22	0,32
MgO	18,05	25,37
CaO	16,86	4,53
Na ₂ O	0,16	0,07
K ₂ O	0,01	0,00
TiO ₂	0,35	0,13
Total	98,00	98,73
Wo	35,09	9,13
En	52,29	71,11
Fs	12,62	19,76

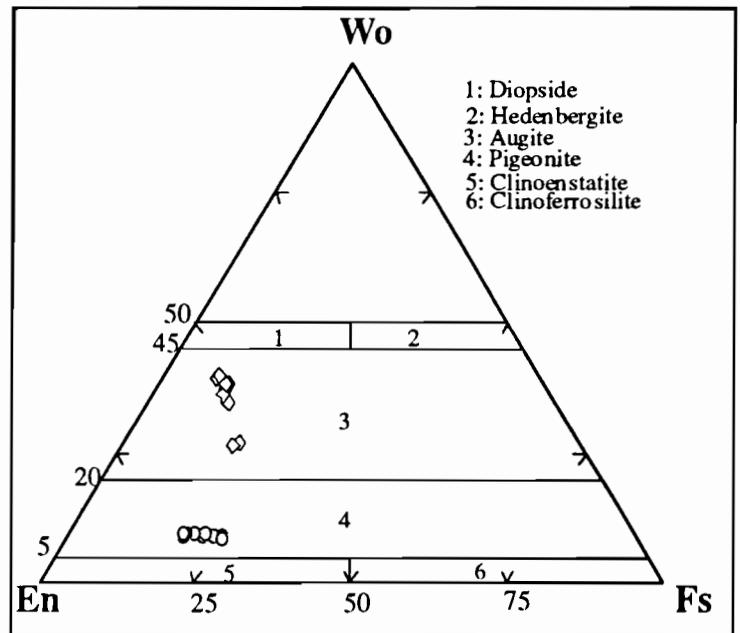


Tableau III-2 : Compositions chimiques moyennes (%) des pyroxènes (n = nombre d'analyses).

Fig. III-6 : Compositions (%) des pyroxènes dans diagramme de Morimoto *et al.* (1988).

Ainsi, l'analyse minéralogique et géochimique des pyroxènes des basaltes du Trias d'Elhajeb, montre la présence de deux types de pyroxènes qui sont principalement l'augite et accessoirement la pigeonite.

3- LES MINÉRAUX OPAQUES

Les minéraux opaques cristallisent dans le verre interstitiel, ils représentent 5 à 6 % de la roche totale. Au microscope optique, ces minéraux se présentent sous forme de microcristaux cubiques ($\cong 10 \mu\text{m}$) et forment des alignements ramifiés. Ces minéraux, par leur faible proportion (<6 %), ne sont pas identifiables dans les spectres de diffraction de rayons X.

Les résultats des microanalyses chimiques effectuées sur les minéraux opaques sont reportés dans le **tableau III-3**. Ces compositions sont homogènes (**annexe 2, Tab. 4**) et correspondent à celle d'une titanomagnétite (**Fig. III-7**).

Tableau III-3 : Compositions chimiques moyennes (en %) des minéraux opaques du basalte d'Elhajeb.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	TiO ₂	Total
Oxydes (n=10)	2,75	2,31	19,18	45,17	2,37	0,75	23,68	91,71

	Si	Al	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ti	Total
Eléments (n=10)	0,14	0,14	0,82	1,73	0,06	0,10	0,91	4,10

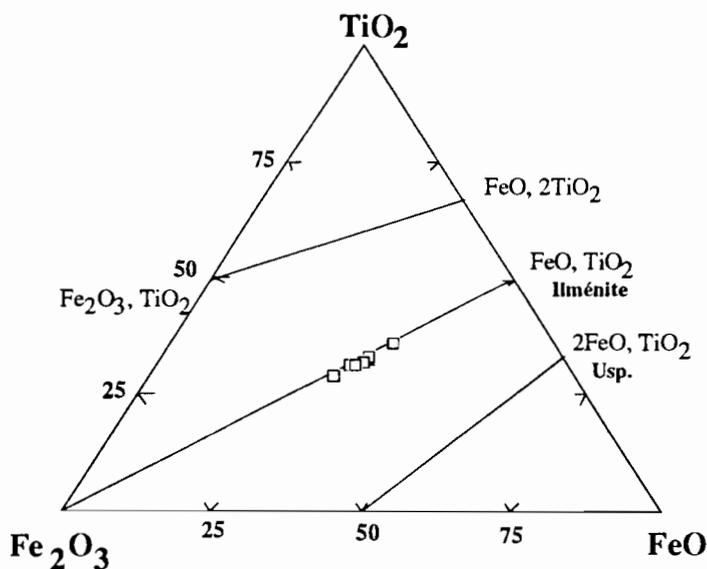


Fig. III-7 : Compositions (%) des minéraux opaques du basalte d'Elhajeb dans le diagramme TiO₂-FeO-Fe₂O₃.

Les analyses minéralogiques et chimiques des minéraux opaques montrent la présence de titanomagnétites. Ces minéraux présentent un caractère tardif par rapport aux plagioclases et aux pyroxènes.

4- LE VERRE

Le verre occupe les espaces interstitiels ménagés par la cristallisation des cristaux de feldspaths et de pyroxènes. Dans le basalte frais, le verre faiblement isotrope, présente en lame mince observée au microscope optique des teintes brune à brun claire.

Les microanalyses chimiques montrent que le verre présente des compositions très variables. La comparaison des compositions chimiques du verre du basalte d'Elhajeb avec d'autres données bibliographiques sur des verres de basaltes tholéitiques naturels (Noack, 1979; Thomassin, 1984) et synthétiques (Crovisier, 1989) révèle des différences importantes (Tab. III-4). En effet, le verre du basalte triasique d'Elhajeb est plus pauvre en CaO, en TiO₂ et en SiO₂ et plus riche en MgO.

Tableau III-4 : Comparaison des compositions (%) du verre du basalte d'Elhajeb avec celles du verre des basaltes tholéitiques naturels et synthétiques (n = nombre d'analyses).

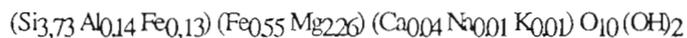
	Noack (1979)	Thomassin (1984)	Crovisier (1989)	Elhajeb (n=8)
SiO ₂	49 à 51	50,00	50,76	48,6
Al ₂ O ₃	14 à 16	16,17	13,62	14,8
Fe ₂ O ₃	---	9,8	4,08	—
FeO	10 à 12,2	0,78	8,18	8,7
MnO	---	0,01	0,16	0,04
MgO	6 à 9	7,56	7,35	9,3
CaO	10 à 13	11,58	10,72	4,2
Na ₂ O	2 à 3	2,81	2,48	2,3
K ₂ O	< 0,3	0,16	0,18	0,33
TiO ₂	1,2 à 2	0,01	1,66	0,73

5- LES OLIVINES

En lames minces, des plages de couleur vert olive, parcourues de fissures emplies de produits argileux jaune-vert, et présentant des zones à extinction roulante ont été observées (Fig. III-8). Ces fissures et la forme géométrique des plages rappellent celles des cristaux d'olivine qui auraient été ainsi pseudomorphosés en argile par altération hydrothermale.

Plusieurs microanalyses ponctuelles ont été faites sur ces produits. Ils ont des compositions particulièrement riches en MgO (annexe 2, Tab. 5). Les formules structurales ont été calculées sur une base de 11 oxygène, le fer total a été pris sous forme de Fe₂O (altération hydrothermale en milieu réducteur) pour les zones à extinction roulante et de Fe₂O₃ (pour équilibrer le déficit tétraédrique) pour la plage vert olive. Dans les deux cas, l'octaèdre est occupé principalement par Mg, les formules structurales moyennes de ces produits sont présentées ci-dessous. Elles correspondent à celles des saponites (Fig. III-9).

- argile vert olive :



- argile à extinction roulante :

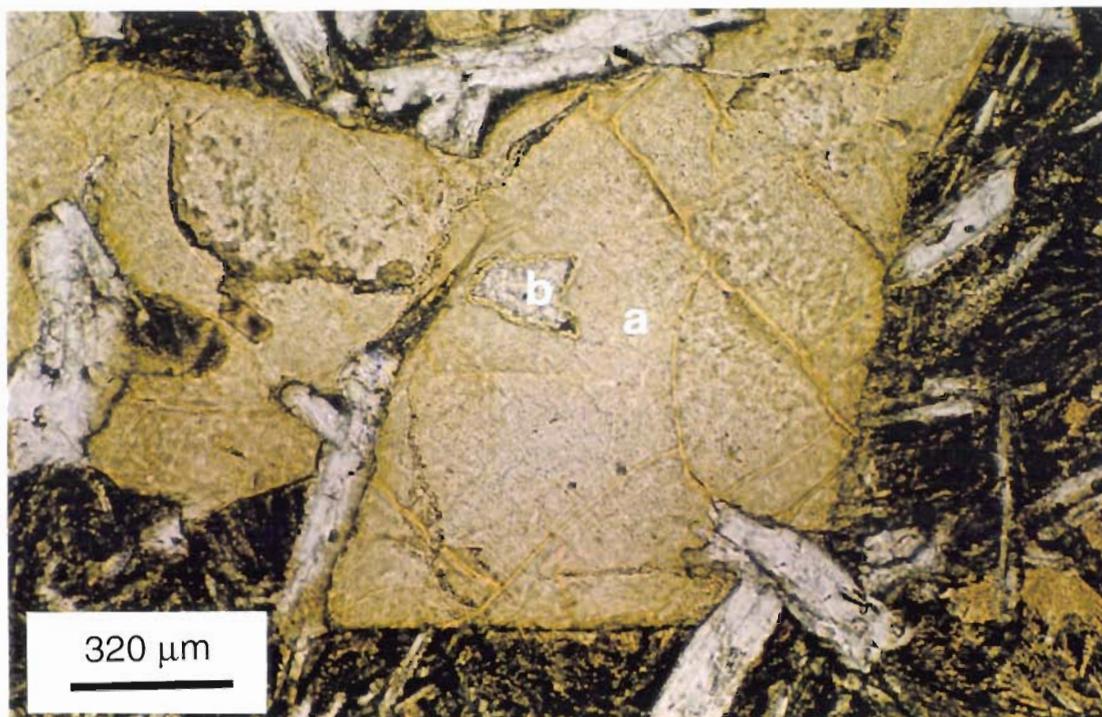
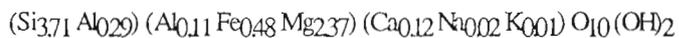


Fig. III-8 : Olivines pseudomorphosées par des plages d'argiles vert olive (a) avec des zones à extinction roulante (b) vues au microscope optique dans le basalte frais d'Elhajeb.

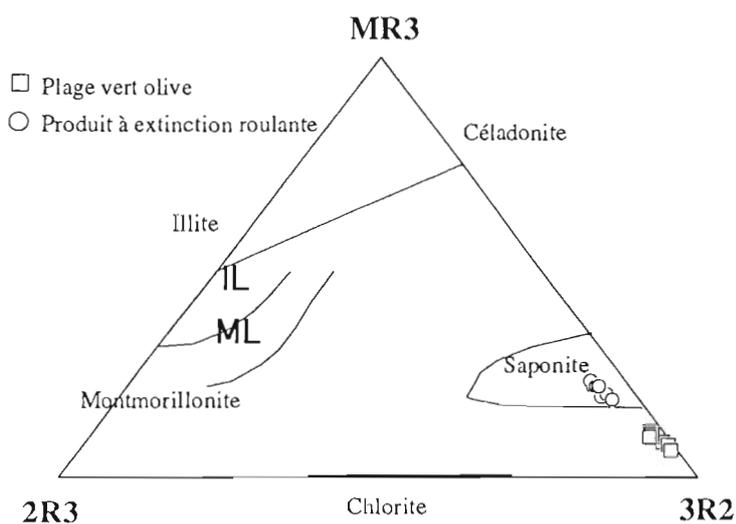


Fig. III-9 : Position des produits d'altération des olivines dans le diagramme ternaire MR3-2R3-3R2 de Velde (1985), ($R_3 = \text{Al} + \text{FeII}$; $R_2 = \text{FeII} + \text{Mg} + \text{Mn}$ et $M = 2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$).

6- LES CARBONATES

Les carbonates se présentent dans les fissures et les vésicules. Pour ces deux types de carbonates, la microanalyse chimique a révélé la présence de Mg, Fe et de Mn.

Dans les fissures, les carbonates fibreux de bordure sont des calcites faiblement magnésiennes (Mg < 2,5 %) et les sparites situées au centre sont des calcites plus riches en éléments en traces (Fe, Mn) (Fig. III-10).

Les carbonates des vésicules renferment peu de ces mêmes éléments traces (moins de 2 %) relativement au magnésium.

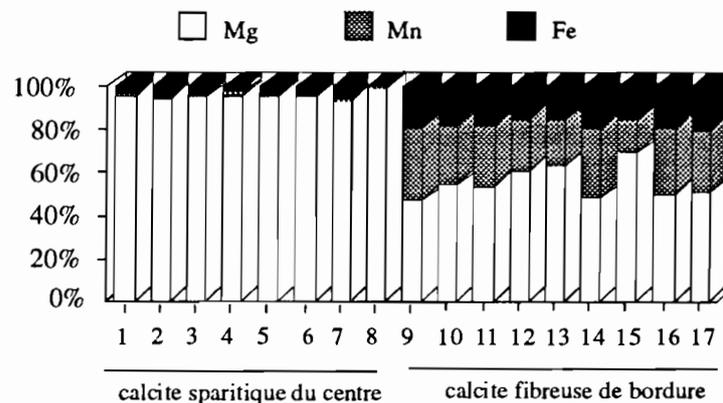


Fig. III-10 : Analyses des éléments traces dans les carbonates de fissures.

7- LES MINÉRAUX ARGILEUX

Dans le basalte, les spectres de diffraction de rayons X montrent que les argiles sont essentiellement composées de smectites. Le talc est également présent en faible quantité.

a- Les argiles dans les fissures

Dans le basalte, les fissures sont emplies de produits d'une matrice polyminérale, constituée d'argile, de calcite et de quartz.

Au microscope optique, le domaine argileux est jaune brun. Les spectres de diffraction de rayons X montrent qu'il s'agit de smectites.

Les compositions des argiles analysées à la microsonde, sont moyennement riches en MgO (14 à 16 %) et en Fe (11 à 12 %); Al₂O₃ n'excède pas 9 % (annexe 2, Tab. 6). Les formules structurales sont calculées sur une base de 11 oxygènes. Fe total est pris sous forme de FeO. Les tétraèdres présentent une forte substitution de Si par Al (0,61 Eq en moyenne) alors que les octaèdres sont occupés à 64 % par Mg et à 28 % par Fe. Dans le diagramme cations non interfoliaires vs aluminium total, ces phyllosilicates correspondent à une smectite trioctaédrique intermédiaire entre la saponite et la beidellite (Fig.III-11).

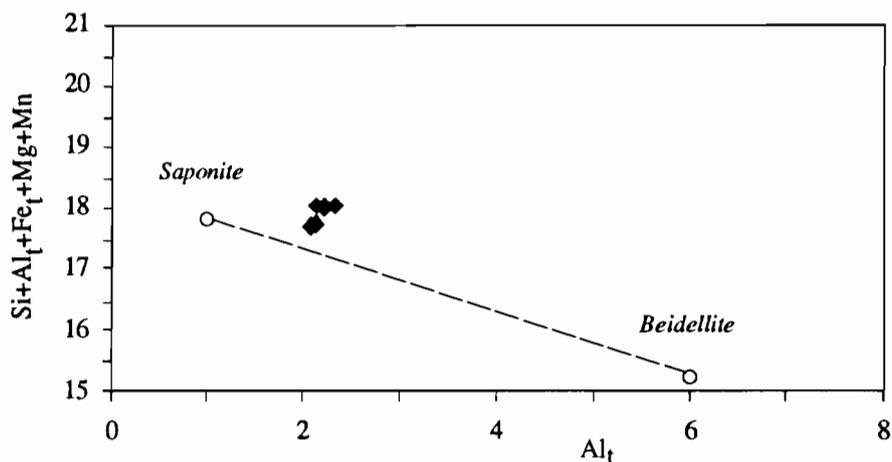


Fig. III-11 : Position des argiles de fissures dans le diagramme cations non interfiliés vs Aluminium total.

b- Les argiles dans les vésicules

D'un point de vue morphologique, les vésicules présentent souvent des formes variables et une auréole où le basalte montre une texture microlitique. Certaines vésicules sont à remplissage argileux simple, d'autres à remplissage mixte polyminéral (**Planche III-1**).

α - Les vésicules à remplissage argileux :

Les vésicules à argiles zonées ont été identifiées surtout à la base de la saprolite. Elles peuvent être entièrement microcristallines ou avec une partie centrale bien cristallisée et dont la biréfringence rappelle celle du talc (**Planche III-1, photo a**). L'argile microcristalline est jaun-vert avec une zonation claire-sombre en lumière polarisée. Plusieurs microanalyses ont été effectuées le long d'un transect (**annexe 2, Tab. 7**) et montrent, du bord au centre de la vésicule, les tendances suivantes :

- un groupe d'éléments dont les teneurs marquent une augmentation progressive : c'est le cas de SiO₂ et MgO qui passent respectivement de 47 % et 16 % en bordure à 58 % et 21 % au centre de la vésicule (**Fig. III-12a**),
- un groupe d'éléments dont les teneurs marquent une diminution progressive, il s'agit essentiellement de Al₂O₃ et des cations interfoliaires (K₂O et CaO) (**Fig. III-12b**).

Ces évolutions se retrouvent dans les formules structurales (calculées sur une base de 11 oxygènes avec Fe total sous forme de Fe²⁺). Le passage de la bordure au centre de la vésicule s'accompagne d'une diminution de la substitution de Si par Al dans les tétraèdres. Dans les octaèdres, les sites occupés par Fe augmentent au même titre que ceux occupés par Mg. La charge du feuillet diminue pour devenir nulle au centre des vésicules.

Tout le transect correspond à des argiles trioctaédriques. Les saponites de bordure

passent à un talc au centre.

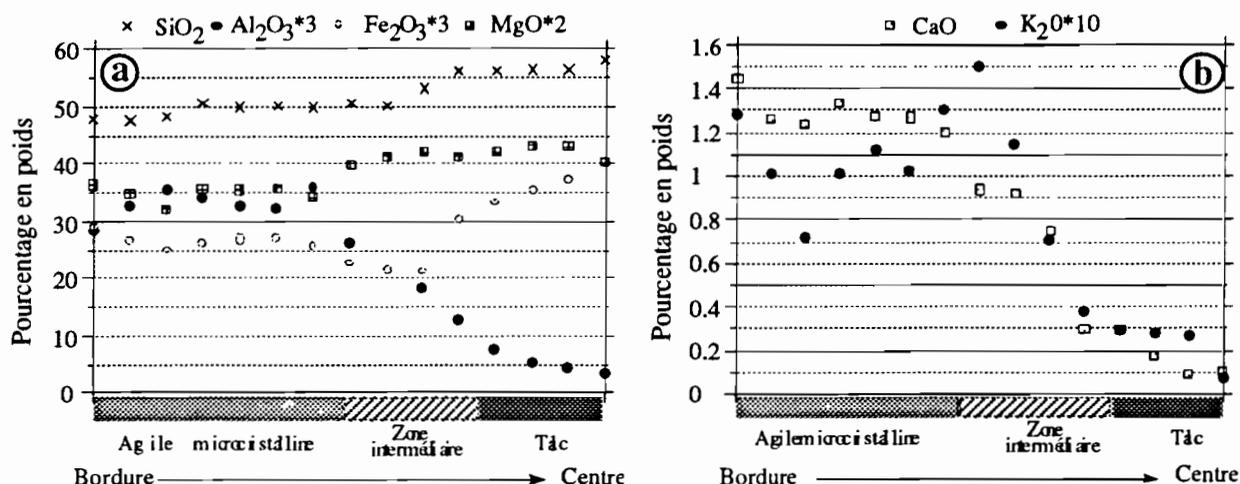


Fig. III-12 a et b : Evolution des teneurs en oxydes, de la bordure microcristalline zonée au centre birefringent (talc) d'une vésicule argileuse.

β- Les vésicules à remplissage mixte

Les vésicules à remplissage mixte ont été identifiées uniquement dans la roche fraîche microgrenue, la taille et la forme des vésicules sont tributaires des espaces interminéraux (Planche III-1, photo b). Ces espaces présentent en bordure externe une frange d'environ 10 μm d'épaisseur, constituée d'argiles fibreuses vert olive très biréfringentes. Vers le centre de la vésicule, le passage est progressif vers une argile microcristalline puis vers la silice dans la partie centrale. Dans ce passage progressif, on peut observer des alternances de paquets de feuillets biréfringents avec des zones microcristallines.

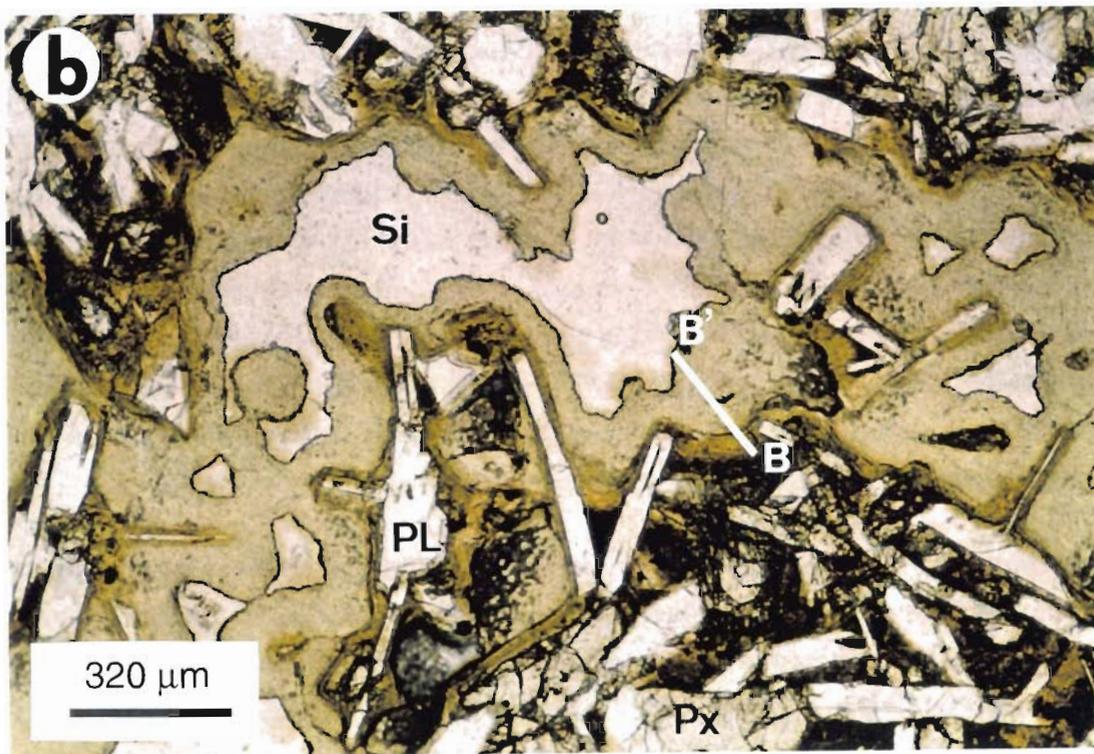
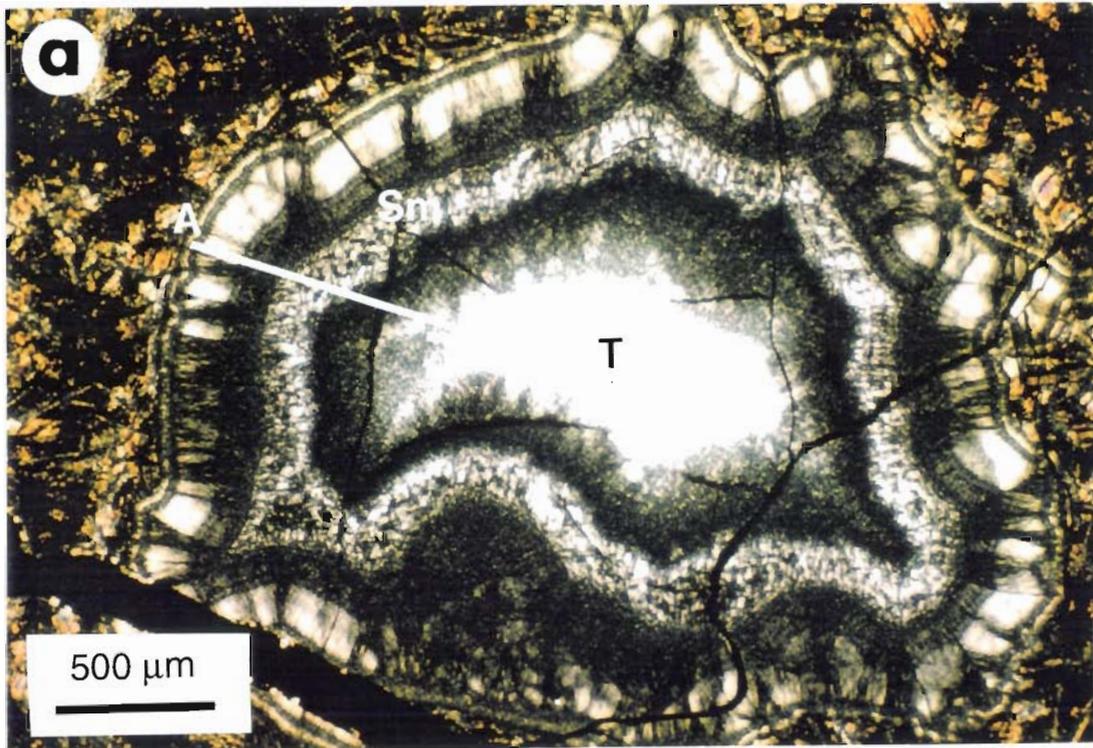
De la bordure au centre de la vésicule, la microanalyse chimique de la partie argileuse (annexe 2, Tab. 8) montre une augmentation des teneurs en SiO₂ et MgO, respectivement de 43 à 54 % et de 16 à 23 % (Fig. III-13a). Parallèlement, on note une diminution des teneurs en Al₂O₃ et FeO respectivement de 4,5 à 0,6 % et de 1 à 12,9 %. De même, K₂O et CaO diminuent de la bordure au centre de la vésicule, avec un passage progressif respectivement de 0,17 à 0,01 % et 1,44 à 0,03 % (Fig. III-13b). Cette évolution est bien illustrée par les formules structurales, calculées sur une base de 11 oxygènes en prenant Fe total sous forme de Fe³⁺ (au lieu de Fe²⁺ en raison du déficit tétraédrique). En effet, la diminution du teneurs en Al₂O₃ se traduit par une augmentation du déficit tétraédrique qui est compensé par le Fe III. De même, dans les octaèdres, Mg occupe de plus en plus de sites aux dépens de Al et Fe au point de devenir excédentaire et d'occuper alors les sites interfoliaires (par calcul). Toutes les analyses de ce transect montrent que ces argiles sont trioctaédriques avec un caractère de plus en plus magnésien vers le centre de la vésicule.

Planche III-1 : Types de remplissages vésiculaires dans le basalte d'Elhajeb.

a : Vésicules à argile zonée en bordure et à centre talcifère (T),
AB : transect analysé.

b : Vésicules à remplissage argilo-quartzeux, avec deux types d'argiles, une frange externe vertolive et une plage vert clair avec un contact franc avec le quartz (Qz) au centre ,
A'B' : transect analysé.

PLANCHE III-1



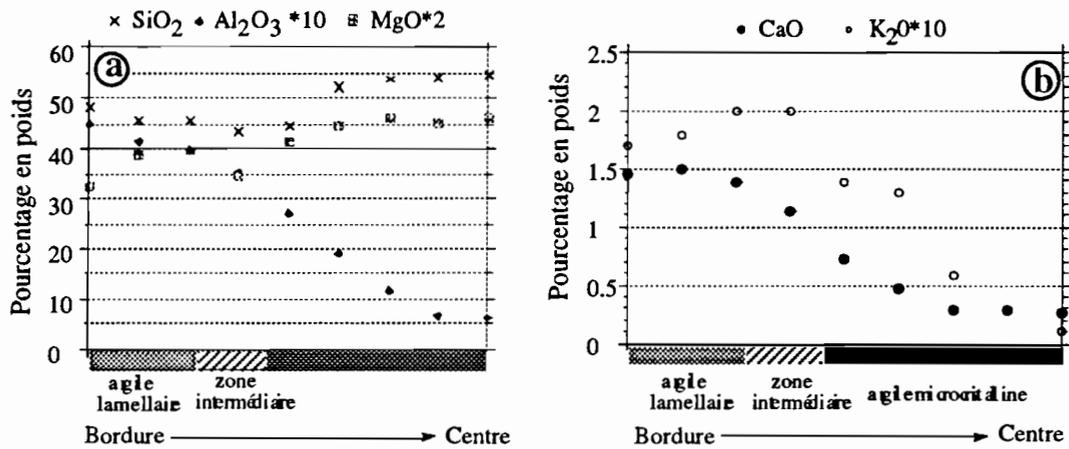


Fig. III-13 a et b : Evolutions des teneurs de certains oxydes de la bordure lamellaire au centre microcristallin d'une vésicule argileuse.

8- DISCUSSION

Le basalte frais est composé de plagioclases (labrador-bytownite), de pyroxènes (augite et pigeonite), de titanomagnétites, d'un verre et de "fantômes" d'olivines, et de minéraux de remplissage (talc, calcite, quartz, saponite) des fissures et des vésicules. Les structures, les remplissages associés et le début de l'altération supergène de certains minéraux, témoignent de la transformation de ces basaltes supposés "sains".

Si la transformation hydrothermale des olivines dans les basaltes triasiques marocains a été rapportée par Bertrand & Prioton (1975), les structures fissurales et vésiculaires ont été décrites dans des basaltes continentaux (Ildefonse, 1987) et des basaltes océaniques (Böhlk *et al.*, 1980 ; Dudoignon, 1988 ; Destrigneville, 1991). Ces structures peuvent être emplies de produits argileux, zéolitiques ou carbonatés voir de minéraux métamorphiques (épidote, chlorite). Leur origine serait liée à des processus de circulation et de piégeage des fluides au cours du refroidissement de la lave. Dans les vésicules, les successions minéralogiques rappellent celles décrites par Andrews (1977, 1980) dans les basaltes océaniques. Ces remplissages résulteraient d'une précipitation successive à partir de solutions qui, de la bordure au centre, changent de compositions au fur et à mesure que les minéraux précipitent.

La première phase d'altération serait une altération hydrothermale à basse température entraînant la transformation des olivines et les remplissages vésiculaires et des fissures. La seconde phase discrète correspondrait à un début d'altération supergène, marquée par un début de transformation du verre et des plagioclases. Elle est à l'origine des appauvrissements du verre en certains éléments (CaO et SiO₂) par hydratation de celui-ci.

L'étude des produits secondaires issus de l'altération supergène des minéraux du basalte sur l'ensemble du profil fait l'objet du paragraphe suivant.

IV- DÉVELOPPEMENT DE L'ALTÉRATION SUPERGÈNE

L'analyse minéralogique globale a permis de montrer que les saprolites sont constituées d'un mélange de phases complexes :

- minéraux résiduels de la roche mère issus de la cristallisation des laves (feldspaths, pyroxènes, titanomagnétite) et de transformations hydrothermales (smectite, talc, quartz, calcite,...);
- minéraux résultants de l'altération supergène qui sont principalement des smectites, des oxyhydroxydes de fer et des traces de kaolinites.

Cependant, l'analyse globale ne permet pas d'établir les filiations entre les phases primaires et leurs dérivés par altération supergène. Les paragraphes suivants sont consacrés à l'étude détaillée des produits secondaires respectifs à chaque minéral primaire. Dans la caractérisation chimique de ces produits, les microanalyses sont réalisées à l'aide d'une microsonde électronique et, sauf indication contraire, les formules structurales sont calculées sur une base de 11 oxygènes, en prenant le Fe total sous forme de Fe^{3+} .

1- LES PRODUITS D'ALTÉRATIONS DES PLAGIOCLASES

a- Caractérisation minéralogique et chimique

Les premiers signes de l'altération des plagioclases se manifestent dans la roche microlitique considérée saine (HbRM) et s'intensifient dans la saprolite cohérente. En revanche, dans la saprolite friable, les plagioclases sont complètement transformés.

Dans la roche saine (HbRM), les plagioclases apparaissent fissurés. Les fissures se développent le long des plans de macles et isolent des volumes de plagioclases résiduels (**Fig. III-14**). Dans la saprolite cohérente, à partir des fissures, l'altération progresse de manière centripète vers le cœur des fragments. Les fissures s'élargissent, il s'y forme un produit argileux clair en lumière naturelle et montrant des teintes grises en lumière polarisée. Des observations au microscope électronique à balayage montrent qu'il existe toujours un vide entre le produit argileux et le plagioclase relictuel. La transformation s'accompagne donc d'une ouverture de la porosité. Cependant, les formes (textures et structures) du minéral primaire sont bien conservées dans le produit secondaire. Ces transformations se font de manière pseudomorphique à l'échelle du minéral parental. Ces argiles correspondent à des smectites d'après les spectres de diffraction de rayons X. Les microanalyses chimiques (**annexe 2, Tab. 9**) et le calcul des formules structurales montrent que ces smectites sont dioctaédriques (**Fig. III-15a**) et correspondent à des montmorillonites (**Fig. III-15b**) dans le basalte et la saprolite cohérente et à des beidellites (charge tétraédrique élevée) dans la saprolite friable. Les formules structurales moyennes de ces monmorillonites et des beidellites sont :

Basalte : $(\text{Si}_{3,594} \text{Al}_{0,406}) (\text{Al}_{1,599} \text{Fe}^{3+}_{0,078} \text{Mg}_{0,399} \text{Mn}_{0,002} \text{Ti}_{0,001}) (\text{Ca}_{0,276} \text{Na}_{0,012} \text{K}_{0,008}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$

Saprolite cohérente : $(\text{Si}_{3,671} \text{Al}_{0,329}) (\text{Al}_{1,530} \text{Fe}^{3+}_{0,152} \text{Mg}_{0,443} \text{Ti}_{0,003}) (\text{Ca}_{0,175} \text{Na}_{0,015} \text{K}_{0,019}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$

Saprolite friable : $(\text{Si}_{3,398} \text{Al}_{0,602}) (\text{Al}_{1,855} \text{Fe}^{3+}_{0,113} \text{Mg}_{0,188} \text{Mn}_{0,001} \text{Ti}_{0,002}) (\text{Ca}_{0,152} \text{Na}_{0,007} \text{K}_{0,002}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$

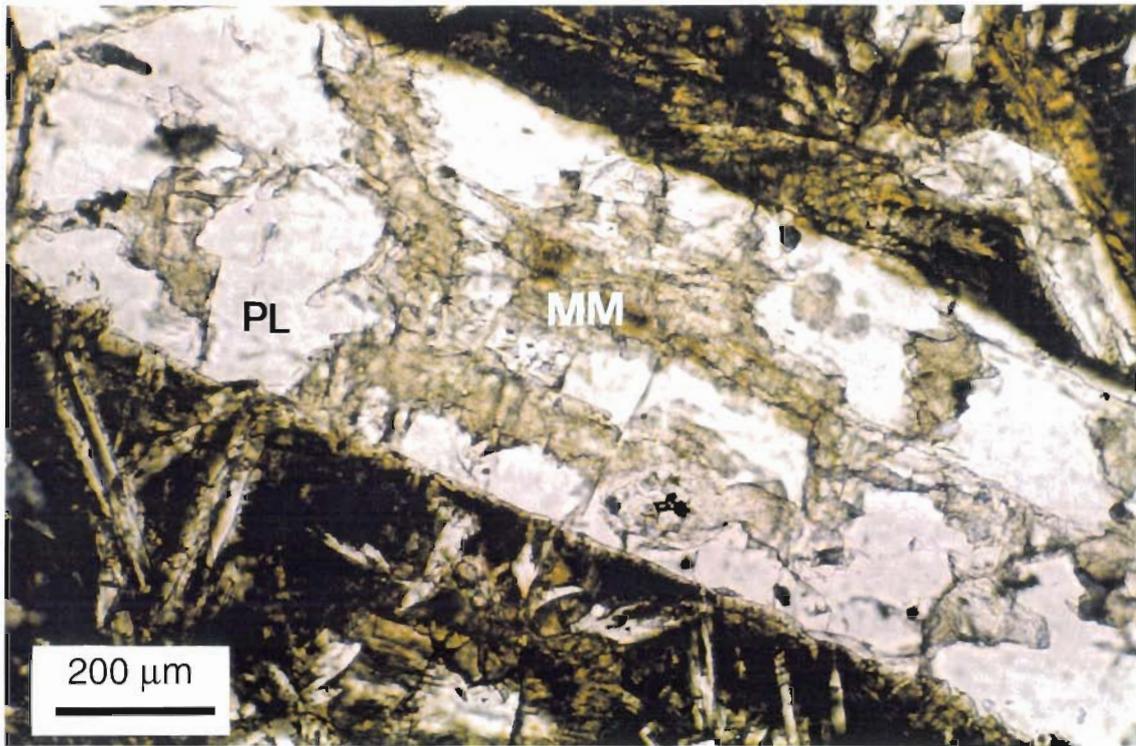


Fig. III-14 : Observation au microscope optique (lumière naturelle) d'un plagioclase (PL) en cours d'altération en montmorillonite (MM).

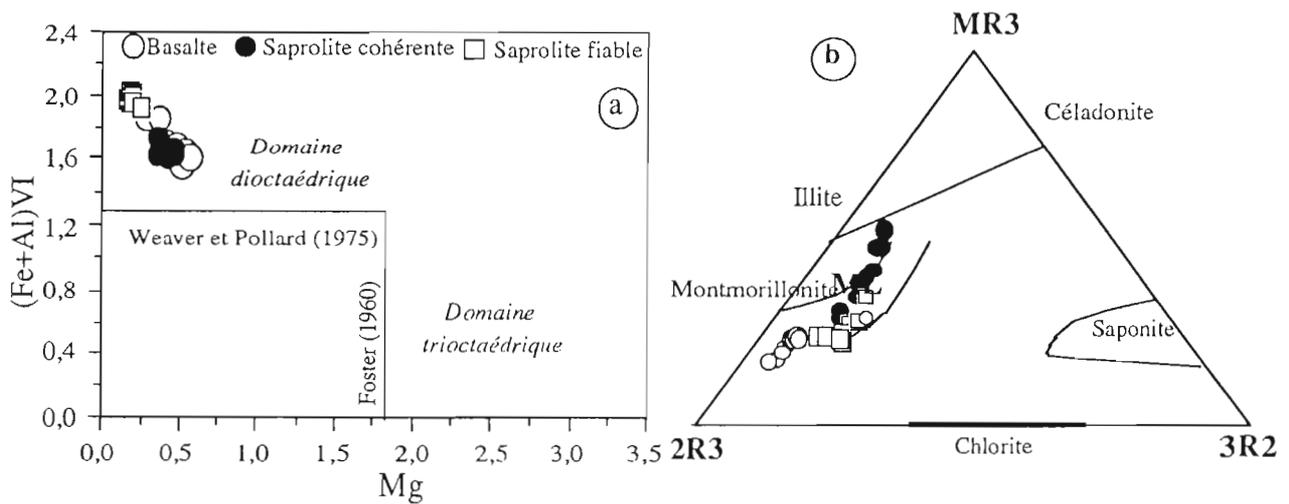


Fig. III-15: Compositions des produits d'altération des plagioclases dans le diagramme Mg vs (Al+FeIV) (a) et dans le diagramme de Velde (1985) MR3-3R2-2R3 (b).

A l'échelle du profil, l'altération des plagioclases donne toujours des smectites

alumineuses. On passe des montmorillonites dans la saprolite cohérente à des beidellites dans la saprolite friable. Chimiquement, ces beidellites sont plus riches en Al_2O_3 mais plus pauvres en MgO que les montmorillonites de la saprolite cohérente (Fig. III-16). Ces deux familles de smectites sont en revanche comparables par leur teneur en Fe_2O_3 .

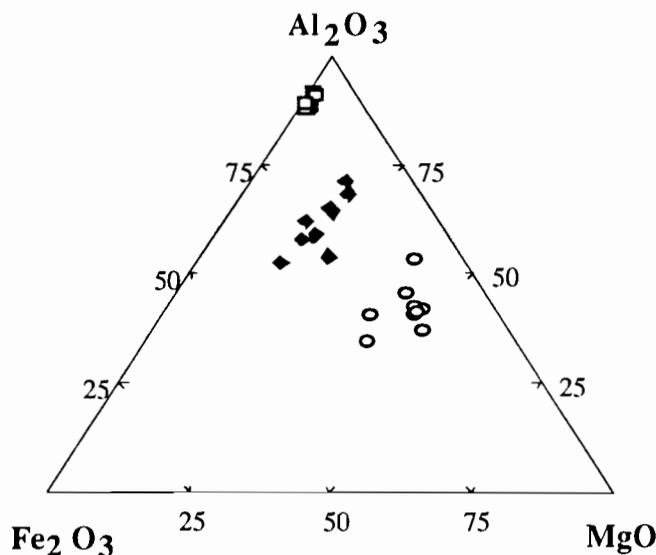
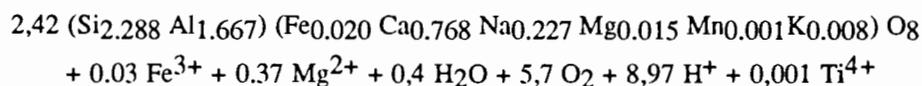


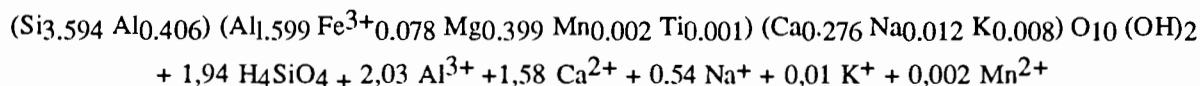
Fig. III-16 : Comparaison des produits d'altération des plagioclases dans les saprolites cohérente et friable.

b- Bilan chimique de l'altération des plagioclases

L'altération des plagioclases se fait par remplacement pseudomorphique. En effet, les reliques d'un même cristal de plagioclase gardent une continuité optique au sein de l'argile d'altération qui rappelle au stade ultime la forme initiale du plagioclase. Ce volume invariable, peut alors être utilisé pour établir le bilan de l'altération des plagioclases, sachant que le volume molaire d'une smectite peut être calculé à partir de sa composition chimique. Partant de ce volume calculé et en prenant en compte une porosité moyenne des argiles, liée à l'arrangement des tactoïdes et d'aggrégats argileux, de 40 % (Touret et al., 1990), on peut calculer le nombre de moles de plagioclases remplacé par 1 mole de montmorillonite. Ce bilan établi pour la base du profil, où la filiation minéralogique est certaine, est donné par la réaction ci-dessous :



⇓



Le bilan isovolume montre que l'altération des plagioclases s'accompagnerait d'un départ de 35 % de Si, 47 % de Al, 84 % de Ca et 97 % de Na et d'un apport de 92 % de Mg et 37 % de Fe.

c- Discussion

Dans le profil d'Elhajeb, le produit d'altération des plagioclases est une smectite dioctaédrique alumineuse (montmorillonite et beidellite). Ce type de transformation est connue dans les altérations des basaltes dans des environnements et à des échelles variables (Craig & Loughnan, 1964; Eggleton *et al.*, 1987; Le Gleuher, 1990). L'abondance de l'aluminium dans le produit secondaire des plagioclases constitue un héritage du caractère alumineux des plagioclases. Les transferts chimiques inter-minéraux sont démontrés par la présence de Mg et de Fe dans ces produits, initialement absents dans les plagioclases.

De la base au sommet du profil, les produits secondaires des plagioclases montrent une augmentation des teneurs en Al aux dépens de Mg et Fe. L'augmentation des teneurs en Al dans les produits d'altération au sommet des profils a déjà été évoquée pour l'altération d'une amphibolite sous climat tempéré (Proust, 1983). Ceci est lié à l'ouverture du système (porosité) (Colin *et al.*, 1985), permettant un renouvellement facile des solutions et une grande mobilité des éléments (Mg, Ca,...). La question de filiation minéralogique continue ou pas entre les produits secondaires de la base et du sommet du profil se pose. L'absence de reliques de plagioclases dans la saprolite friable n'empêche pas de reconnaître les formes des cristaux de plagioclases précurseurs. L'hypothèse d'une filiation plagioclase-montmorillonite-beidellite, de la base au sommet du profil, suppose un apport d'aluminium lors de la transformation montmorillonite-beidellite. Or, à l'échelle du profil comme à celui du bassin, seuls les plagioclases sont susceptibles de libérer cet élément. Ceci constitue une condition limite à cette hypothèse. La succession des produits d'altération des plagioclases correspond donc à deux systèmes d'altérations dans des conditions physicochimiques différentes, confinées à la base et relativement drainantes au sommet du profil.

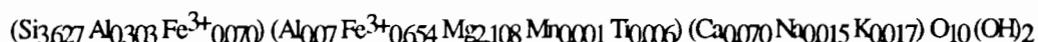
2- LES PRODUITS D'ALTÉRATION DES PYROXÈNES

a- Caractérisation minéralogique et chimique

Dans la saprolite cohérente, les échantillons les moins altérés (Hb5a) montrent que les pigeonites sont les premiers pyroxènes à s'altérer. La transformation de l'augite commence également dans ce faciès. La transformation débutante des pyroxènes est limitée aux bordures (**Planche III-2, photo a**) et le long des fissures. Pour les pigeonites, le produit d'altération est une argile fibreuse et biréfringente orientée parallèlement à l'axe C du pyroxène. En revanche, les augites s'altèrent en une argile microcristalline ou à birefringence moyenne et de teinte jaune orange, qui peuvent coexister dans un même cristal parental. Les spectres de diffraction des rayons X et les microanalyses chimiques (**annexe 2, Tab. 10**) montrent que ces argiles sont des smectites riches en MgO. Les smectites issues des pigeonites sont moins alumineuses et plus ferrifères que celles qui remplacent les augites. Les formules structurales de ces smectites présentent des substitutions tétraédriques moyennes de 0,30 et 0,47 Eq respectivement pour les

produits d'altération des pigeonites et des augites. Dans l'octaèdre, plus de 70 % des sites sont occupés par Mg. La charge du feuillet est équilibrée essentiellement par Ca. Le diagramme Mg vs (Al + Fe)^{VI} (Fig. III-17a) montre que ces smectites se placent dans le domaine trioctaédrique délimité par Foster (1960). Ces mêmes compositions, portées dans le diagramme binaire cations non interfoliaires vs Al total, sont proches de celles des saponites (Fig. III-17b) dont les formules structurales moyennes sont présentées ci-dessous.

Saponite issue de la pigeonite :

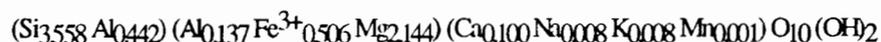


Saponite issue de l'altération de l'augite :

- saponite microcristalline :



- saponite jaune orange :



Dans la saprolite friable, tous les pyroxènes sont totalement altérés en produits secondaires. L'absence de reliques des minéraux primaires n'a pas permis de faire la distinction entre produits d'altération de l'augite et de la pigeonite. A la base de ce faciès (jusqu'à 1 m de la surface), les produits d'altération sont toujours des smectites. L'observation au microscope optique montre que l'aspect morphologique de ces smectites rappelle celui du pyroxène précurseur (remplacement pseudomorphique). Les microanalyses chimiques (annexe 2, Tab. 11) montrent que ces smectites sont très riches en Al₂O₃. Dans les formules structurales de ces smectites, la charge tétraédrique est élevée (0,86 Eq) et 62 % des sites tétraédriques sont en moyenne occupés par Al. Dans le diagramme Mg vs (Al + Fe)^{VI} (Fig. III-17a), cette smectite se place dans le domaine dioctaédrique délimité par Weaver & Poallard (1973). Ces compositions correspondent dans la figure III-17b à des beidellites de formule structurale moyenne :



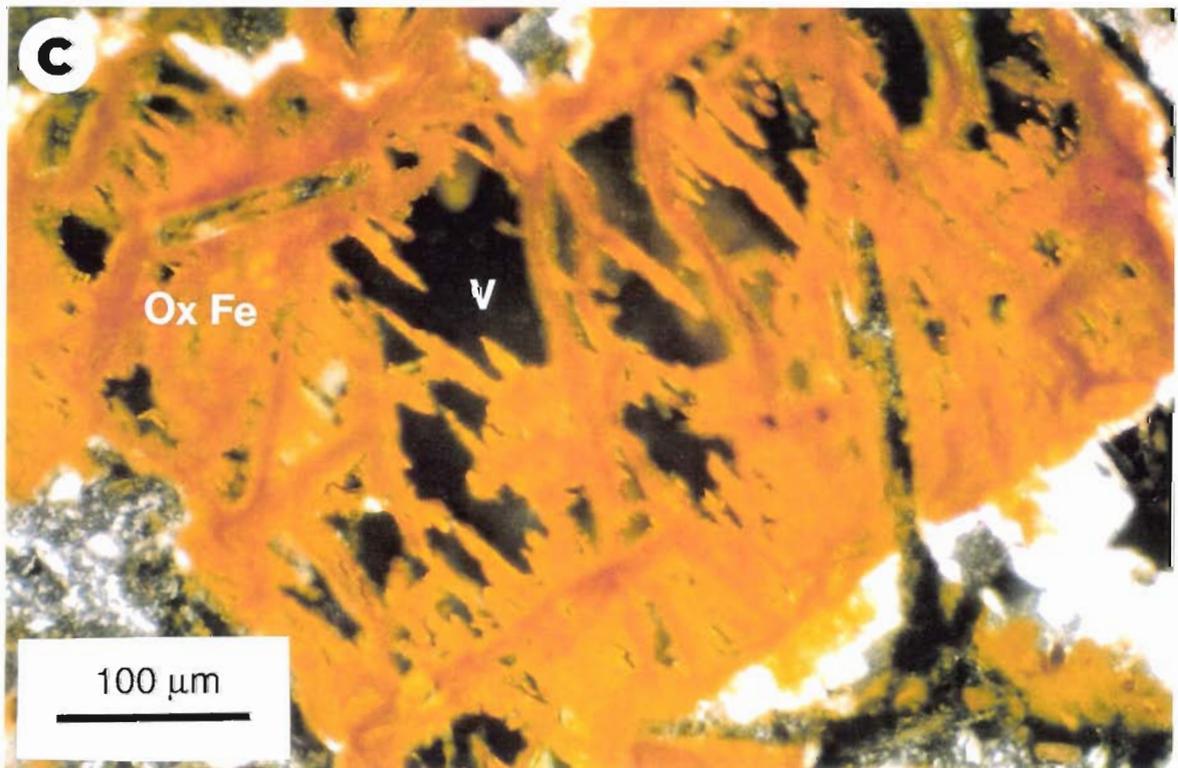
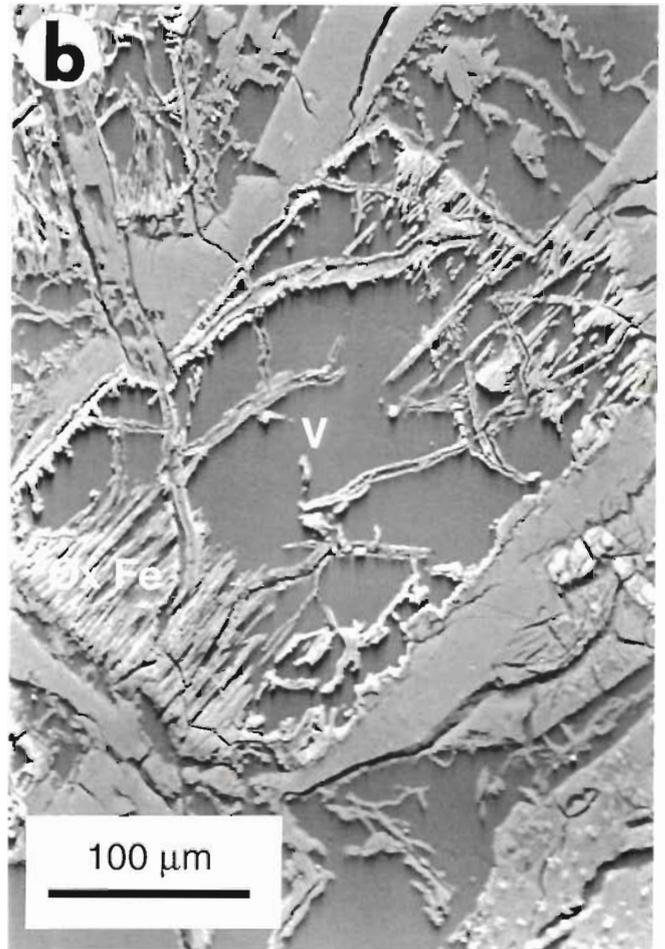
Au sommet de la saprolite et dans le sol, des produits secondaires de type oxyhydroxydes de fer apparaissent à côté des smectites. Les spectres de diffraction de rayons X montrent que ce produit ferrifère est une goethite. L'observation au microscope optique et au microscope électronique à balayage montre que cette goethite se présente sous forme de cloisons séparées par des vides, (Planche III-2, photo b et c). Pour les oxyhydroxydes de fer, les microanalyses (annexe 2, Tab. 11) montrent que ces produits sont formés d'un mélange d'argile et d'oxydes de fer dont il est difficile de faire la part respective. Le fer y représente une moyenne de 30 %, alors que le silicium et l'aluminium ne dépassent pas respectivement 17 et 14 %.

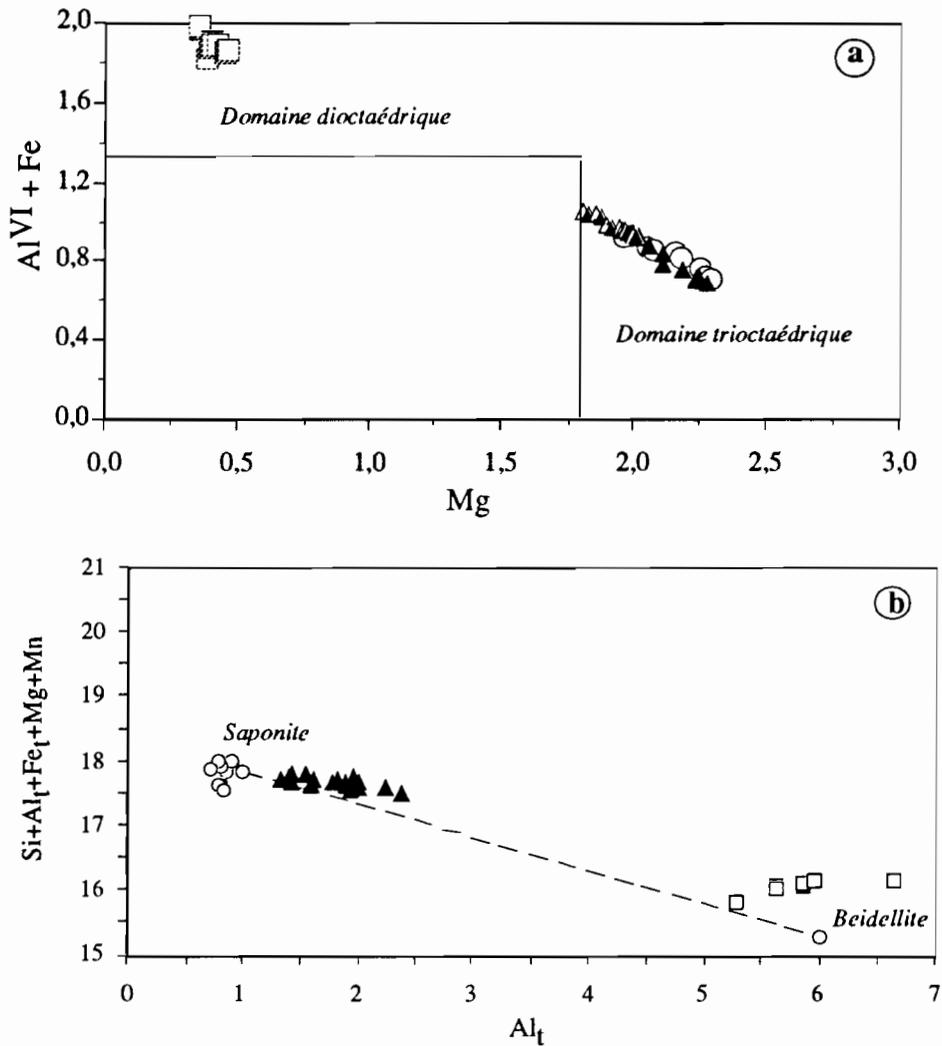
PLANCHE III-2 : Altération des pyroxènes.

a : Microphotographie de l'altération des pyroxènes (Px) en saponite (Sap.) vue au MEB dans la saprolite cohérente.

b et c : Microphotographie de l'altération des pyroxènes en oxyhydroxydes de fer (Ox Fe) dans la saprolite friable vue au MEB (b) et au microscope optique (c).
Le squelette ferrugineux séparé par des vides (V) rappelle les fissures intraminérales du pyroxène.

PLANCHE III-2





rond vide : produit d'altération de la pigeonite dans la saprolite cohérente
 triangle plein : produit jaune orange d'altération de l'augite dans la saprolite cohérente
 triangle vide : produit microcristallin d'altération de l'augite dans la saprolite cohérente
 carré vide : produit d'altération des pyroxènes dans la saprolite friable

Fig. III-17 : Compositions des produits d'altération des pyroxènes dans le diagramme Mg vs (Al VI + Fe) (a) et dans le diagramme cations non interfoliaires vs Aluminium total (b).

b- Bilan chimique de l'altération des pyroxènes

Qualitativement, la transformation des pyroxènes dans la saprolite cohérente s'accompagne d'une augmentation des teneurs en Al_2O_3 et MgO et d'une perte en CaO . En revanche, la transformation des pyroxènes en beidellite dans la saprolite friable se traduit chimiquement par une augmentation des teneurs en Al_2O_3 et Fe_2O_3 et une diminution des teneurs en MgO (Fig. III-18).

Il est de même possible de quantifier ces modifications chimiques à l'échelle du cristal. Ces bilans quantitatifs sont établis dans la saprolite cohérente où les filiations minéralogiques

entre les pyroxènes et leur produits secondaires respectifs sont certaines.

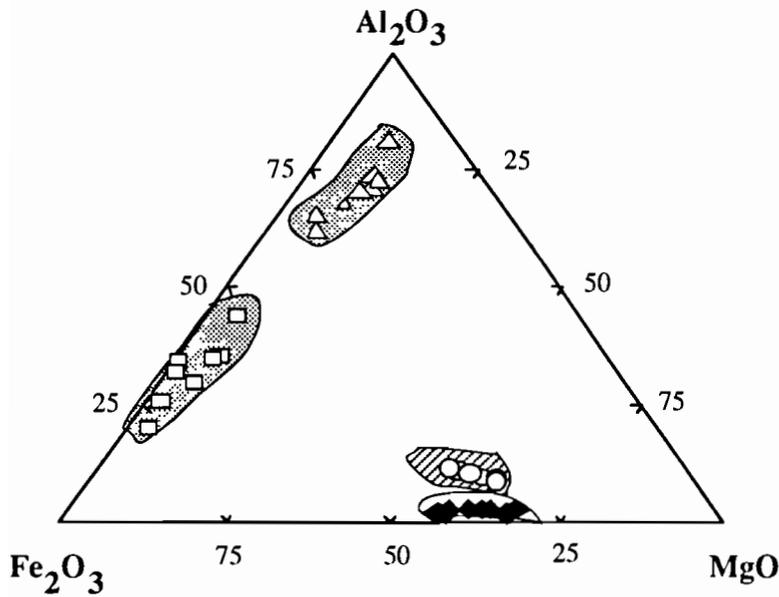
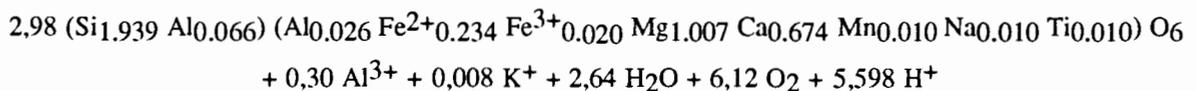


Fig. III-18 : Comparaison des produits d'altération des pyroxènes dans le profil dans le diagramme Al_2O_3 - Fe_2O_3 - MgO .

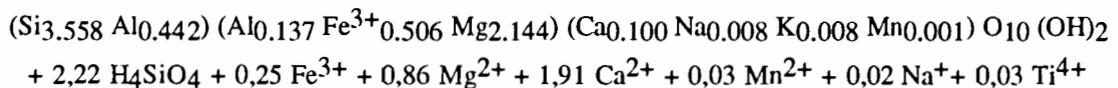
- ◆ Pyroxène sain
- Produits d'altération dans la saproлите cohérente
- △ Produits d'altération à la base de la saproлите friable
- Produits d'altération au sommet de la saproлите friable

L'altération des pyroxènes en saponite étant isovolumétrique, nous avons quantifié les variations chimiques accompagnant la transformation des pyroxènes, de la même manière que pour les bilans de l'altération des plagioclases. Cette altération peut être résumée pour l'augite et pour la pigeonite par les réactions suivantes :

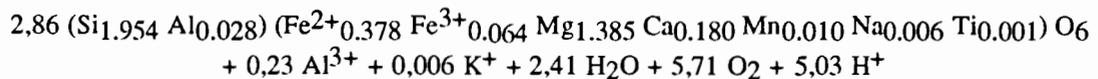
- altération de l'augite :



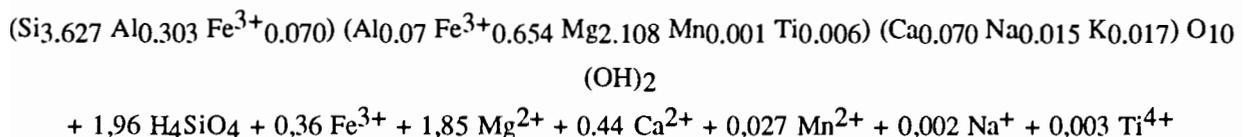
⇓



- altération de la pigeonite :



⇓



Le passage de l'augite à la saponite se traduit par un apport de 51 % en Al, et d'une perte de 38 % en Si, 29 % en Mg, 95 % en Ca et de 33 % en Fe. De même, la transformation de la pigeonite en saponite implique un apport de 62 % en Al et une perte de 35 % en Si, 47 % en Mg, 85 % en Ca et 28 % en Fe.

c- Discussion

Dans le profil d'Elhajeb, les pyroxènes s'altèrent en smectites Mg-Fe (saproolite cohérente), en smectites alumineuses (beidellites) (base de la saproolite friable) et en un mélange smectites-Al-oxyhydroxydes de fer (sommet de la saproolite friable). Ces types de transformations sont connus dans les basaltes (Craig & Loughnan, 1964; Pion, 1979; Glassmann & Simonson, 1984; De Kimpe *et al.*, 1987). Cette succession minéralogique traduit une ouverture du système et donc un drainage croissant au sommet du profil (Delvigne, 1965 ; Proust, 1983 ; Colin *et al.*, 1985 ; Michaux, 1988 ; Noack *et al.*, 1993). En effet, la porosité totale passe de 15 % dans la saproolite cohérente pour atteindre 40 à 50 % dans la saproolite friable.

Dans la saproolite cohérente, les compositions chimiques des produits secondaires sont influencées par celles des pyroxènes, ces produits conservent partiellement la mémoire chimique des minéraux primaires. Ainsi, outre la nature ferro-magnésienne commune à ces produits, les teneurs en aluminium indiquent l'abondance relative de cet élément dans l'augite et dans la pigeonite. Ainsi, le produit d'altération de l'augite est plus alumineux que celui de la pigeonite. Toutefois, l'essentiel de cet aluminium est d'origine externe au pyroxène, des échanges géochimiques inter-minéraux au sein du profil par le biais des solutions d'altération sont ainsi révélés (Nahon *et al.*, 1982 ; Nahon, 1991).

Dans la saproolite friable et dans le sol, la mémoire chimique du pyroxène n'est plus conservée. L'ouverture du système et le bon drainage font que seuls les éléments peu ou pas mobiles (Al et Fe) vont rester sur place, les alcalins et les alcalinoterreux sont plutôt lessivés et migrent pour une partie, notamment Ca et Mg, vers le bas du profil où les produits secondaires sont riches en Mg.

A l'échelle du profil, une relation de succession génétique des produits d'altération entre la saproolite cohérente et la saproolite friable suppose une transformation des saponites Fe-Mg en beidellites Al. L'absence de reliques de minéraux primaires dans la saproolite friable ne permet pas d'établir un lien direct entre minéral primaire et produit d'altération, mais la forme des cristaux précurseurs est conservée. En effet les oxyhydroxydes de fer forment un cloisonnement ferrugineux rappelant les clivages et les fissures intraminérales du pyroxène dont ils proviennent directement. Ce qui montre qu'il s'agit d'une pseudomorphose directe comme dans la saproolite cohérente. Les conditions physicochimiques de formation de ces

cloisons ferrugineuses et celles de la formation des saponites de la saprolite cohérente sont par ailleurs différentes.

Il est donc difficile de penser à une double pseudomorphose des minéraux primaires en produits alumineux et ferrugineux de la saprolite friable, passant par le stade de saponites Mg-Fe de la saprolite cohérente. La différence géochimique des produits d'altération est donc bien liée à une différence des conditions physico-chimiques d'altération entre la base et le sommet du profil, avec des conditions à tendances réductrices à la base (zone de battement de nappe) et des conditions oxydantes (non saturées) au sommet du profil.

3- LES PRODUITS D'ALTÉRATION DU VERRE

a- Caractérisation minéralogique et chimique

Dans le basalte frais, les observations microscopiques montrent que le verre occupe les interstices entre les feldspaths et les pyroxènes. Il se présente sous forme de plages de faible anisotropie, ou sous forme de plages d'argiles microcristallines de teinte vert olive en lumière polarisée. Dans la saprolite cohérente, le verre est complètement transformé. Il donne toujours le même produit argileux microcristallin. Les spectres de diffraction de rayons X et les microanalyses chimiques (**annexe 2, Tab. 12**) montrent que ces argiles sont des smectites riches en MgO et Fe₂O₃. Elles correspondent à des saponites Mg-Fe (**Fig. III-19a**) de formule structurale moyenne :



Dans la saprolite friable, le verre totalement altéré, donne une argile microscritalline présentant des teintes vert marron en lumière polarisée. Elle correspond toujours à une smectite dont les microanalyses chimiques (**annexe 2, Tab. 12**) montrent des teneurs élevées en Al₂O₃ et faibles en MgO. Dans les formules structurales, la charge tétraédrique (0.87 Eq) est liée uniquement à la substitution de Si par Al, et l'octaèdre est essentiellement alumineux. Ces smectites correspondent à des beidellites alumineuses (**Fig. III-19a**) de formule structurale moyenne :



Ainsi, dans la saprolite cohérente, la transformation du verre se traduit par une diminution des teneurs en Al₂O₃, CaO et en Na₂O, une augmentation des teneurs en MgO et par une augmentation du rapport SiO₂/Al₂O₃. En revanche, la transformation du verre en beidellite dans la saprolite friable s'accompagne d'une importante augmentation des teneurs en Al₂O₃ (**Fig. III-19b**).

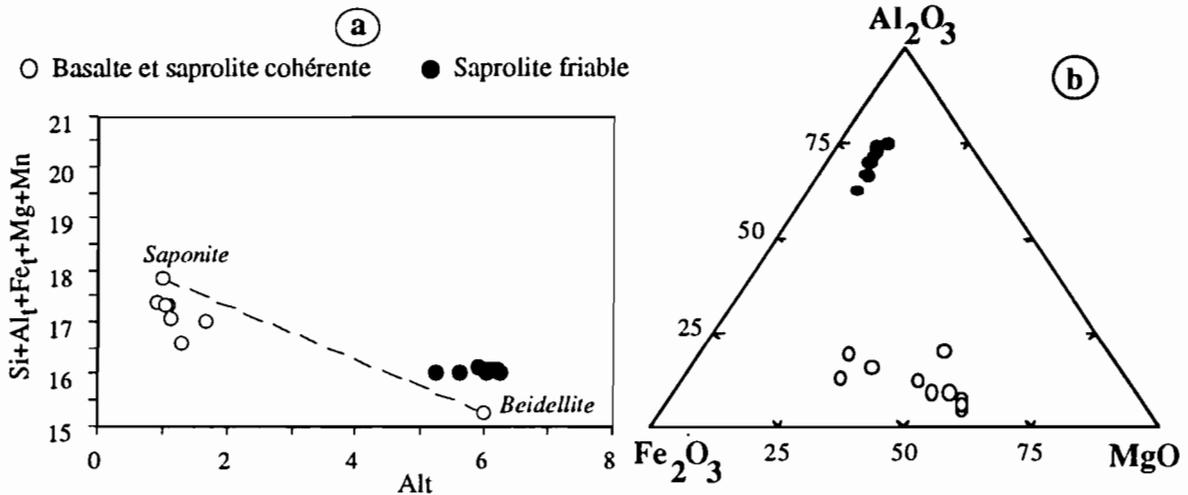


Fig. III-19 : Comparaison des compositions des produits d'altération du verre dans le diagramme cations non interfoliaires vs Aluminium total (a) et dans le diagramme Al_2O_3 - Fe_2O_3 - MgO (b).

b- Discussion

Dans le basalte d'Elhajeb, le verre se transforme partiellement dans le basalte "frais". Le produit secondaire est le même dans le basalte "frais" et dans la saponite cohérente. Il correspond à une saponite Mg-Fe. En revanche, dans la saponite friable, le produit secondaire est une beidellite Al. Dans les deux cas, les grains de titanomagnétite montrent la même organisation (alignement avec ramifications) que dans le verre frais, ces transformations se déroulent ainsi par pseudomorphose. La succession spatio-temporelle des produits d'altération du verre ainsi décrite a déjà été évoquée dans l'altération du verre basaltique (Noack, 1981) et correspond, comme c'était le cas des plagioclases et des pyroxènes, à l'ouverture progressive du système de la base au sommet du profil.

4- ALTÉRATION DES MINÉRAUX OPAQUES

Depuis les basaltes jusqu'au sommet de la saponite friable, les titanomagnétites sont stables et ne montrent pas de figures d'altération. Les cristaux losangiques (une dizaine de micron) de titanomagnétite conservent toujours le caractère aligné signalé dans le basalte "frais". Au sommet de la saponite friable, les titanomagnétites montrent un début d'altération, sans qu'il soit possible de caractériser le produit secondaire.

5- ALTÉRATION DES ARGILES VÉSICULAIRES

Les produits de remplissage des vésicules (hypogènes) font partie de la minéralogie du basalte et seront donc soumis à l'altération supergène au même titre que les minéraux endogènes. Leur produits secondaires ont été analysés dans la saponite cohérente et dans la saponite friable.

a- Les argiles des vésicules dans la saprolite cohérente

Dans la saprolite cohérente seules les argiles de bordure de vésicule ont été analysées. Le centre de la vésicule est occupé par de la calcite, de la silice et des oxydes de fer (goethites). La composante argileuse, limitée à la bordure est une argile microcristalline brun vert. Le spectre de diffraction de rayons X montre qu'il s'agit d'une smectite.

Plusieurs microanalyses chimiques ont été effectuées sur ces smectites (Tab. III-5). Les formules structurales montrent une substitution tétraédrique moyenne de 0,2 Eq. Dans la couche octaédrique, 45 % des sites sont occupés par Al, 36 % par Fe et le reste par Mg. Cette smectite est de type dioctaédrique et correspond à une beidellite alumineuse. Comparée à son équivalente dans le basalte, cette smectite est relativement plus riche en Al_2O_3 (Fig. III-20). Cet enrichissement relatif en Al_2O_3 représente les premières manifestations de la transformation de ces smectites en milieu supergène.

Tableau III-5 : Compositions moyennes des argiles de vésicules dans la saprolite.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
bord vesicule SC (n=15)	50,41	14,16	0,00	15,75	3,55	0,01	0,03	1,27	1,16	0,03	84,81
bord vesicule SF (n=7)	41,14	16,91	0,00	18,43	2,18	0,03	0,07	2,58	0,12	0,11	79,76
centre vesicule SF	35,90	17,67	0,00	24,17	2,01	0,04	0,03	1,85	0,09	0,06	79,44

	Si	Al	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K
bord vesicule SC (n=15)	3,66	0,34	0,87	0,86	0,00	0,38	0,10	0,16	0,00
bord vesicule SF (n=7)	3,25	0,75	0,82	1,09	0,00	0,26	0,02	0,01	0,47
centre vesicule SF	2,91	1,09	0,60	1,48	0,00	0,24	0,01	0,01	0,34

SC : saprolite cohérente

SF : saprolite friable

b- Les argiles des vésicules dans la saprolite friable

Comme nous l'avons signalé dans les descriptions précédentes, les vésicules peuvent être exclusivement argileuses ou mixtes avec une argile limitée à la bordure. Dans la saprolite friable, ces argiles présentent au microscope optique des teintes brun marron en lumière naturelle. Ces argiles correspondent à des smectites.

Pour pouvoir les comparer à leur homologues dans la saprolite cohérente, plusieurs microanalyses ont été effectuées sur ces smectites (annexe 2, Tab. 13). Les compositions obtenues montrent que ces smectites sont pauvres en MgO (< 2,5 %) et assez riches en Al_2O_3 (16-17 % en moyenne) et en Fe_2O_3 , (Tab. III-5). Ainsi, la tendance à l'augmentation des teneurs en Al_2O_3 dans les argiles de vésicules, signalées dans la saprolite cohérente, devient très marquée dans la saprolite friable (Fig. III-20).

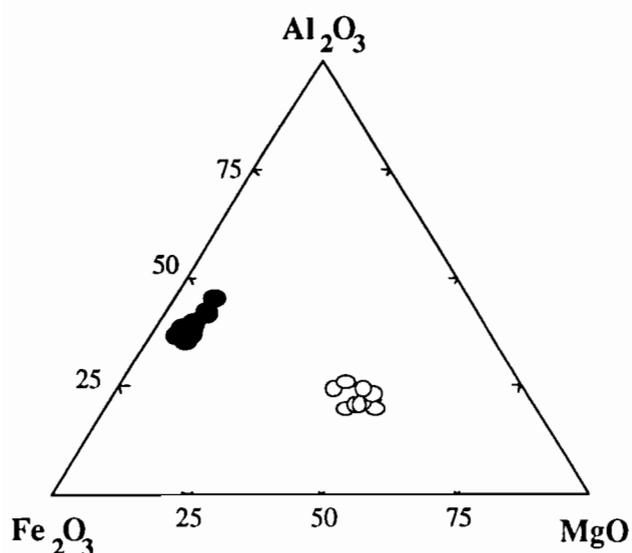


Fig. III-20 : Comparaisons des compositions des argiles de centre de vésicules dans le basalte et dans la saprolite friable.

rond vide : basalte
rond plein : saprolite friable

Du basalte jusqu'à la saprolite friable, les argiles de vésicules montrent une augmentation progressive des teneurs en Al_2O_3 et Fe_2O_3 aux dépens de MgO . Cette augmentation devient très importante pour les argiles du centre des vésicules. Ces successions géochimiques rejoignent ce qui a été observé dans l'altération des autres minéraux du basalte: ouverture du système confiné à la base, et qui devient drainant au sommet du profil et favorise la mobilité de Mg relativement à Al .

6- LES PRODUITS DE TRANSFERT

Outre les argiles d'origine hypogène et les argiles issues de la transformation supergène des minéraux primaires, des argiles de transfert liées à l'altération supergène ont été identifiées dans des fissures.

a- Les argiles de transfert dans les fissures

Les fissures sont présentes à toutes échelles. Elles sont emplies de produits argileux ou d'un ensemble polyminéral (argile, calcite, silice et/ou oxydes de fer). Sont considérés d'origine supergène, les produits argileux tapissant les bordures des fissures sous forme de dépôts successifs rappelant des structures cutaniques.

α- Les argiles de transfert dans la saprolite cohérente

Dans les fissures, les produits argileux sont souvent microcristallins. Un exemple type a été choisi dans un échantillon de la saprolite cohérente (Hb6a). Dans cette fissure, deux types d'argiles ont été distingués par leurs caractères pétrographiques. Ils sont tous deux microcristallins mais montrent des teintes différentes en lumière polarisée analysée. L'un est vert olive et l'autre vert claire. Ils correspondent tous les deux à des smectites d'après les spectres de diffraction de rayons X.

Plusieurs microanalyses ont été effectuées sur chacune de ces smectites. La simple différence de teinte se trouve confirmée au niveau des compositions chimiques. En effet, la smectite vert claire a des teneurs élevées en Al_2O_3 (23 à 28 %) et faibles en FeO (2 à 4 %) et MgO (2 à 3 %), alors que la smectite vert olive présente des teneurs en oxydes avec des ordres de grandeurs inverses. Ainsi Al_2O_3 et MgO atteignent respectivement 10 % et 7 % alors que Fe_2O_3 atteint les 25 % (annexe 2, Tab. 14A). Dans les formules structurales de ces deux smectites, la charge du feuillet est compensée par une charge interfoliaire essentiellement calcique. Elles correspondent respectivement à des beidellites alumineuses et des smectites ferrifères intermédiaires entre beidellites et saponites (Fig. III-21) de formules structurales moyennes :

argile vert olive : $(Si_{3,263} Al_{0,737}) (Al_{0,189} Fe^{3+}_{1,421} Mg_{0,787} Mn_{0,001}) (Ca_{0,157} Na_{0,009} K_{0,009}) O_{10} (OH)_2$

argile vert claire : $(Si_{3,455} Al_{0,545}) (Al_{1,710} Fe^{3+}_{0,172} Mg_{0,298} Mn_{0,001}) (Ca_{0,144} Na_{0,009} K_{0,005}) O_{10} (OH)_2$

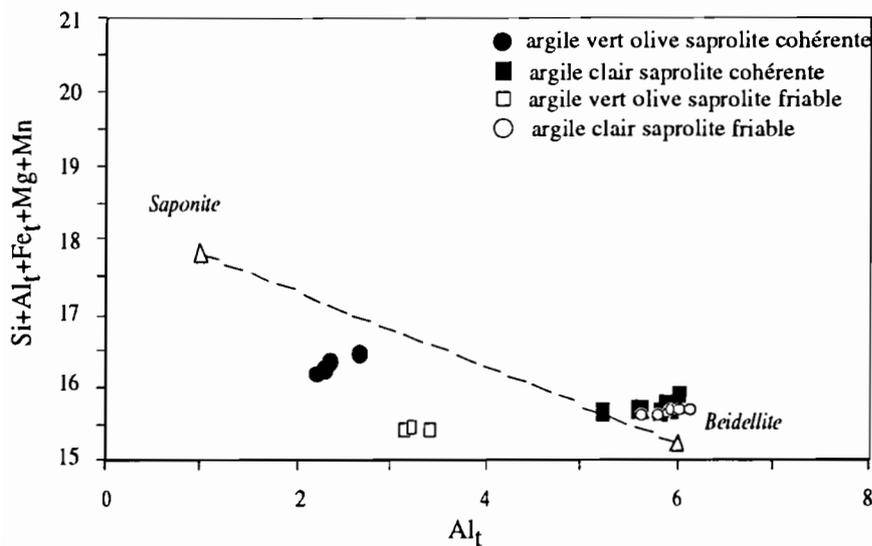


Fig. III-21 : Positions des argiles de fissures dans le diagramme cations non interfoliaires vs aluminium total.

β - Les argiles de transfert dans la saprolite friable

Les produits argileux des fissures analysés dans la saprolite friable présentent les mêmes occurrences que ceux décrits dans la saprolite cohérente avec coexistence de deux types d'argiles. Les microanalyses montrent que l'argile de bordure (vert claire) de la fissure est alumineuse alors que celle du centre (vert olive) est riche en fer (annexe 2, Tab. 14B). Les formules structurales de ces argiles, correspondent à celles de smectites ferrifères proches des beidellites (argile vert olive) et à celles de beidellites alumineuses (Fig. III-21) (argile vert claire) de formules structurales moyennes :

argile vert olive : $(Si_{3,490} Al_{0,510}) (Al_{0,766} Fe^{3+}_{1,133} Mg_{0,169} Ti_{0,001}) (Ca_{0,225} Na_{0,017} K_{0,005}) O_{10} (OH)_2$

argile vert claire : $(Si_{3,479} Al_{0,521}) (Al_{1,796} Fe^{3+}_{0,096} Mg_{0,259} Mn_{0,001} Ti_{0,001}) (Ca_{0,155} K_{0,009} Na_{0,003}) O_{10} (OH)_2$

La comparaison de ces produits dans les deux parties de la saprolite montre que les argiles de transfert de la saprolite friable sont plus riches en Al_2O_3 et plus pauvres en MgO que

celles de la saprolite cohérente (Fig. III-22). Cette tendance à l'enrichissement relatif en aluminium est donc bien généralisée à l'ensemble des produits secondaires d'altération et de transfert.

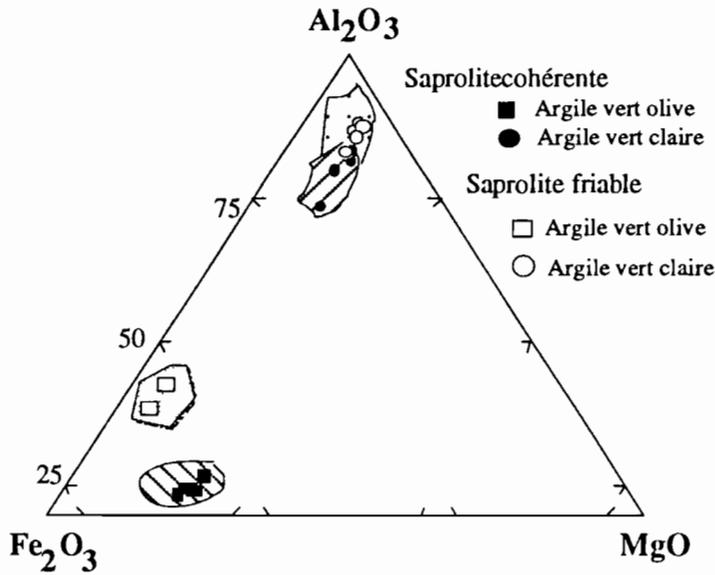


Fig. III-22 : Comparaison des compositions des argiles de transfert (fissures) de la saprolite dans le diagramme $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$.

b- Les produits manganésifères dans les fissures

Lors de la description du profil, nous avons signalé la présence d'un produit noir dans les grandes fissures silico-carbonatées. Ce produit a été analysé à la microsonde, il présente des teneurs en MnO très variables allant de 4 à 42 % et il est également riche en Al_2O_3 et SiO_2 (Tab. III-6). Il est cependant difficile de caractériser minéralogiquement ce produit mais aussi de proposer une hypothèse sur l'origine de ces concentrations en Mn.

Tableau III-6 : Compositions chimiques des produits manganésifères des fissures.

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	45,27	43,13	42,94	41,86	33,97	19,49	23,87	25,38	29,95	11,71
Al ₂ O ₃	21,95	15,89	19,18	17,38	9,15	10,15	11,26	14,28	11,42	8,62
FeO	4,76	8,73	5,89	8,68	20,47	5,95	8,45	6,34	6,78	3,70
MnO	5,01	5,00	4,45	7,01	11,83	34,89	28,23	23,00	20,60	42,92
MgO	1,58	2,26	2,39	2,27	2,00	2,52	2,59	3,47	2,31	4,26
CaO	3,11	4,25	3,03	3,18	3,12	3,60	3,85	3,40	3,33	3,52
Na ₂ O	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,10	0,10	0,06	0,06	0,08
K ₂ O	0,17	0,06	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,00
TiO ₂	0,01	0,13	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,20	0,07	0,06
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00
Total	81,94	79,52	78,01	80,56	80,63	76,77	78,40	76,15	74,59	74,87

c- Conclusion

La caractérisation des produits argileux de transfert dans la saprolite cohérente montre qu'il s'agit de beidellites Al et de smectites Fe intermédiaires entre beidellite et saponite. La

même association se retrouve dans la saprolite friable avec cependant une nette augmentation des teneurs en Al aux dépens des autres composants. Ce caractère très alumineux témoigne d'une précipitation de ces produits dans un milieu ouvert, où la plupart des éléments sont lessivés et se retrouvent en bas du profil. C'est le cas de Mg qu'on trouve en abondance dans les produits d'altération et dans les produits de transfert de la saprolite cohérente.

VI- DISCUSSION-CONCLUSION

L'étude minéralogique, pétrographique et géochimique de l'altération supergène du basalte d'Elhajeb montre que les produits secondaires sont variables au sein du profil (Fig. III-23). Exception faite de la titanomagnétite stable, sur une grande partie du profil les minéraux primaires du basalte partiellement transformés dans la saprolite cohérente sont complètement altérés dans la saprolite friable et dans le sol. Les paragenèses secondaires ainsi développées sont formées de saponites Mg-Fe et de montmorillonites Al à la base, et de beidellites Al et d'oxyhydroxydes de fer au sommet du profil. La tendance chimique globale est l'enrichissement relatif des produits secondaires respectifs de chaque minéral primaire en aluminium et en fer aux dépens du magnésium au sommet du profil relativement à la base. Cette succession minéralogique et chimique correspond à deux systèmes d'altération différents dans des milieux saturés à la base (zone battement de la nappe) et non saturés au sommet du profil (Hamidi *et al.*, 1996).

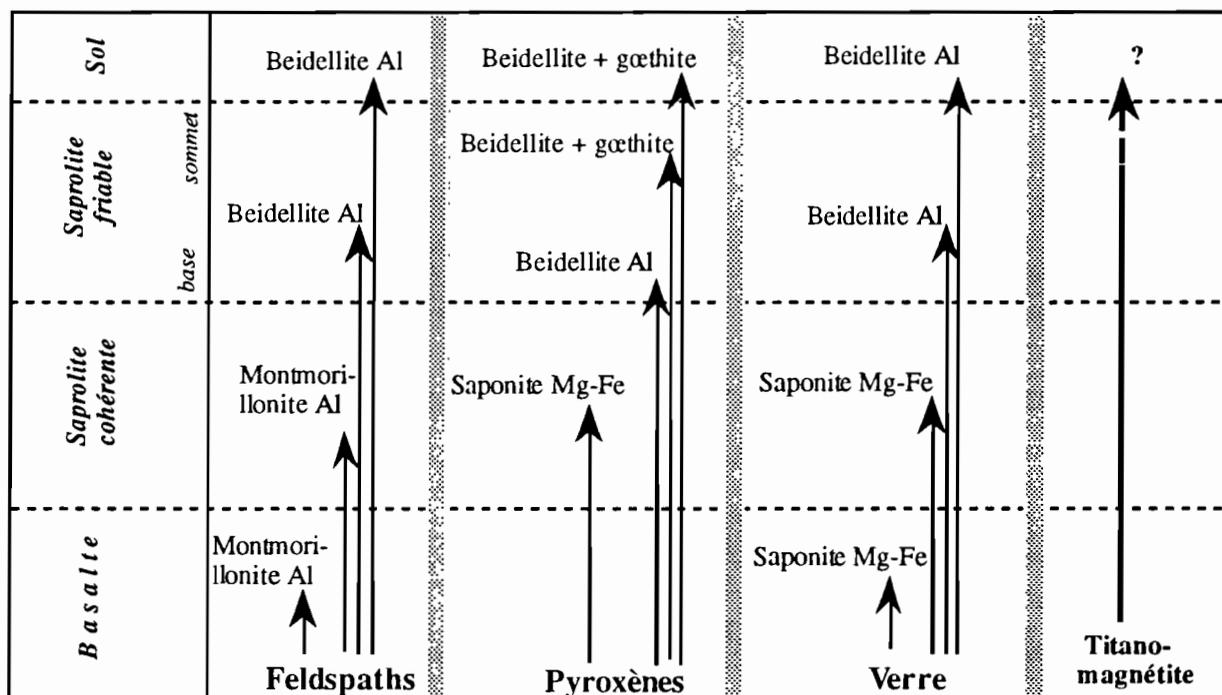


Fig. III-23 : Résumé des successions des produits secondaires d'altération dans le profil d'Elhajeb.

Dans le profil, les bilans de transformation des pyroxènes montrent un enrichissement

relatif en aluminium et un appauvrissement relatif en fer et en magnésium. Cet aluminium proviendrait de l'altération des plagioclases qui s'accompagne d'un appauvrissement relatif en cet élément, mais en parallèle d'un enrichissement relatif en fer et en magnésium libérés à partir des pyroxènes. Ces échanges inter-minéraux permettent ainsi une rétention maximale de ces éléments dans le profil. En revanche, l'altération des pyroxènes et des plagioclases se traduit par des appauvrissements relatifs en silicium. Ces appauvrissements en Si restent cependant moins importants que ceux calculés pour les alcalins et les alcalino-terreux rentrant dans la composition des minéraux primaires du basalte et qui ne sont pas retenus dans les produits secondaires.

L'ensemble de ces transformations met en jeu des transferts de matière donnant lieu à des néoformations argileuses de type beidellites Al et smectites Fe dans les fissures.

Ces conclusions montrent que le profil d'altération des basaltes d'Elhajeb est un profil polygénique supergène (deux systèmes d'altération à la base et au sommet du profil). L'ensemble des transformations affectant ces basaltes met en jeu des processus de transferts et d'accumulations de matières. L'étude des bilans de ces transferts dans le profil fait l'objet du chapitre suivant.

DEUXIÈME PARTIE

CHAPITRE IV :

BILANS DE TRANSFERT DE MATIÈRE DANS LE PROFIL D'ELHAJEB

L'étude géochimique de l'altération du basalte d'Elhajeb repose sur l'analyse des éléments chimiques majeurs et de certains éléments en traces (**annexe 2, Tab. 15**). Dans l'ensemble, 50 échantillons ont été analysés dont 4 échantillons de basalte frais. Les autres échantillons correspondent au basalte altéré, aux produits de remplissage des fissures, et au sol. Dans le sol, nous avons séparé les échantillons en deux groupes: les nodules carbonatés et la matrice argileuse d'altération. Pour compléter les bilans calculés dans le profil, les eaux baignant la base du profil et d'autres eaux de puits et de sources du bassin d'Elhajeb ont été analysées.

I- DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES DANS LE PROFIL

Dans l'étude géochimique du profil, nous avons séparé l'étude des échantillons de fissures (6b et 11b) ou de brèches basaltiques (riche en fissure) (1a, 2a, 4a, 7a, 8a, 13a, 14a, 7b, 21b) de celle du basalte altéré *sensu stricto*.

1- LE BASALTE FRAIS ET LE BASALTE ALTÉRÉ

a- Les éléments majeurs

* SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 et Fe_2O_3 :

Dans le basalte, les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 et Fe_2O_3 sont respectivement de 47,3 %; 15,1; 1,2 % et 8,1 %.

Dans la saprolite cohérente, les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et TiO_2 ne montrent pas de variations importantes par rapport au basalte. En revanche, le début de l'altération se traduit par une légère augmentation des teneurs en fer.

Sur une grande partie de la saprolite friable (jusqu'à 1m de la surface), les teneurs en Al_2O_3 , TiO_2 et Fe_2O_3 augmentent par rapport au basalte et à la saprolite cohérente. Ces teneurs oscillent respectivement entre 17 et 21 %, 1,2 et 2 % et entre 12 et 15 % (**Fig. IV-1**). Cependant, les teneurs en silice diminuent dans ce faciès et n'excèdent pas 38 %. Au sommet de ce faciès et dans le sol, les teneurs respectives de tous ces oxydes diminuent (**Fig. IV-1**).

****CaO:**

Le CaO représente 8 % du basalte. Cette concentration diminue dans la saprolite cohérente (**Fig. IV-1**), puis dans la saprolite friable pou atteindre 2 à 3 %. A environ 1 m de la surface et jusqu'au sol, la tendance s'inverse et les teneurs en CaO atteignent 24 % (**Fig. IV-1**) dans la matrice et 47 % dans les nodules carbonatés abondants dans ce faciès.

***** K₂O, Na₂O et MgO:**

Depuis le basalte jusqu'au sommet de la saprolite friable, les teneurs en alcalins diminuent. En revanche, dans le sol, le potassium montrent des teneurs élevées (**Fig. IV-1**). L'altération du basalte dans la saprolite cohérente se traduit par une légère augmentation des teneurs en MgO qui diminuent ensuite dans la saprolite friable et dans le sol.

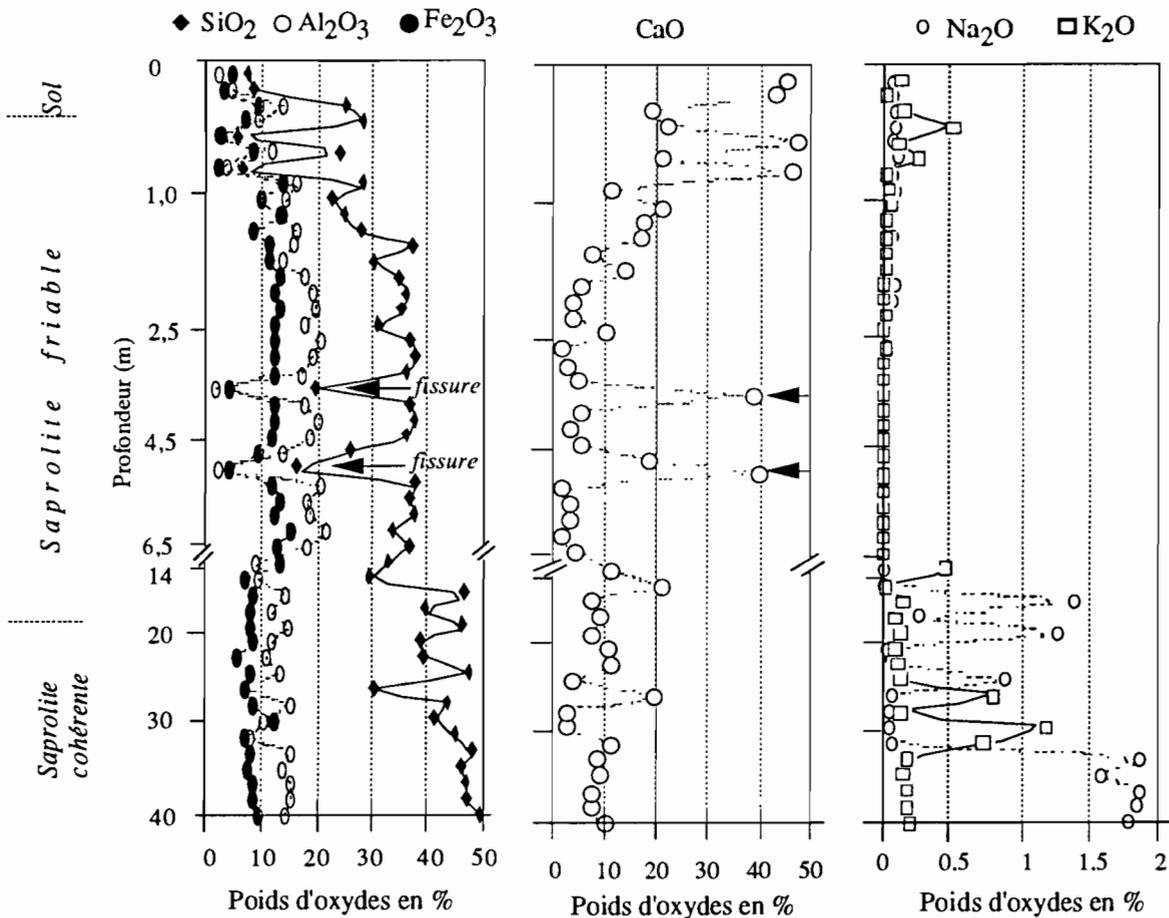


Fig. IV-1 : Variations des teneurs en éléments majeurs dans le profil.

b- Les éléments traces

Les teneurs en Zr, V, Co et Ba montrent de faibles variations dans la saprolite cohérente (**Tab. x, annexe 2**). Cependant, à la base de la saprolite friable, ces teneurs sont élevées par rapport à celles du basalte. L'augmentation des teneurs en éléments traces se poursuit dans la saprolite friable. Au sommet de celle-ci, la tendance s'inverse et les teneurs diminuent de façon continue jusqu'au sol.

2- LES FISSURES ET LES BRÈCHES BASALTIQUES

Le caractère commun des fissures et des brèches basaltiques est l'importance de la perte au feu qui est comprise entre 20 et 34 % (Tab. 15, annexe 2).

Les compositions chimiques des échantillons de fissures (6b et 11b) sont dominées par le CaO (40 %). Parmi les autres éléments majeurs, la silice est le mieux représentée avec des teneurs de 16 à 19 %. Tous les autres éléments sont très faiblement représentés. Ainsi, TiO₂ et Zr ont des teneurs de respectivement 0,1 % et 10 à 20 ppm (Fig. IV-2).

Les échantillons de brèches basaltiques présentent des teneurs plus élevées en CaO, en Fe₂O₃, en K₂O et en Rb, relativement au basalte frais et au basalte altéré. K₂O ne présente des teneurs élevées que dans la saprolite cohérente. Les brèches de la saprolite friable se distinguent de celles de la saprolite cohérente par des teneurs en MgO plus faibles, mais des teneurs en TiO₂ et Al₂O₃ plus fortes. Tous les autres éléments sont en faible proportion dans ces échantillons.

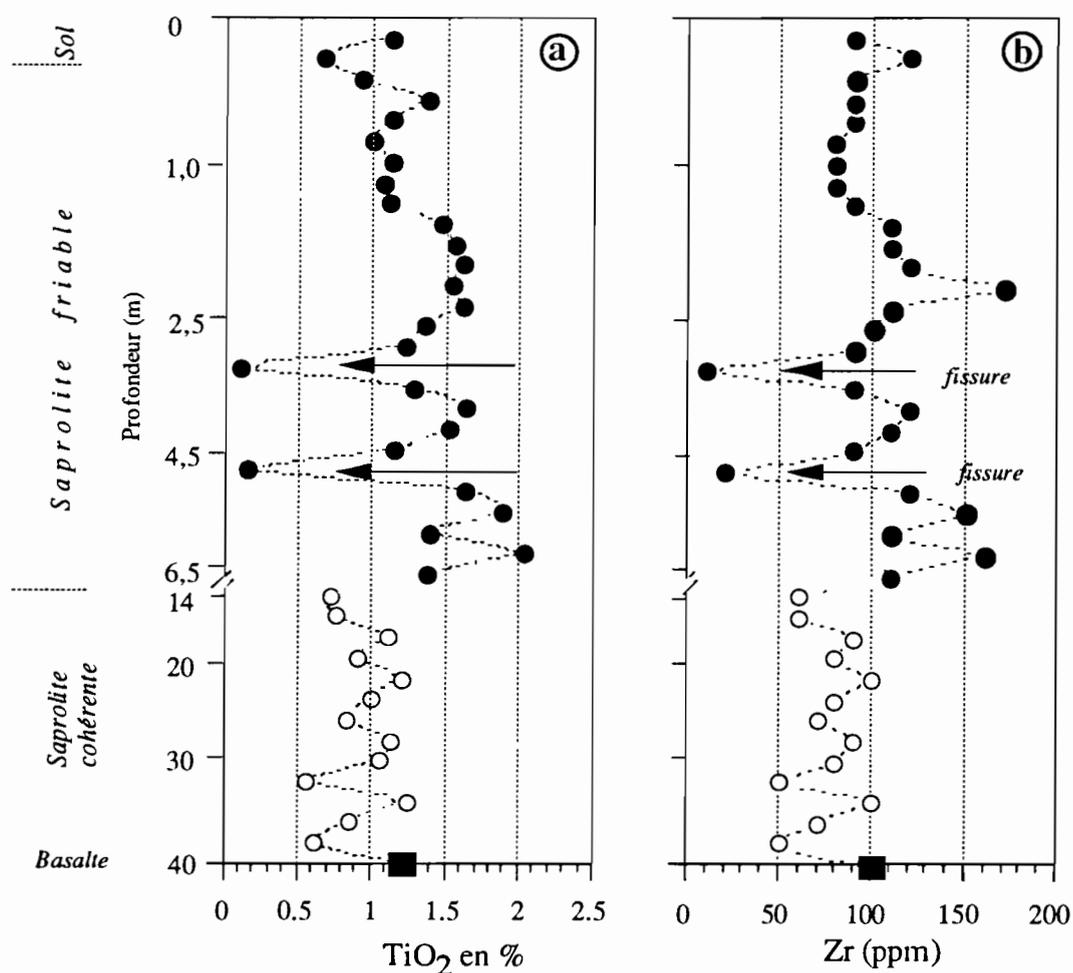


Fig. IV-2 : Variations des teneurs en TiO₂ (a) et en Zr (b) dans le profil.

3- CONCLUSION

De l'analyse des variations chimiques dans le profil d'Elhajeb ressortent les points suivants :

* Dans le basalte altéré :

- Du basalte frais jusqu'à la base du sol, l'altération se traduit par une augmentation des teneurs en Al_2O_3 et Fe_2O_3 et une diminution des teneurs en SiO_2 , Na_2O et MgO . Les diminutions progressives des teneurs en CaO et K_2O depuis la saprolite cohérente s'estompent pour réaugmenter à partir du sommet de la saprolite friable pour CaO et à partir du sol pour K_2O .

- Les teneurs en TiO_2 et en Zr sont très variables dans le profil.

* Dans les fissures et brèches basaltiques :

Les composants principaux des échantillons de fissures et de brèches sont CaO et SiO_2 et parfois Fe_2O_3 . Les autres oxydes sont très peu représentés mais présentent cependant des teneurs relativement plus élevées dans les brèches que dans les fissures. Il faut signaler aussi les teneurs élevées en K_2O dans les brèches de la saprolite cohérente.

II- DENSITÉS RÉELLE, DENSITÉ APPARENTE ET POROSITÉ

Les densités apparentes et réelles ont été mesurées dans le profil (**annexe x**). Ces mesures n'ont pas été faites sur les échantillons de fissures. La porosité (Θ) globale est par la suite calculée à partir des densités apparentes (ρ_{app}) et réelles (ρ_r) selon la formule suivante :

$$\Theta (\%) = \left[\frac{\rho_r - \rho_{app}}{\rho_r} \right] \cdot 100$$

Dans le profil, la densité réelle ne montre pas d'évolution particulière. En revanche, la densité apparente montre des variations significatives (**Fig. IV-3a**). Elle décroît du basalte frais vers la saprolite cohérente (1,9 à 2 g/cm^3). Dans la saprolite friable, la diminution de la densité apparente atteint des valeurs de 1,2 à 1,4 g/cm^3 . Au sommet du profil, la densité apparente montre une légère augmentation dans la partie calcitisée de la saprolite friable pour revenir dans le sol à des valeurs comparables à celles de la saprolite friable.

La porosité montre une variation inverse à celle de la densité apparente (**Fig. IV-3b**), elle est inférieure à 13 % dans le basalte sain et dans les échantillons très peu altérés de la saprolite cohérente, mais atteint 20 % dans certains échantillons altérés de ce même faciès. Dans la saprolite friable, la porosité augmente et atteint 55 % avec cependant une légère diminution dans la partie calcitisée de la saprolite friable. Dans le sol, la porosité est de 40 %.

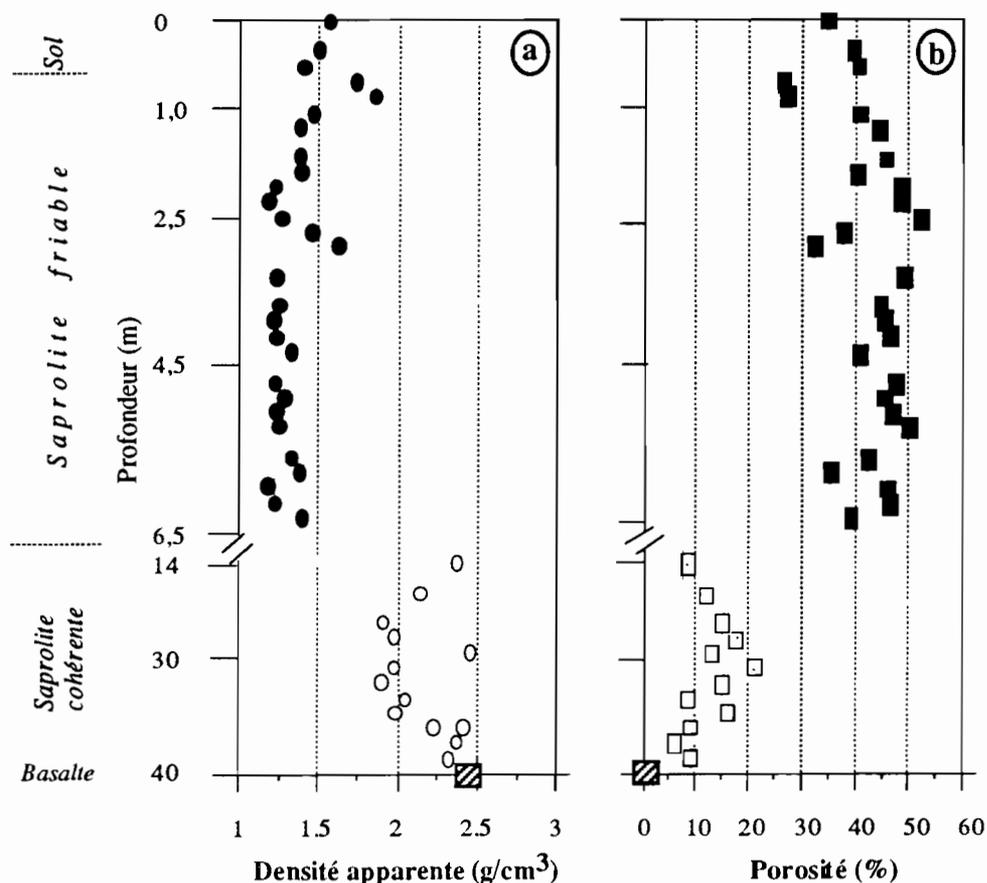


Fig. IV-3 : Evolution de la densité apparente (a) et de la porosité (b) dans le profil d'Elhajeb.

III- INTENSITÉ D'ALTÉRATION ET BILAN DE TRANSFERT DE MATIÈRE

La quantification des gains et des pertes des éléments chimiques au cours de l'altération du basalte peut être faite par l'établissement de bilans de transfert de matière. L'intensité de l'altération peut être appréhendée par le calcul d'index.

1- INTENSITÉ DE L'ALTÉRATION DANS LE PROFIL

a- Principe du calcul et résultats

L'estimation du degré d'altération peut être qualifiée à partir de l'importance des produits secondaires, mais peut aussi être quantifié par le calcul de l'indice d'altération chimique CIA introduit par Nesbitt & Wilson (1992). Cet indice est calculé selon la formule suivante :

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)} \cdot 100$$

avec CaO= CaO total - CaO des apatites et des carbonates

Dans le profil d'Elhajeb, le calcul de l'indice de l'altération chimique (CIA) n'a concerné

que les échantillons de basalte sain et de basalte altéré. Les analyses chimiques totales des échantillons, les teneurs en carbonates et les microanalyses chimiques des minéraux ont permis la quantification du calcium des carbonates.

Le basalte frais à texture microgrenue (5a) présente un indice d'altération plus bas (55 %) que celui du basalte à texture microlitique (60 %). Dans la saprolite cohérente, le CIA est variable (Fig. IV-4), mais reste faible mis à part les premiers échantillons où il est relativement élevé (jusqu'à 80 %). Dans la saprolite friable, le CIA est supérieur à 80 % et tend à augmenter en allant vers la surface, les valeurs maximales sont de 95 %.

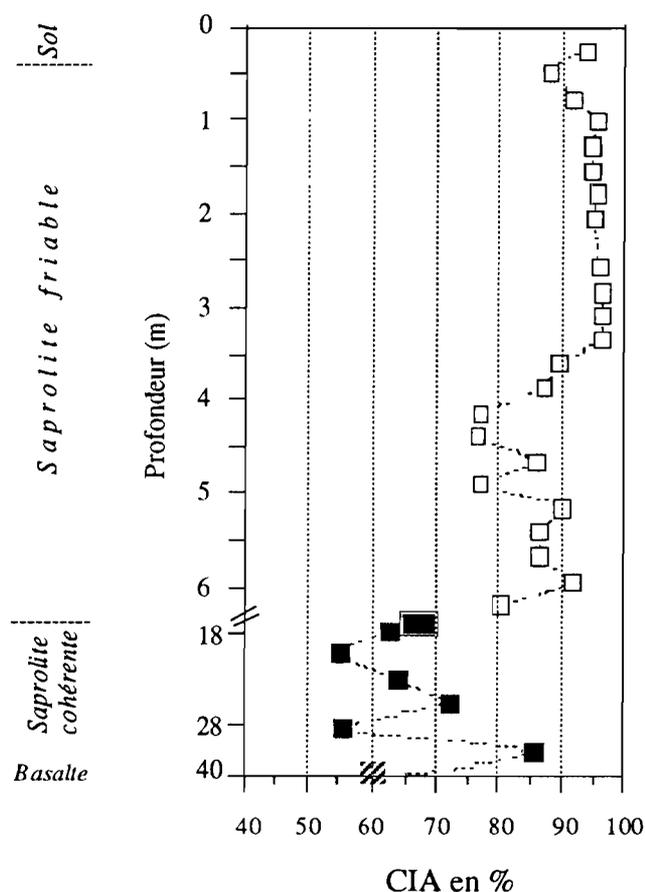


Fig. IV-4 : Evolution de l'indice d'altération chimique (CIA) dans le profil d'altération des basaltes d'Elhajeb.

b- Interprétation

Dans le basalte frais, l'altération supergène très discrète ne concerne qu'une partie du verre et très rarement les plagioclases. Pourtant, la valeur de CIA de ce basalte est relativement élevée et traduit plutôt un état avancé de l'altération. Ces valeurs de CIA peuvent s'expliquer par la présence d'argiles smectitiques (CIA élevé) essentiellement d'origine hydrothermale dans les vésicules et les fissures.

Dans la sapolite cohérente, les observations pétrographiques et les analyses minéralogiques montrent que les minéraux primaires sont partiellement altérés, à l'exception des titanomagnétites. Les variations de CIA vont dans le même sens et montrent un avancement de l'altération, celle-ci reste cependant limitée dans certains échantillons Hb5a et Hb10a, en accord avec le caractère très peu altéré de ces deux échantillons.

Dans la sapolite friable et dans le sol, tous les minéraux primaires (exception faite des titanomagnétites) sont altérés en produits secondaires essentiellement argileux. L'indice d'altération chimique est élevé et traduit ainsi un stade très avancé de l'altération.

Dans le profil, malgré les perturbations liées à la présence d'argiles d'origine hydrothermale, le calcul de l'indice d'altération chimique reflète les variations du degré d'altération déduites des successions minéralogiques dans le profil.

2- BILAN CHIMIQUE DE L'ALTÉRATION DANS LE PROFIL

Le calcul des bilans chimiques de l'altération doit être fait par rapport à un invariant : le volume ou un élément immobile au cours de l'altération.

Dans le profil d'Elhajeb, les observations macroscopiques montrent une conservation des structures primaires du basalte. Les fissures traversant le basalte se poursuivent jusqu'au sol. A l'échelle microscopique, la transformation des minéraux basaltiques se fait par pseudomorphose. Au stade ultime de cette transformation, le minéral secondaire (smectite ou goethite) rappelle la forme du minéral pseudomorphosé. Ces faits permettent de considérer une altération à volume constant (isovolumétrie). Le paramètre d'enrichissement (ou d'appauvrissement) introduit par Millot & Bonifas (1955) dans le cas d'une altération isovolumétrique est donné par :

$$K_i = \frac{\rho_a C_{ia}}{\rho_p C_{ip}} - 1$$

ρ_a et ρ_p sont les densités apparentes respectives de la roche altérée et du protore
 C_{ia} et C_{ip} sont les concentrations de "i" dans la roche altérée et dans le protore

Si $K_i > 0$ il y a enrichissement, si $K_i < 0$ il y a perte

Nous avons cherché un éventuel invariant parmi les éléments chimiques analysés. Dans la littérature, les bilans d'altération sont souvent établis à titane constant (Brimhall *et al.*, 1991; Chadwick *et al.*, 1990; Nesbitt, 1979; Craig & Loughnan, 1964; Innocent, 1993; Boulangé, 1984) ou à zirconium constant (Brimhall & Dietrich, 1987; Brimhall *et al.*, 1991; Brimhall *et al.*, 1992; Chadwick *et al.*, 1990; Colin *et al.*, 1992; Colin *et al.*, 1993; Beauvais & Colin, 1993).

Dans le profil d'Elhajeb, l'utilisation du titane comme invariant est compromise du fait de l'altération des titanomagnétites, principal porteur de Ti, au sommet du profil, ce qui rend l'immobilité de cet élément incertaine. Mis à part certains échantillons dans lesquels nous avons identifié le zircon, la spéciation du Zr probablement inclus dans le verre est inconnue. A l'échelle du profil, les teneurs en Zr montrent de fortes variations mais restent bien corrélées à celles du TiO_2 et Al_2O_3 (Fig. IV-5). Ainsi, les incertitudes sur l'immobilité du Ti et la distribution du Zr ne permettent pas d'utiliser ces éléments comme invariants.

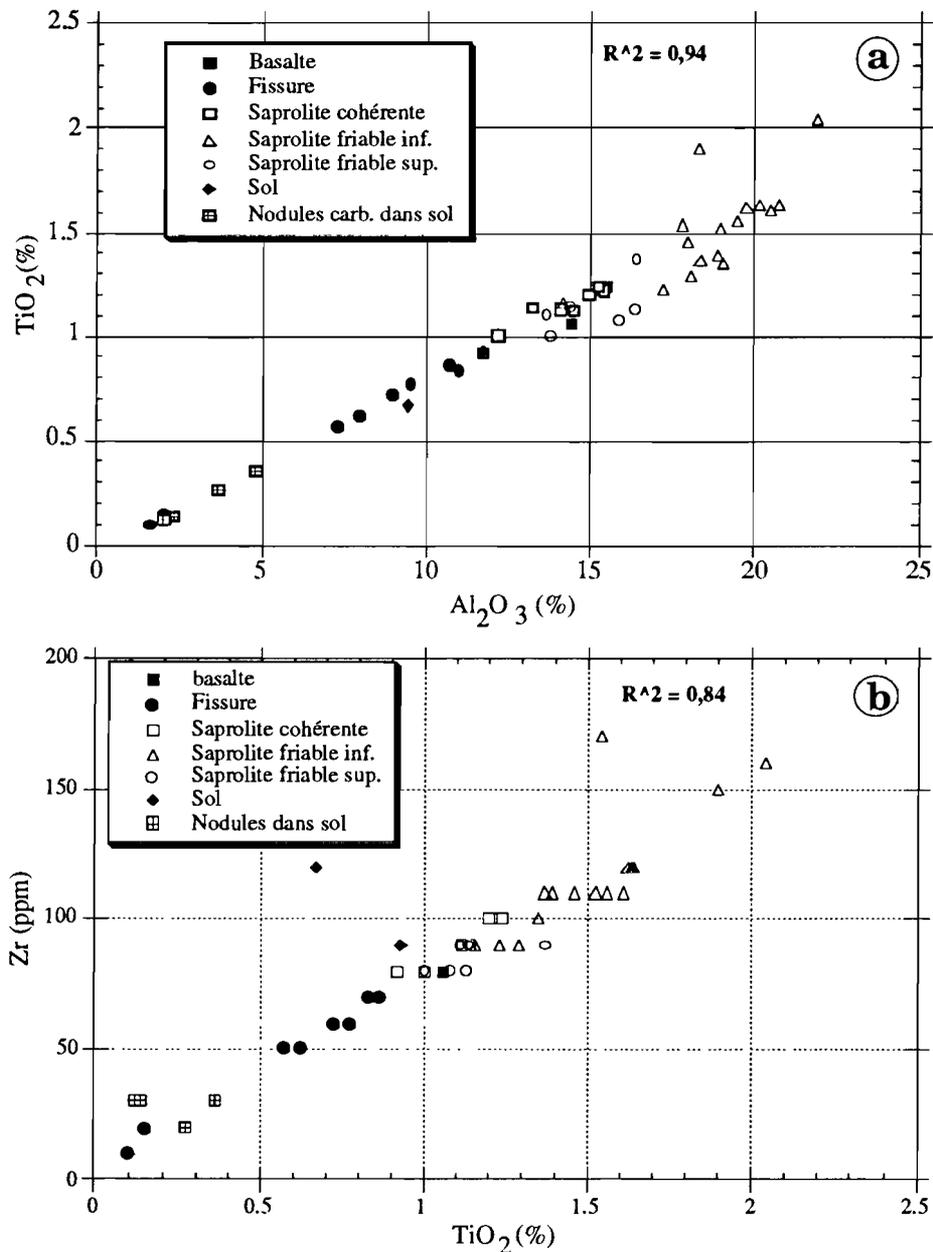


Fig. IV-5 : Corrélations entre les teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 (a) et en TiO_2 et Zr (b) dans le profil d'Elhajeb.

Les bilans ne concernent que les échantillons de basalte frais et de basalte altéré et en

aucun cas les échantillons de fissures et de brèches basaltiques. Les résultats sont portés dans le **tableau 16 de l'annexe 2**. Ces résultats montrent une perte permanente de tous les éléments dans le profil.

a- Eléments peu mobiles (moins de 50 % de perte)

Ce groupe d'éléments comprend le zirconium, le titanium, l'aluminium et le fer. Les pertes en Al et en Fe ne dépassent pas 30 % dans la saprolite cohérente (**Fig. IV-6**). Dans la saprolite friable, les pertes en ces éléments peuvent dépasser 40 %, mais le fer paraît le moins lessivé dans ce faciès (moins de 25 %). Pour le zirconium et le titanium, les pertes peuvent être très variables au sein d'un même faciès.

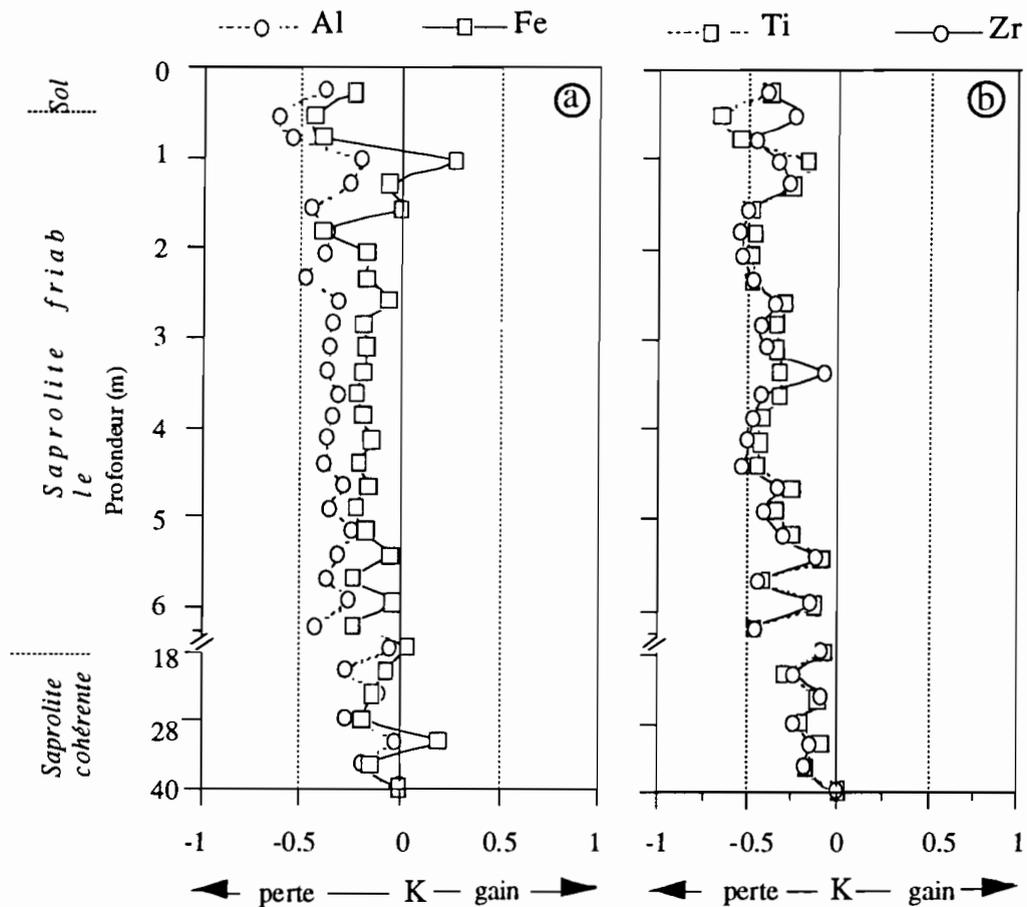


Fig. IV-6 : Evolution des pertes et des gains en Al et Fe (a), Ti et Zr (b) dans le profil d'Elhajeb.

b- Eléments mobiles (perte de 60 à 80 %)

La catégorie d'éléments mobiles dans le profil est représentée par le silicium. Le lessivage de cet élément est progressif dans le profil. Ainsi, dans la saprolite cohérente, le début de l'altération des minéraux primaires se traduit par une perte de moins de 25 % du stock initial

de silicium. En revanche, les pertes sont importantes dans la saprolite friable avec des taux maximum de -70 % (Fig. IV-7 a).

c- Eléments très mobiles (plus de 80 % de perte)

Les éléments très mobiles dans le profil d'Elhajeb sont les alcalins et les alcalinoterreux (Fig. IV-7 b et c). Dans la saprolite cohérente, les pertes en ces éléments sont modérées. Dans la saprolite friable et dans le sol, le magnésium et le sodium sont quasi-totalement évacués (plus de 90 %). En revanche, les teneurs en calcium augmentent à partir du sommet de la saprolite friable et dans le sol (jusqu'à +100 %), tandis que les teneurs en potassium n'augmentent qu'à partir du sol (jusqu'à 50 %).

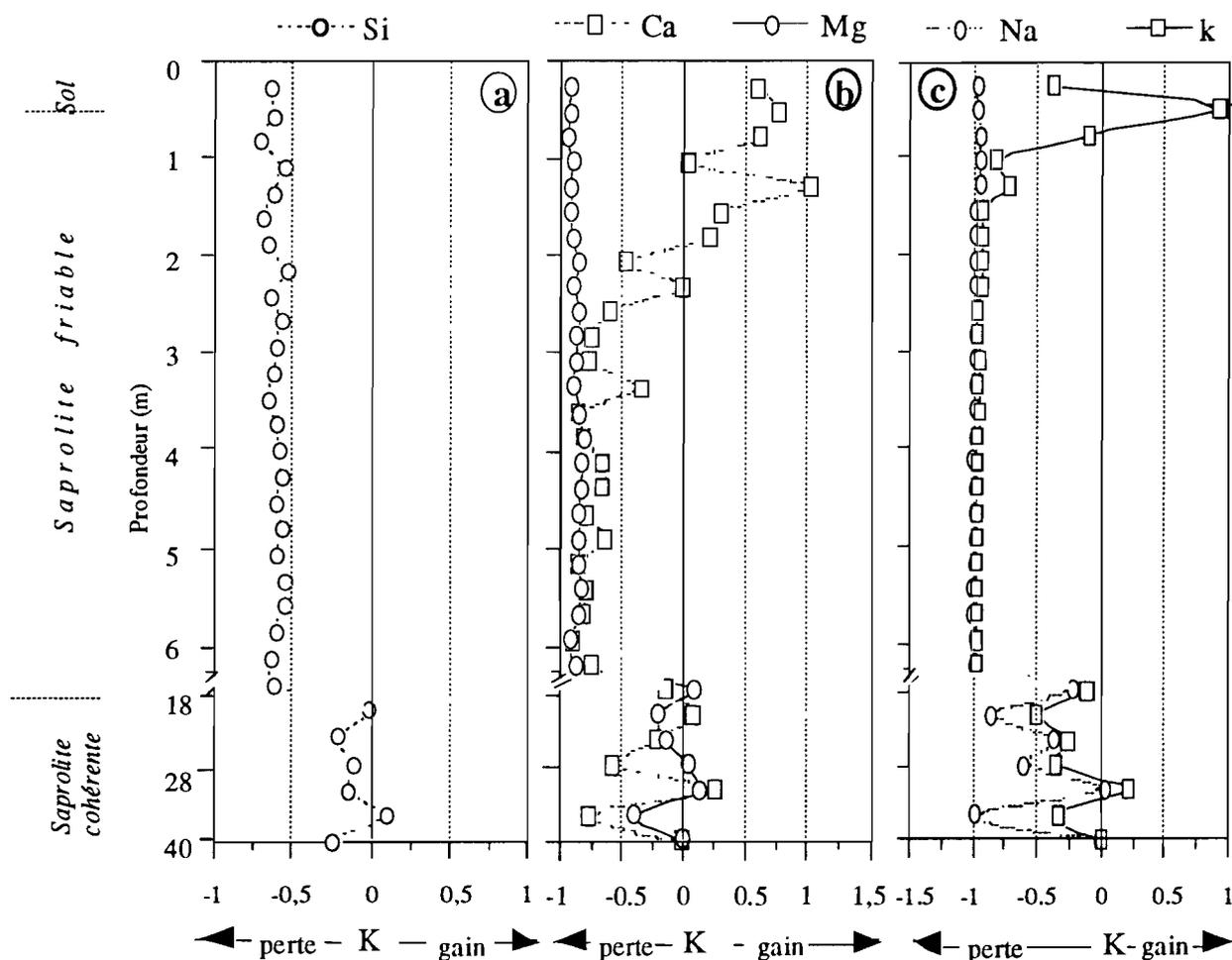


Fig. IV-7 : Evolutions des pertes et des gains en Si (a), Ca, Mg (b) et Na et K (c) dans le profil d'Elhajeb.

3- ANALYSES STATISTIQUES

Les relations entre les gains et les pertes des éléments, calculés à volume constant, et les autres paramètres chimique (CIA), physique (porosité) et minéralogique (% des minéraux) du profil ont été recherchées par analyse factorielle. L'ensemble de ces variables est contrôlé par 4 facteurs dont 2 d'entre eux (facteurs 1 et 2) représentent 77 % de la variance totale.

Le facteur 1 représente 55 % de la variance et regroupe les éléments qui enregistrent des pertes (fonction de transfert K négative) au cours de l'altération *in situ* des minéraux primaires du basalte (**Fig. IV-8a**). Parmi ces pertes, celles en Al, Fe, Ti et Zr sont relativement moins importantes que celles en Si, Na et Mg. Ces deux ensembles sont anticorrélés à la porosité et à l'indice d'altération chimique (CIA). Notons également l'anticorrélation entre Fe et la goethite.

Le facteur 2 représente 22 % de la variance totale. Il traduit les gains absolus liés à des apports externes au profil (**Fig. IV-8a**). C'est le cas de Ca et K. Le calcium se trouve sous forme de calcite, alors que K se trouve sous forme de micas. Dans le pôle contrôlé par le facteur 2, on trouve également le quartz. Ceci montre que l'accumulation de quartz dans les fissures est indépendante des pertes en Si par altération du basalte (facteur 1). Il faut signaler également la position écartée des argiles par rapport au pôle formé par CIA, la porosité et la goethite.

La contribution relative de chaque échantillon dans les relations décrites ci-dessus a été exprimée par les variations des facteurs scores correspondant aux facteurs 1 et 2 (**Figure IV-8b**). Ce graphique permet de voir la succession des faciès et indique ainsi l'itinéraire de l'altération échantillon par échantillon dans le profil. Dans cette évolution, le passage du basalte frais jusqu'au sol se déroule en deux étapes :

- La première étape permet le passage progressif du basalte à la saprolite cohérente puis à la saprolite friable (zone hachurée). Ce passage se fait par altération *in situ* des minéraux avec une conservation des textures et structures du basalte (isovolumétrie). Durant cette étape, l'avancement de l'altération (augmentation de CIA) se traduit par des pertes des éléments mobiles représentés par le facteur 1 (Na, Mg, Si, ..).

- La seconde étape concerne le passage de la base au sommet de la saprolite friable puis au sol (flèche en pointillée sur la figure IV-8b). Outre l'altération *in situ* des minéraux primaires, cette étape est dominée par des apports allochtones de Ca et de K (calcite et micas) en surface, mais aussi par une accumulation résiduelle du quartz dans les fissures.

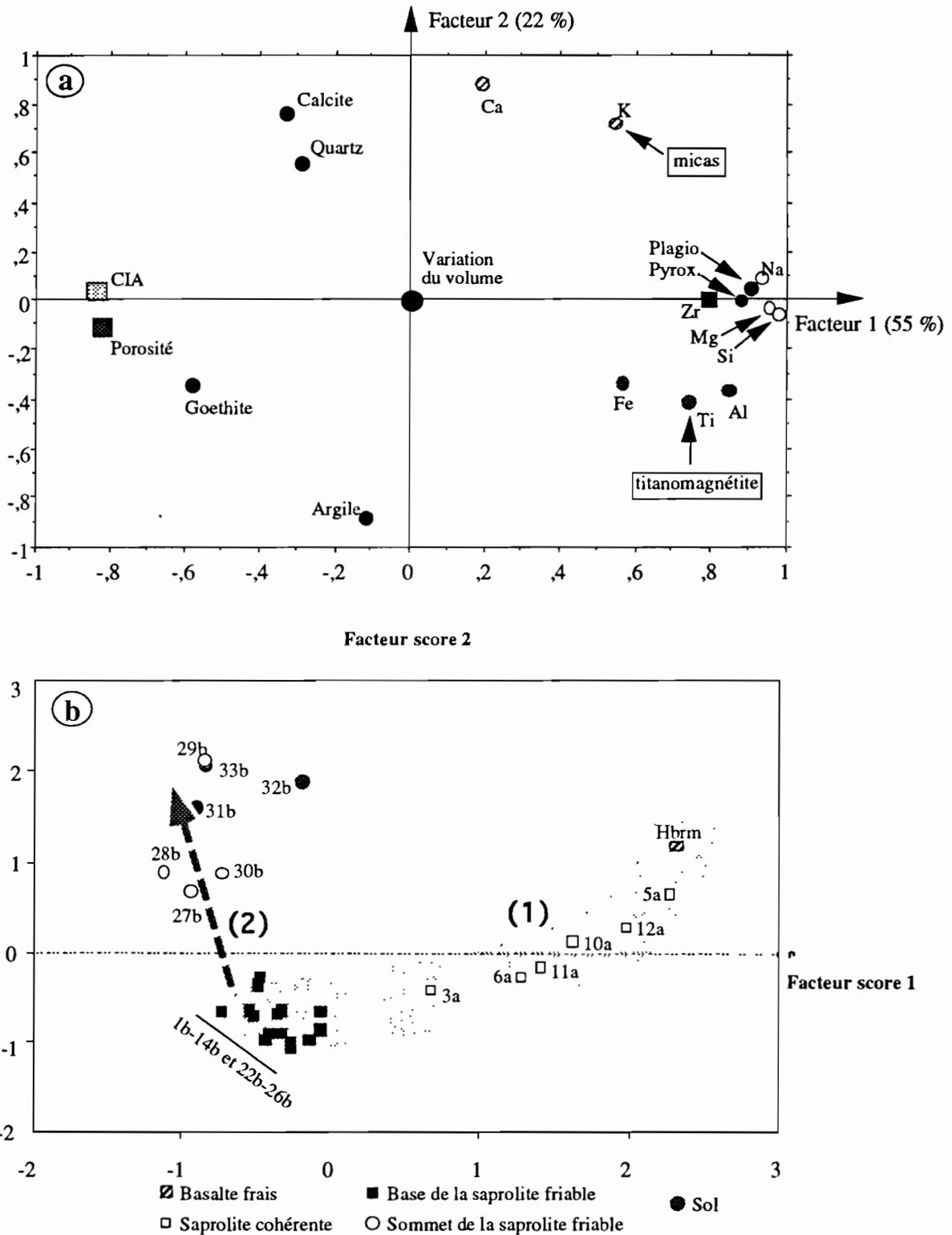


Fig. IV-8 : Analyse factorielle impliquant les paramètres physique (porosité), chimiques (CIA, fonction de transfert des éléments) et minéralogique du profil (a) et succession des faciès d'altération dans un diagramme de variations des facteurs scores (b).

Le comportement des éléments chimiques et les bilans de l'altération étant appréhendés à l'échelle du profil. Il est intéressant de comprendre le devenir de ces éléments et la contribution du basalte dans les transferts de matière à l'échelle du bassin d'Elhajeb.

4- ETUDE DES EAUX DE NAPPE DU BASSIN D'ELHAJEB

Dans les eaux de nappe du bassin d'Elhajeb et dans les pluies, les anions (HCO_3^- , NO_3^- , Cl^- et SO_4^{2-}) et les cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+) ont été analysés par électrophorèse et par absorption atomique. Les eaux de nappe ont été prélevées en été et en hiver. Les résultats sont présentés dans le **tableau IV-1**. Les concentrations en fer et en aluminium sont très faibles et restent en dessous du seuil de détection de l'absorption atomique.

Tableau IV-1 : pH, alcalinité (mmol/l) et concentrations (ppm) des anions et des cations dans les eaux de nappe du bassin d'Elhajeb et dans les pluies.

Echantillon	pH	Alcalinité	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Si^{4+}
ETE										
Puits 1	8,36	5,28	24,5	36,9	27,2	44,3	35,0	17,8	0,8	7,3
Puits 2	8,50	4,24	9,2	7,3	23,2	46,3	19,7	6,4	1,2	5,9
Source 1	8,34	5,73	12,6	21,1	33,6	48,5	35,0	5,7	1,0	7,3
Source 2	8,21	6,2	38,8	76,8	25,8	48,0	56,0	18,5	6,6	7,9
HIVER										
Puits 1	8,49	5,56	21,3	30,2	31,3	104,0	30,7	14,8	2,0	5,9
Puits 2	8,30	4,38	9,7	8,3	14,9	102,0	16,3	5,8	1,5	6,1
Source 1	8,39	5,67	11,8	19,7	32,3	112,0	27,5	4,9	1,1	6,6
Source 2	8,43	6,36	38,5	74,6	26,8	109,0	44,5	24,4	4,6	8,0
Pluie	7,64	0,29	1,7	2,3	0,4	5,0	0,6	1,8	0,6	0,2

Pour les cations, la composition chimique des eaux de nappe présente une variabilité saisonnière. Les eaux d'hiver sont plus concentrées en éléments chimiques que les eaux d'été (**Tab. IV-1**). Ces variations sont importantes pour le calcium dont les concentrations passent du simple au double de l'été à l'hiver.

Certains éléments traces (Ti et Zr) ont été analysés par ICP-MS dans les mêmes eaux de nappe prélevées en été. Les concentrations mesurées sont très faibles (**Tab. IV-2**) et ne dépassent pas 2,3 ppb pour Ti et 1,3 ppb pour Zr.

Tableau IV-2 : Teneurs en Zr et Ti (en ppb) dans les eaux de nappe du bassin d'Elhajeb.

Echantillon	Puits 1	Puits 2	Source 1	Source 2
Ti	2,34	1,44	1,65	1,41
Zr	0,52	1,3	0,29	0,16

IV- DISCUSSION-CONCLUSION

Tous les caractères macroscopiques (fissures) du profil montrent une conservation des textures et des structures du basalte jusque dans le sol. On peut donc discuter les résultats des bilans sans réserve particulière. De plus, les évolutions chimiques et les bilans ainsi calculés sont en accord avec les données minéralogiques et les types d'altération observés dans le profil.

Pour Al et Fe, les pertes sont liées respectivement à l'altération des plagioclases et des pyroxènes. En effet, les bilans isovolumétriques de la transformation des plagioclases en montmorillonites montrent une perte de 47 % de Al, alors que la transformation des pyroxènes en saponites se traduit par une perte de 33 % de Fe. Grâce aux échanges inter-minéraux, une partie de Al se retrouve piégée dans les saponites alors que Fe se retrouve piégé dans les montmorillonites diminuant ainsi les pertes en ces éléments. Dans la saponite friable, la transformation partielle des pyroxènes en goéthite provoque des pertes en fer encore plus faibles. Ce type de transformation reste néanmoins limité et l'essentiel de Fe est inclus dans les argiles expliquant ainsi l'indépendance entre Fe et goéthites observée dans l'analyse statistique (Fig. IV-8a).

Pour Si, les pertes sont liées à la fois à l'altération des plagioclases et des pyroxènes. Seule une partie est retenue dans les argiles secondaires. Le reste est évacué du profil et rejoint la nappe. D'ailleurs, l'absence de néoformation siliceuse supergène dans le profil explique l'indépendance des pertes en Si et du quartz (Fig. IV-8a). Celui-ci est résiduel et constitue un héritage des fissures quartzeuses (hydrothermales) du basalte. De la même façon, une partie des argiles (dans les fissures et vésicules) est d'origine hydrothermale, ce qui explique l'éloignement des argiles relativement au pôle constitué de l'indice d'altération chimique (CIA), de la porosité et de la goéthite dans la représentation de l'analyse factorielle (Fig. IV-8a).

Toutes ces transformations se traduisent par de fortes pertes des éléments non retenus dans les produits secondaires tels que Na, K, Ca et Mg réputés pour leur grande mobilité dans les altérations supergènes (Craig & Loughnan, 1964; Eggleton *et al.*, 1987; Chesworth *et al.*, 1981, Noack *et al.*, 1992). Ces éléments sont lessivés du profil et se retrouvent quasi-totalement dans les eaux de la nappe. Celles-ci sont en revanche trop concentrées vis-à-vis de certains éléments pour être alimentées uniquement par le basalte en cours d'altération. En effet, comparées aux eaux drainant les basaltes du Parana (Benedetti *et al.*, 1994) et les basaltes d'Islande (Gislason & Eugster, 1987), les eaux du bassin d'Elhajeb sont beaucoup plus concentrées (plus de 10 fois) en bicarbonates, Ca et Mg. Les eaux du bassin d'Elhajeb présentent aussi des pH et des alcalinités élevés par rapport aux eaux drainant les basaltes (Gislason & Eugster, 1987; Benedetti *et al.*, 1994). Toutes ces différences sont liées aux différences de conditions climatiques et surtout à l'hétérogénéité lithologique du bassin

d'Elhajeb : sédiments du trias et carbonate du Lias (Hamidi *et al.*, 1996). L'ensemble de ces formations peut contribuer qualitativement et quantitativement à la composition chimique des eaux de nappe. La saisonnalité de l'abondance de certains éléments tels que le calcium dans la nappe corrobore cette hypothèse. En effet, ceci suppose l'existence de sources facilement altérables en saison des pluies telles que les carbonates.

Au sommet de la saprolite friable et dans le sol, des apports externes de calcium sous forme de calcite provoquent un enrichissement en calcium. Ces apports peuvent être en solution ou sous forme particulière en provenance des carbonates travertineux surmontant le profil; ou provenir des massifs carbonatés du Lias situés en amont, sous forme d'aérosols. Enfin, dans le sol, des apports externes de micas provoquent un enrichissement en K. Dans l'analyse statistique globale (Fig. IV-8a), les apports externes en Ca ou K, au sommet du profil, dominant et masquent les pertes liées à l'altération *in situ* des minéraux primaires sur le reste du profil.

Le titane est principalement sous forme de titanomagnétite. L'essentiel du zirconium des basaltes se trouve dans le verre (Nesbitt & Wilson, 1992). La stabilité de la titanomagnétite sur une grande partie du profil constitue une preuve tangible de la faible mobilité du titane et de celle du zirconium qui lui est bien corrélé. Ceci implique une fixation de Zr une fois libéré par altération du verre (Nesbitt *et al.*, 1980; Nesbitt & Wilson, 1992). De manière globale, l'immobilité du Zr comme celle du Ti est connue dans les processus d'altération supergène des basaltes (Noack *et al.*, 1992; Chesworth *et al.*, 1981). Ainsi, dans le profil d'Elhajeb, les pertes aléatoires et apparentes en Ti et en Zr, déduites des calculs des bilans et de l'analyse statistique, seraient plutôt le reflet d'une distribution hétérogène de ces éléments dans le basalte. Cette hétérogénéité est bien illustrée par les grandes variations des teneurs en Zr et TiO₂ dans le profil (Fig. IV-2a). Elle est également confirmée par une étude statistique de la répartition des titanomagnétites (Ti) par analyse d'image sur lames minces. L'hétérogénéité texturale de ces basaltes a été également rapportée par Moussu (1954). L'immobilité du Ti et du Zr au cours de l'altération a été également démontrée à l'échelle du bassin d'Elhajeb. En effet, les concentrations en ces éléments dans les eaux de nappe ne dépassent pas 2 ppb. Ainsi, la faible mobilité du Ti et du Zr au cours de l'altération du basalte d'Elhajeb, s'effectuerait à très courte échelle et resterait interne au profil.

SYNTHÈSE SUR L'ALTÉRATION DES BASALTES D'ELHAJEB

L'étude minéralogique, pétrographique et géochimique du profil d'altération des basaltes triasiques d'Elhajeb montre la présence de deux types d'altération : hydrothermale et supergène.

L'altération hydrothermale est responsable de la transformation des olivines en saponites, mais également de la mise en place de minéraux hydrothermaux (calcite, quartz, saponite, talc) dans les fissures et les vésicules.

L'altération supergène développe une saprolite argileuse épaisse de 40 m. La caractérisation des produits secondaires permet de distinguer deux systèmes d'altération. Le premier à la base du profil (saprolite cohérente) dans un milieu saturé peu poreux (moins de 15 %) (zone de battement de la nappe) et le second dans la saprolite friable (6 m de la surface) en zone non saturée et très poreuse (jusqu'à 45 %).

Dans la saprolite cohérente, les plagioclases se transforment en montmorillonites, alors que les pyroxènes et le verre s'altèrent en saponites Mg-Fe. Les produits de transfert sont des argiles smectitiques et qui tapissent les bordures des fissures.

Dans la saprolite friable, les produits secondaires sont relativement homogènes et correspondent à des beidellites, auxquelles se rajoutent des oxyhydroxydes de fer au sommet du profil. Les titanomagnétites demeurent inaltérées sur une grande partie du profil (jusqu'au sol).

L'ensemble de ces transformations s'accompagne, d'une part d'une diminution de la densité apparente et d'une augmentation de la porosité, et d'autre part par de processus de transferts et d'accumulation de matière importants:

⇒ le développement de la saprolite cohérente se traduit par une perte des éléments mobiles, à savoir le calcium, le sodium et le potassium, liée à l'altération du verre et au début de l'altération des plagioclases et des pyroxènes. Le magnésium, l'aluminium et le fer, retenus en partie dans les saponites et les montmorillonites, ne montrent que de faibles variations par rapport au basalte;

⇒ à la base de la saprolite friable, jusqu'à 1 m de la surface, les alcalins et les alcalinoterreux sont complètement lessivés. L'aluminium et le fer partiellement incorporés dans les produits secondaires (beidellites, oxyhydroxyde de fer) ne montrent que de faibles pertes;

⇒ au sommet de la saprolite friable, la tendance est la même qu'à la base de ce faciès sauf pour le calcium, qui s'enrichi par des apports externes. Cet enrichissement se poursuit dans le sol, où le potassium s'enrichi également par des apports de micas.

Dans le profil, la mobilité apparente du zirconium et du titane n'est en fait qu'un reflet de l'hétérogénéité de la distribution de ces éléments dans le basalte. L'immobilité de ces éléments est confirmée par leur très faible abondance dans les eaux de nappe à l'échelle du bassin.

TROISIÈME PARTIE

CHAPITRE V :

**ÉTUDE D'UN ENCROÛTEMENT
CARBONATÉ SUR LES BASALTES
TRIASIQUES : EXEMPLE DE
TAZOUTA**



A- PRÉSENTATION DU PROFIL ÉTUDIÉ

I- INTRODUCTION

Au Maroc comme dans tous les pays méditerranéens, les accumulations de carbonates sous forme d'encroûtements calcaires sont fréquentes. Ces encroûtements calcaires peuvent se former sur des matériaux divers (carbonates, quartzite, granite, basalte). Nous nous sommes intéressés à un encroûtement carbonaté développé sur basaltes triasiques au Moyen Atlas. L'exemple pris pour notre étude est situé dans la région de Tazouta (Fig. V-1). Le profil choisit, à la différence de celui d'Elhajeb, est moins épais mais montre une carbonatation intense de la saprolite basaltique.

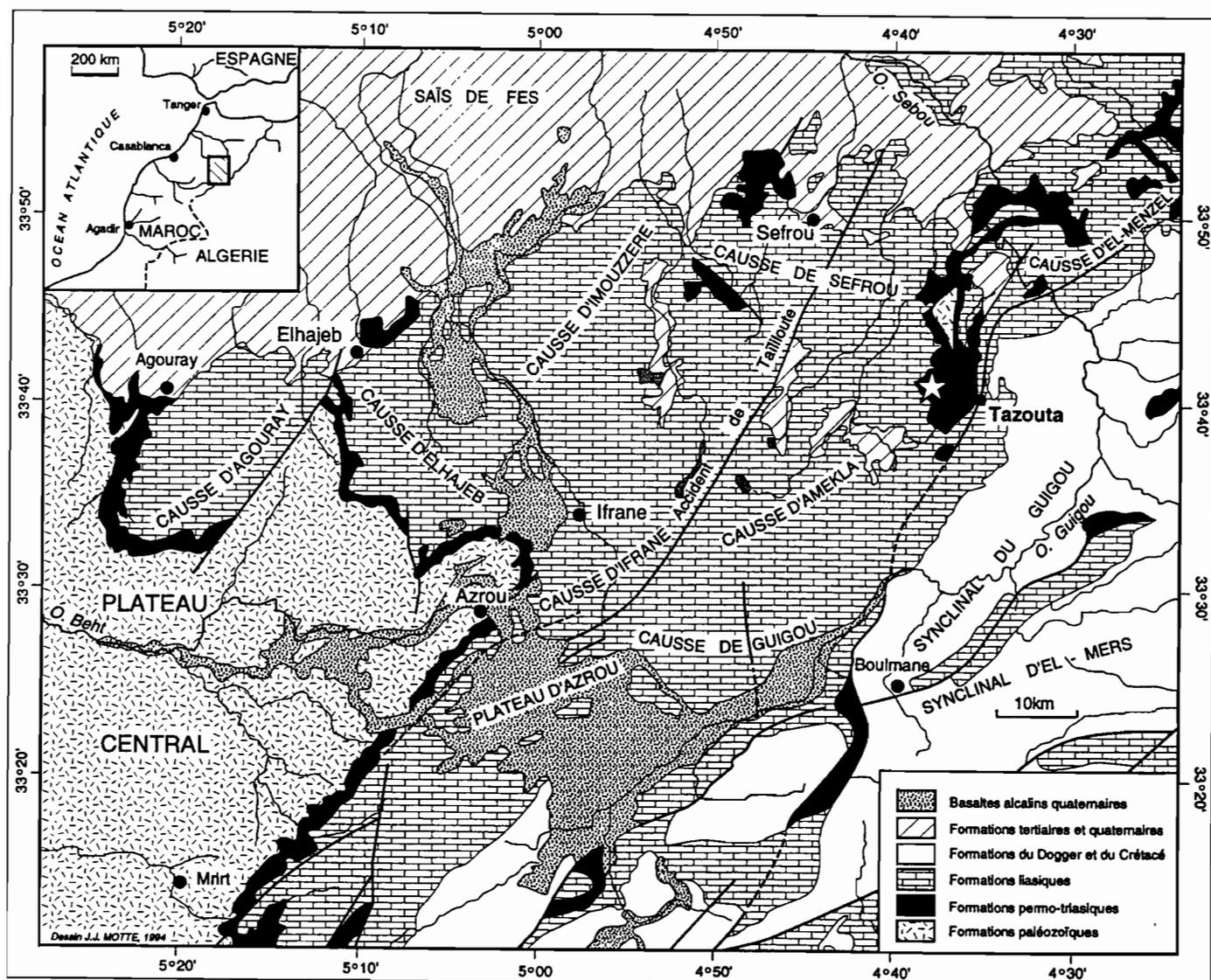


Fig. V-1 : Localisation du site de Tazouta sur la carte géologique du Moyen Atlas central (modifiée d'après Martin, 1966).

II- LOCALISATION ET DESCRIPTION DU PROFIL

1- LOCALISATION

Le profil étudié est situé à une dizaine de km de la ville de Tazouta (sud-est de Sefrou) dans la localité dite d'Ain Lahjar. La végétation herbacée est associée à du chêne vert et à de l'arbousier. Le profil a été choisi sur une coupe d'une cinquantaine de mètres d'extension latérale, en bordure de la route Sefrou-Tazouta, sur un versant nord-est du causse de Sefrou à quelques centaines de mètres des plateaux carbonatés liasiques (**Planche V-1a**). La séquence présente en surface un réseau racinaire très dense.

2- DESCRIPTION DU PROFIL

Le profil, développé sur une roche basaltique du Trias, a une épaisseur de 2,80 m et montre de la base au sommet les faciès suivants (**Planche V-1b**) : le basalte, la saprolite cohérente, la saprolite friable et le sol *sensu stricto*.

Le basalte sub-sain affleure à la base du profil. Il est de couleur noire, est relativement homogène et compact. Ce basalte présente de très rares vésicules et fissures de largeur infracentimétrique.

La saprolite cohérente a une épaisseur de 1 mètre. Le basalte altéré forme des boules et des blocs de dimensions décimétriques (**Planche V-1c**). La présence de carbonate (à cette échelle d'observation) se limite à quelques joints et fissures centimétriques entre les blocs de basalte.

La saprolite friable a une épaisseur de 1,4 mètres. Dans cet ensemble, les fragments et boules de basaltes altérés sont de plus en plus réduits en taille. Les fragments engendrés sont séparés par une matrice blanche carbonatée (**Planche V-1d**).

Dans la moitié supérieure de la saprolite friable, et sur une épaisseur de 0,6 m, les fragments de basalte ont une taille réduite à quelques centimètres. Ils sont enrobés dans une matrice carbonatée qui représente environ 60 % en volume de l'ensemble. Le contact entre les reliques de basalte altéré et la matrice est net. La matrice carbonatée est très friable et forme des pellicules très fines autour des reliques de basalte. Dans cet ensemble, les racines sont abondantes.

Le sol a une épaisseur de 30 cm et comprend deux ensembles :

- à la base, des nodules de carbonate de tailles centimétriques sont dispersés dans une matrice argileuse à structure granuleuse. Les racines sont abondantes, de longueur décimétriques et de quelques centimètres de diamètre;

- en surface, un horizon brun noirâtre, à aspect pulvérulent, renferme des petits nodules carbonatés de taille centimétrique parfois décimétrique. Les macro- et microracines sont abondantes.

PLANCHE V-1 : L'encroûtement carbonaté de Tazouta.

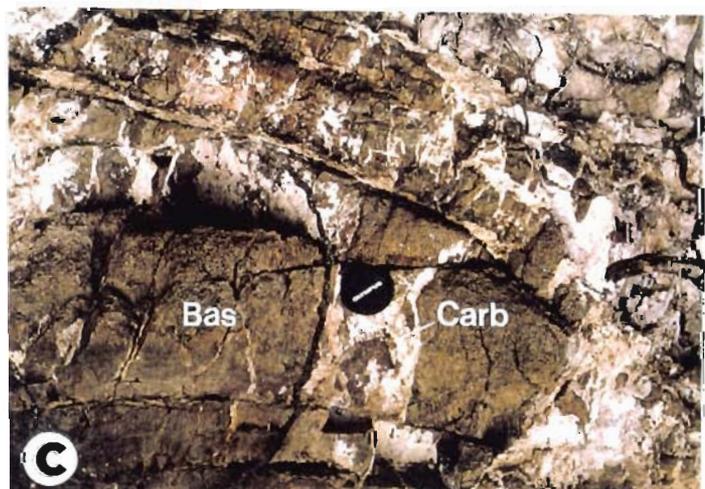
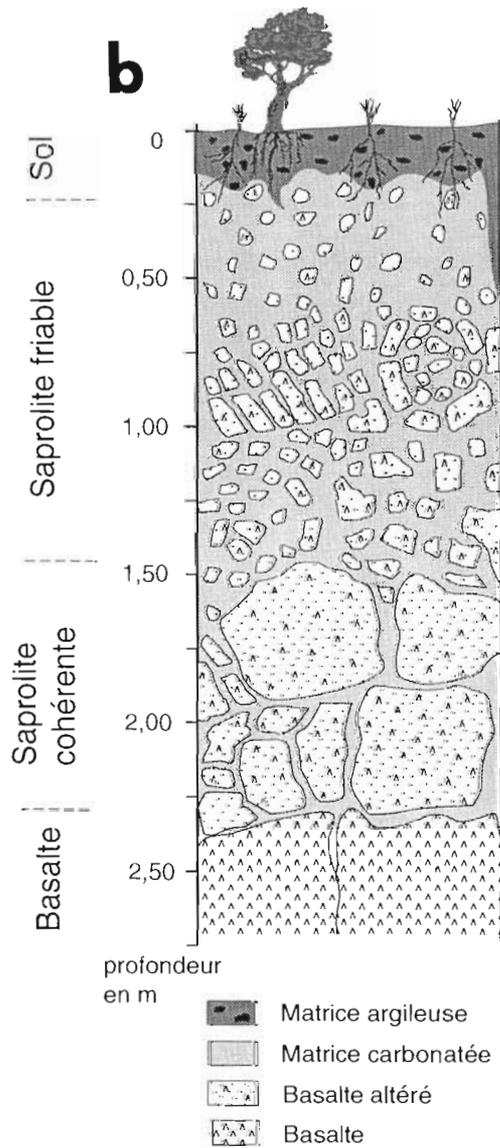


a : Situation de la séquence d'encroûtement dans le paysage,
1 : Carbonates du Lias, 2 : Sédiments du Trias, 3 : Basaltes du Trias.

b : Présentation schématique du profil d'encroûtement étudié.

c et d : Relation entre basalte (Bas) et carbonate (Carb) dans la saprolite cohérente (c) et dans la saprolite friable (d).

PLANCHE V-1



4- ECHANTILLONNAGE

La collecte des échantillons de ce profil a été faite d'après les caractères macroscopiques du matériel basaltique (dimensions des boules, consistance, présence de carbonates,...) ayant permis de distinguer les différents ensembles. Au total, 14 échantillons (Tz1 à Tz14) ont été récoltés le long du profil, à raison d'un échantillon par 20 cm en moyenne (**Planche V-1**).

En plus de ces échantillons, nous avons prélevé une boule entière (40 cm de diamètre) de basalte altéré à la base du même profil. Dans cette boule, l'altération en écailles est peu perceptible, les espaces inter-écailles colmatés par le carbonate sont parfois réduits à un liseré blanc indiquant la limite de chaque écaille. Cette boule a été ensuite sciée et échantillonnée au laboratoire. Sept échantillons (Tb1 à Tb7) ont été prélevés suivant l'axe vertical de la boule.

Dans la même séquence latérale, nous avons recueilli d'autres échantillons dans la zone superficielle du profil (à 40 cm en bas du sol) où le basalte n'est plus représenté que par des reliques arrondies de petite taille (centimétrique à décimétrique) noyées dans une matrice calcaire. Ces reliques de basalte très altéré sont friables.

Ces deux derniers groupes d'échantillons présentent un intérêt pour l'étude des mécanismes de remplacement des minéraux silicatés par la calcite. Dans cette optique, nous avons également prélevé des échantillons de carbonate liasique formant le sommet de la colline, à quelques centaines de mètres en amont du profil.

Au cours d'une deuxième mission, nous avons prélevé des échantillons destinés à des analyses particulièrement fines sur les solides et les eaux. Il s'agissait de récolter des quantités suffisantes de carbonates le long du profil pour des datations au ^{14}C . D'autres part, il fallait prélever des échantillons du profil, complémentaires à ceux de la première mission pour faire une étude porosimétrique complète.

B-MINÉRALOGIE ET CHIMIE DE L'ALTÉRATION DU BASALTE DE TAZOUTA

I- MINÉRALOGIE GLOBALE DU PROFIL DE TAZOUTA

Les spectres de diffraction des rayons X sur des poudres d'échantillons bruts et les observations pétrographiques montrent la présence de minéraux primaires (plagioclases, pyroxènes et minéraux opaques) et de minéraux secondaires (argiles et calcite).

Les calculs semi-quantitatifs des pourcentages des minéraux montrent que les minéraux primaires (plagioclases et pyroxènes) diminuent progressivement de la base jusqu'au sommet

du profil (**Fig. V-2**). Cette diminution se fait principalement au profit des argiles dans la saprolite cohérente puis au profit de la calcite (micrite) dans la saprolite friable où les argiles deviennent à leur tour minoritaires. Au sommet du profil, les argiles redeviennent dominantes, associées à une faible quantité de minéraux primaires. Le quartz seul reste constante dans le profil.

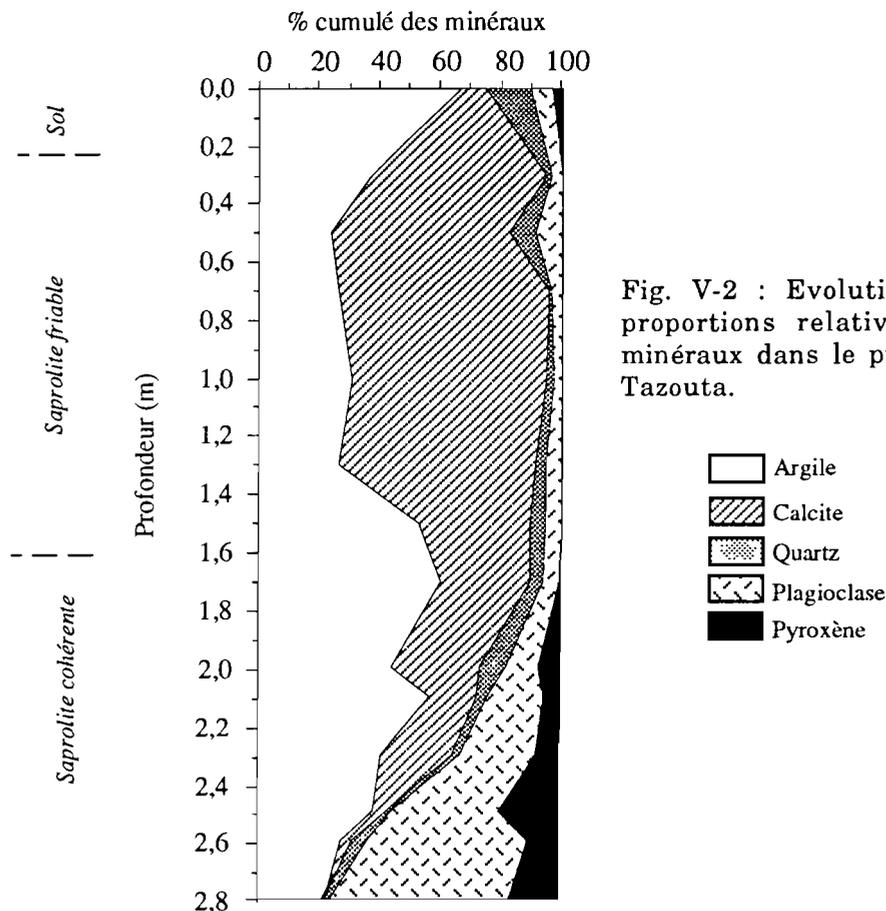


Fig. V-2 : Evolution des proportions relatives des minéraux dans le profil de Tazouta.

La caractérisation minéralogique des argiles montre la présence exclusive des smectites sur l'ensemble du profil.

II- CHIMIE GLOBALE DU PROFIL DE TAZOUTA

Pour étudier les variations chimiques accompagnant l'altération et la carbonatation des basaltes, des analyses chimiques des éléments majeurs et des éléments en traces ont été effectuées par ICP-AES sur des poudres d'échantillons bruts (**annexe 2 Tab. 17**).

Pour le calcul de bilans chimiques, les premiers invariants testés sont Zr et Ti. L'absence de preuves minéralogiques concernant la spéciation de Zr ne permet pas d'affirmer l'immobilité de cet élément. Pour Ti, la quasitotalité de cet élément est portée par les minéraux opaques (ilménite et titanomagnétite) montrant un début d'altération dans le profil.

Le second invariant testé est le volume. Les observations microscopiques montrent que l'altération du basalte et l'accumulation de carbonates qui l'accompagne se déroule avec conservation des figures primaires (continuité des fissures). Ces faits corroborent l'hypothèse d'une altération à volume constant (isovolumétrie) à l'échelle microscopique. Cependant, la présence et l'abondance du système racinaire à l'échelle macroscopique ne permet pas de considérer une transformation isovolumétrique à l'échelle du profil.

En l'absence d'un élément de référence, il ne nous est donc pas possible de calculer les bilans de transfert de matière dans le profil. On se limite ainsi à la description et à l'interprétation des variations relatives des teneurs en oxydes par rapport au basalte.

1- TENEURS EN EAUX DES ÉCHANTILLONS

Le basalte "frais" présente une teneur en eau (pertes au feu à 100 et 1000 °C) de 4,9 %. Ces teneurs en eau augmentent progressivement dans le profil pour atteindre un maximum de 32 % dans la partie la plus calcitisée du profil (Fig. V-3). La teneur en eau du sol ne dépasse pas en revanche 17,7 %.

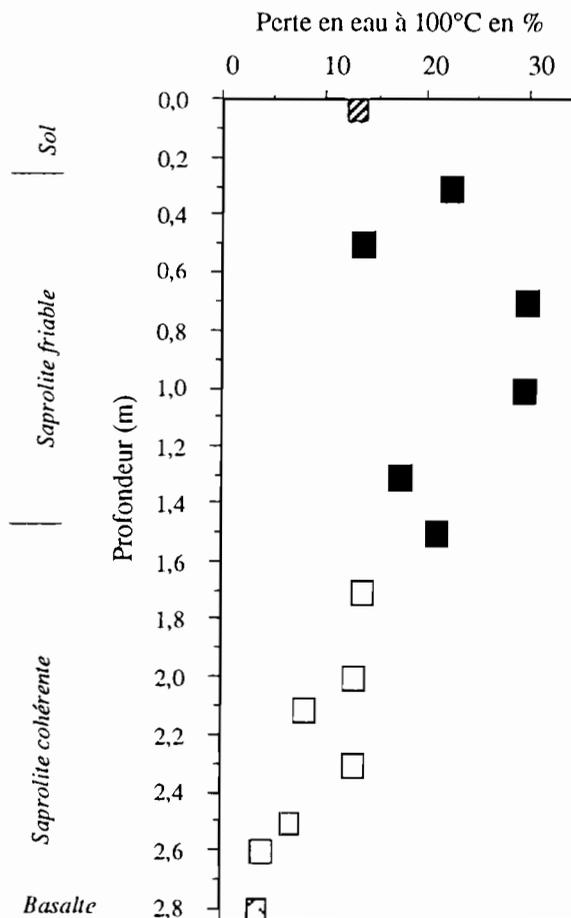


Fig. V-3 : Evolution des teneurs en eau des échantillons dans le profil.

2- EVOLUTION DES TENEURS EN OXYDES DANS LE PROFIL

* SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et TiO_2 représentent respectivement, en poids, 49,4 ; 12,4 ; 10,9 et 0,9 % du basalte. Notons que ces teneurs sont assez faibles pour un basalte tholéitique frais. Dans la saprolite, ces teneurs diminuent progressivement pour atteindre respectivement 20 ; 5,7 ; 5 et 0,35 % dans la zone où la calcitisation est maximale (Fig. V-4). En revanche, les concentrations de ces oxydes augmentent dans le sol, mais restent inférieures à celles mesurées dans le basalte. Ces tendances sont communes aux alcalins, à MgO et à tous les éléments traces analysés.

* CaO représente, en poids, 9 % du basalte. Cette teneur augmente progressivement dans la saprolite cohérente ou elle atteint un maximum de 16,7 %. Cette tendance se poursuit dans la saprolite friable, où elle avoisine les 30 % dans la zone de maximum de calcitisation (Fig. V-4). En revanche, le sol ne contient que 8,6 % de CaO .

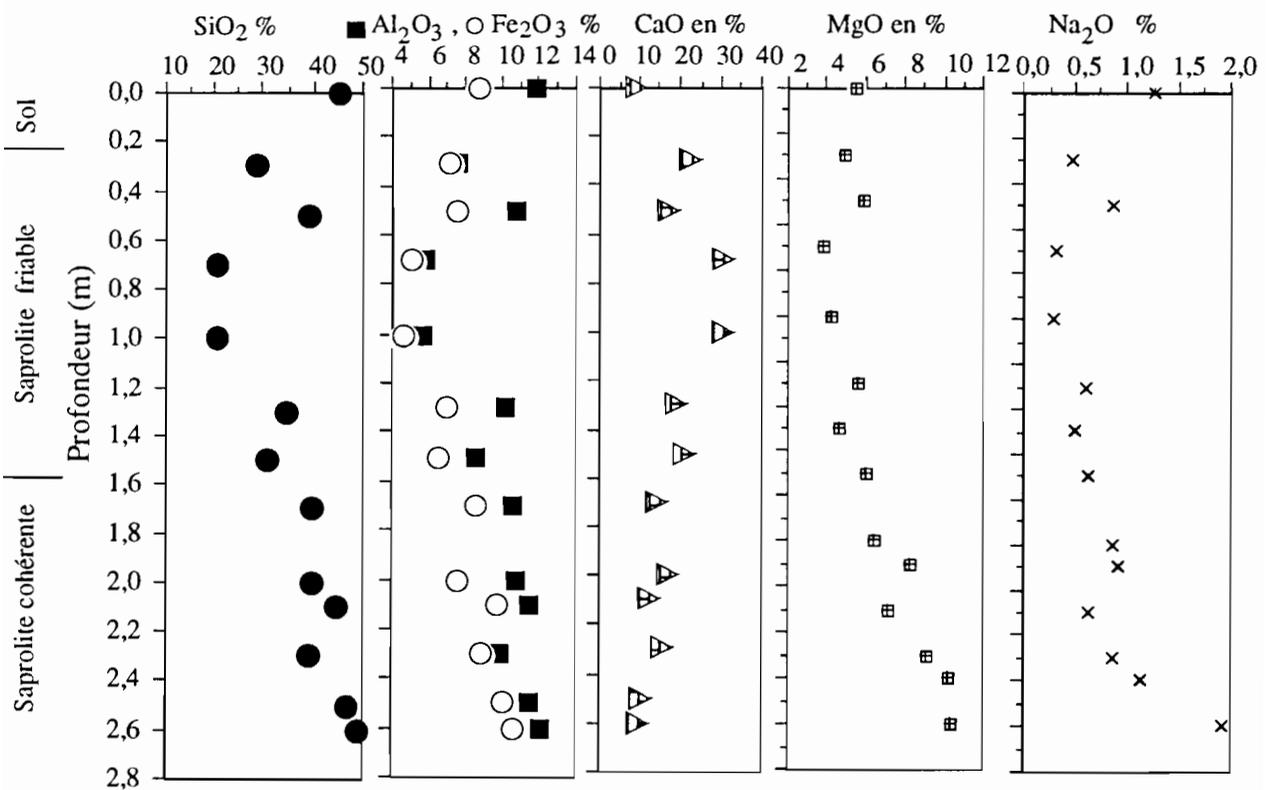


Fig. V-4 : Evolution des teneurs des éléments majeurs dans le profil.

3- INTERPRÉTATION

Les évolutions ainsi décrites dans le profil sont en accord avec les données minéralogiques.

Dans la saprolite cohérente, l'altération des minéraux primaires en produits secondaires smectitiques permet la libération des éléments non retenus (essentiellement les alcalins et le calcium) dans les smectites. Cependant, les teneurs en calcium, élément théoriquement libéré au même titre que les autres éléments (cf § profil d'Elhajeb), augmentent fortement dans ce faciès. Minéralogiquement, ces augmentations sont liées à l'accumulation de calcite dans les joints séparant les blocs de basalte et dans les fissures inter ou intraminéraux.

Dans la saprolite friable, l'accumulation de la calcite se poursuit. Elle permet une augmentation des teneurs en CaO aux dépens des autres éléments dont les teneurs diminuent de manière importantes. Ceci est lié à une réduction de l'altération smectitique au profit de l'accumulation de calcite dans ce faciès.

Le sol est très argileux (smectite) mais pauvre en minéraux primaires du basalte et en calcite, d'où les faibles teneurs en calcium. La réaugmentation des teneurs de la plupart des oxydes dans ce faciès est liée d'abord à l'abondance des argiles mais aussi à la présence de minéraux résiduels du basalte (pyroxènes, plagioclases et minéraux opaques).

III- ALTÉRATION DU BASALTE DANS LE PROFIL DE TAZOUTA

Pour pouvoir suivre et comprendre la transformation du basalte de Tazouta, il est important de connaître la paragenèse minérale endogène de ce basalte.

1- LES MINÉRAUX ENDOGÈNES DU BASALTE

L'inventaire minéralogique du basalte de Tazouta est globalement similaire à celui du basalte d'Elhajeb. Il est formé de plagioclases, de pyroxènes et de minéraux opaques. A part leur dimension relativement plus grande (diamètre de l'ordre du mm) dans le basalte de Tazouta, les descriptions faites sur les minéraux endogènes du basalte à texture microgrenue d'Elhajeb sont valables pour celui de Tazouta.

Ces différentes phases minérales ont été analysées à la microsonde, les résultats analytiques sont données dans l'annexe 2, Tab. 1, 2, 3 et 4. Leur caractérisation montre que les feldspaths sont des plagioclases de la série labrador-bytownite de formule moyenne ($An_{63,9} Ab_{34,4} Or_{1,7}$) (Fig. V-5a), alors que les pyroxènes correspondent à des augites ($Wo_{35,1} En_{52,3} Fs_{12,6}$) et à des pigeonites ($Wo_{9,1} En_{71,1} Fs_{19,8}$) (Fig. V-5b). Les minéraux opaques correspondent à des titanomagnétites et à des ilménites (Fig. V-5c).

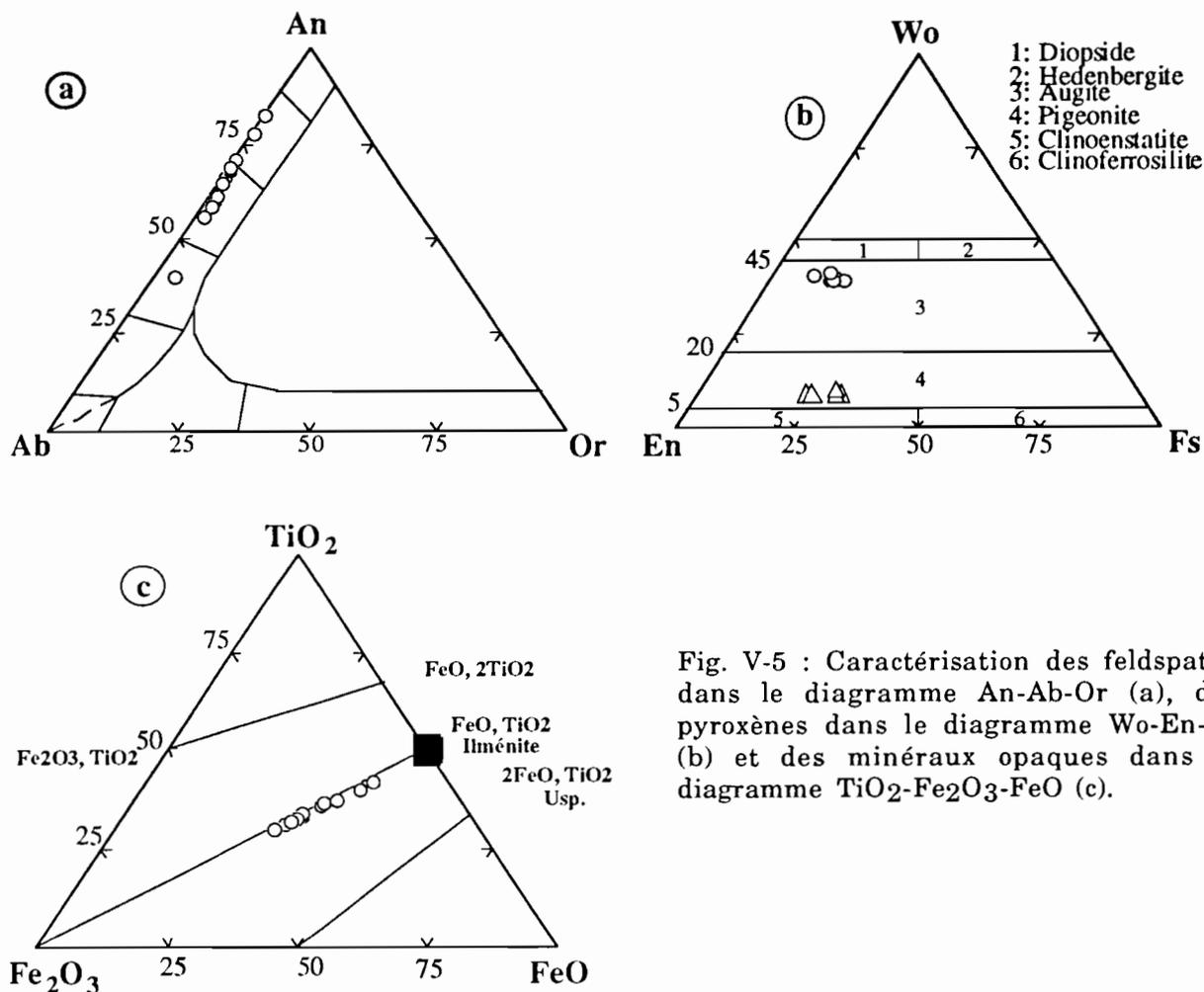


Fig. V-5 : Caractérisation des feldspaths dans le diagramme An-Ab-Or (a), des pyroxènes dans le diagramme Wo-En-Fs (b) et des minéraux opaques dans le diagramme TiO₂-Fe₂O₃-FeO (c).

Une fois la paragenèse endogène connue, l'inventaire minéralogique global (endogène et autre) du profil laisse penser que les modifications minéralogiques enregistrées par le basalte sont tributaires de deux types d'altération : une altération hydrothermale et une altération supergène.

2- ALTÉRATION HYDROTHERMALE DU BASALTE DE TAZOUTA

Les basaltes triasiques marocains montrent de manière générale des indices minéralogiques et/ou structuraux d'altération hydrothermale (cf Chap. II). Dans le basalte de Tazouta, les modifications sont minéralogiques et chimiques. Elles portent directement sur un minéral endogène ou provoquent une néoformation de phases minérales.

a- Altération des minéraux endogènes

La transformation d'un minéral endogène par altération hydrothermale dans le basalte de Tazouta est illustrée par un début d'albitisation des plagioclases. En effet, ces derniers montrent des teneurs en albite relativement supérieures à celles des plagioclases du basalte d'Elhajej (annexe 2, Tab. 1).

b- Apparition de nouveaux minéraux (hydrothermaux)

L'altération hydrothermale est également responsable de l'apparition de nouvelles phases. Ces dernières remplissent les structures fissurales et vésiculaires. Ces structures sont rares, et sont occupées par des argiles, des carbonates et du quartz.

* Les carbonates correspondent à des calcites se présentant sous forme de cristaux sparitiques. Les microanalyses chimiques (**annexe 2, Tab. 18**) montrent que ces calcites sont très faiblement magnésiennes ($0,2 < \text{Mg} < 3 \%$). Les autres éléments analysés (Fe, Mn, Sr..) sont également très peu représentés.

* Les argiles de remplissage des vésicules, de couleur vert jaune au microscope optique, correspondent à des smectites. Les microanalyses chimiques (**annexe 2, Tab. 19**) de ces smectites et le calcul des formules structurales (sur une base de 11 oxygènes et en prenant le fer sous forme de Fe^{2+}) montrent qu'il s'agit de saponites (**Fig. V-6**) de formule structurale moyenne :

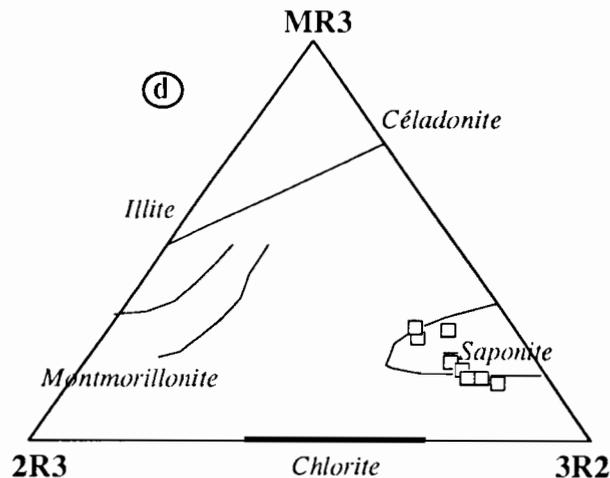
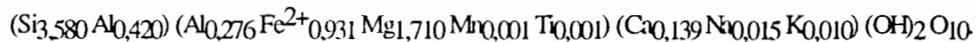


Fig. V-6 : Caractérisation des argiles de vésicules dans le diagramme MR3-2R3-3R2.

Ainsi, l'altération hydrothermale du basalte de Tazouta induit des transformations partielles dans la paragenèse endogène (albitisation des plagioclases) et crée en même temps une nouvelle paragenèse hydrothermale (saponite, calcite faiblement magnésienne, quartz). Cette paragenèse constitue avec les minéraux endogènes la paragenèse primaire vis-à-vis des processus supergènes.

3- ALTÉRATION SUPERGÈNE DU BASALTE DE TAZOUTA

Mise à part la matrice carbonatée, les produits secondaires sont formés de smectites. On y distingue les smectites d'altération des minéraux primaires et les smectites de transfert dans

les fissures. Les produits d'altération ont été essentiellement analysés dans la saprolite où ils restent associés à des reliques du minéral primaire.

a- Altération des plagioclases

Les produits d'altération des plagioclases se présentent au microscope optique sous une forme granuleuse, incolore avec des teintes jaune-gris en lumière polarisée analysée. Les très faibles plages développées par ces produits et leur faible abondance n'ont pas permis de faire une caractérisation minéralogique précise (microprélèvement) de ce produit. Les observations microscopiques montrent que l'altération des plagioclases développe des vides de dissolution.

Les microanalyses chimiques des produits d'altération des plagioclases donnent des compositions très hétérogènes en Na₂O, MgO et SiO₂ (Tab. V-1). La large gamme des compositions obtenues indique la présence d'un mélange de plusieurs phases minérales. Ce mélange serait composé probablement d'albite résiduelle et d'une argile riche en Al (smectite), mais il est difficile de faire la part de chacune de ces phases dans le mélange.

Le passage des plagioclases au produit mixte se traduit par une diminution des teneurs en Al₂O₃ et CaO, par une augmentation des teneurs en Fe₂O₃, Na₂O et SiO₂ (Fig. V-7) et par une augmentation du rapport SiO₂/Al₂O₃.

Tableau V-1 : Microanalyses chimiques (%) des plagioclases et du produit mixte. (n : nombre d'analyse)

Oxydes	Plagioclase (n=15)	Produit mixte juxtaposant le plagioclase							
SiO ₂	51,90	58,58	51,95	54,67	57,79	54,83	47,91	46,06	43,55
Al ₂ O ₃	28,84	16,43	17,91	17,06	16,45	17,81	17,85	13,37	14,72
FeO*, Fe ₂ O ₃	0,76 *	4,86	4,55	2,62	4,70	4,46	8,99	10,33	9,07
MgO	0,04	5,12	2,83	2,99	6,12	3,76	9,17	12,42	6,27
TiO ₂	0,03	0,00	0,08	0,06	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
MnO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,03	0,06	0,04
CaO	13,13	1,14	3,15	1,53	1,17	1,56	1,77	1,70	1,95
Na ₂ O	3,91	6,39	5,89	7,60	6,36	5,10	1,96	2,84	1,84
K ₂ O	0,30	0,04	0,59	0,21	0,13	0,26	0,06	0,04	0,64
Total	98,94	92,08	86,52	86,48	92,27	87,36	86,88	85,78	77,17
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	1,79	3,65	2,90	3,20	3,51	3,07	2,68	3,44	2,96

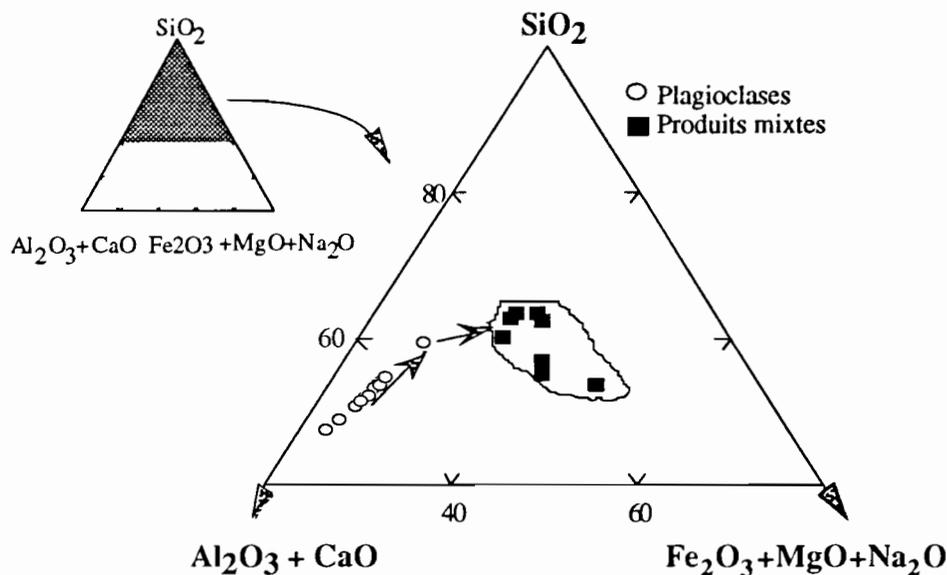


Fig. V-7 : Position du produit mixte (argile+ albite) issus des feldspaths dans le diagramme $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-Fe}_2\text{O}_3\text{+MgO+Na}_2\text{O}$.

Ainsi, dans les basaltes de Tazouta, les plagioclases sont relativement plus albitisés (altération hydrothermale) que les plagioclases des basaltes d'Elhajeb. Ce caractère est préservé au sein des produits d'altération supergène des plagioclases. Ces produits sont riches en Na et en Si et correspondent à un mélange entre smectite Al-Mg et albite.

b- Altération des pyroxènes

Les produits d'altération des pyroxènes présentent les mêmes caractères pétrographiques que leurs équivalents décrits dans le profil d'Elhajeb. La grande taille des cristaux de pyroxènes de ce basalte offre facilement des exemples de juxtaposition de produits d'altération et de reliques de pyroxènes. Les premiers stades d'altération s'observent sur les bordures et les clivages des cristaux de pyroxènes. La progression de l'altération le long des clivages et des fissures intra-minérales délimite des reliques saines de tailles variables. Ces reliques présentent des bordures en dents de scie (Fig. V-8) qui s'éteignent de manière synchrone, ce qui montre que l'altération se fait par pseudomorphose. En microscopie optique, les produits d'altération de la pigeonite sont fibreux et orientés suivant l'axe c des pyroxènes, alors que ceux de l'augite sont sans orientation spécifique et de biréfringence variable. La pigeonite est le premier pyroxène qui s'altère au sein du basalte "frais".

Les spectres de diffraction des rayons X montre que les produits d'altération des pyroxènes correspondent tous à des smectites.

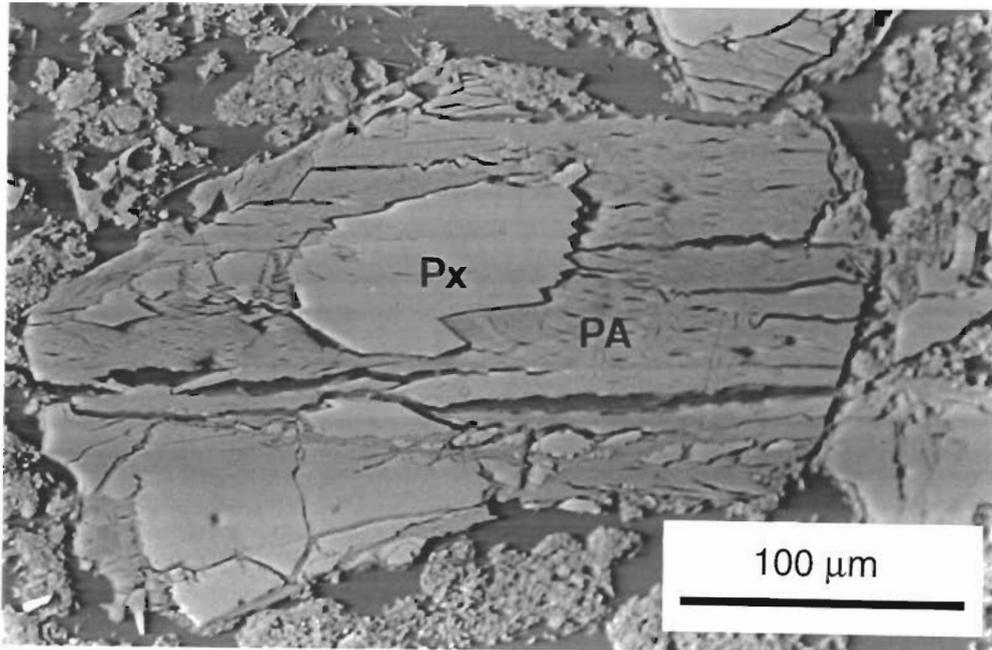
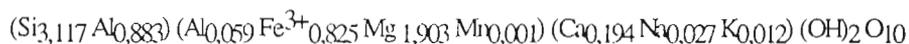


Fig. V-8 : Observation au MEB d'un pyroxène (Px) en cours d'altération en produit argileux (PA) dans le profil de Tazouta.

Plusieurs microanalyses chimiques à la sonde ont été effectuées sur les produits d'altération des pyroxènes (**annexe 2, Tab. 20 et 21**). Les produits d'altération de la *pigeonite* montrent des compositions riches en Fe_2O_3 et MgO (16,6 % et 12 % respectivement) et moyennement riches en Al_2O_3 (9 %). Les formules structurales sont calculées sur une base de 11 oxygènes, le fer total est pris sous forme de Fe^{3+} . Ces compositions correspondent à celles d'une saponite dans le diagramme ternaire MR3-2R3-3R2 (Velde, 1985) (**Fig. V-9**). La formule moyenne de ces saponites est :



Pour les produits d'altération de l'*augite*, les compositions chimiques obtenues sont magnésiennes (17 %), mais Fe_2O_3 et Al_2O_3 sont bien représentés avec des teneurs moyennes respectives de 14,6 % et 10%. Les formules structurales sont calculées sur les mêmes bases que pour le produit d'altération de la pigeonite. La substitution tétraédrique est très élevée (0,88 Eq). Les octaèdres sont occupés à 54 % par Mg et à 37 % par Fe. Ce produit correspond à une saponite (**Fig. V-9**) de formule structurale moyenne :



La comparaison chimique de ces deux saponites montre en premier lieu que la saponite issue de l'altération de l'*augite* est moins siliceuse (substitution tétraédrique élevée). Elle est également relativement plus alumineuse, plus magnésienne et moins ferrifère que la saponite d'altération de la pigeonite. L'interfoliaire est calcique pour les deux saponites.

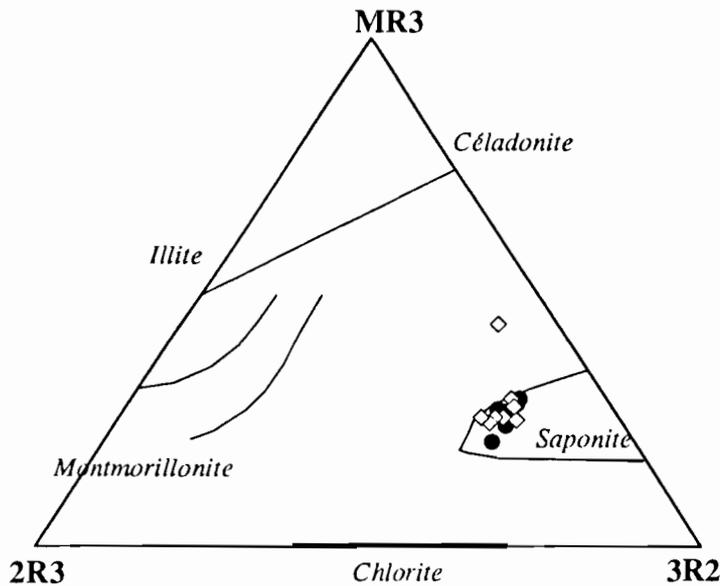


Fig. V-9 : Position des produits d'altération des pigeonites (losanges) et des augites (cercles pleins) dans le diagramme MR3-2R3-3R2.

c- Altération du verre

Le verre est quasi-totalement transformé depuis la base du profil, et les plages qui rappellent sa présence forment une matrice argileuse de couleur vert brun dans le basalte le plus frais du profil.

Les produits d'altération du verre analysés à la microsonde donne des compositions relativement riches en Fe_2O_3 (16,6 % en moyenne) et des teneurs en Al_2O_3 et MgO similaires (10 % en moyenne) (annexe 2, Tab. 22). Les formules structurales sont calculées sur une base de 11 oxygènes en prenant le fer total sous forme de Fe^{3+} . Les substitutions tétraédriques moyennes sont de 0,72 Eq, alors que les sites octaédriques sont partagés entre Mg (49 %) et Fe (40 %). La charge interfoliaire est élevée (0,44 Eq) et est essentiellement assurée par Ca. Ces compositions sont intermédiaires entre celles d'une saponite et d'une beidellite dans le diagramme somme des cations non interfoliaires vs aluminium total (Fig. V-10). La formule moyenne de cette smectite est :

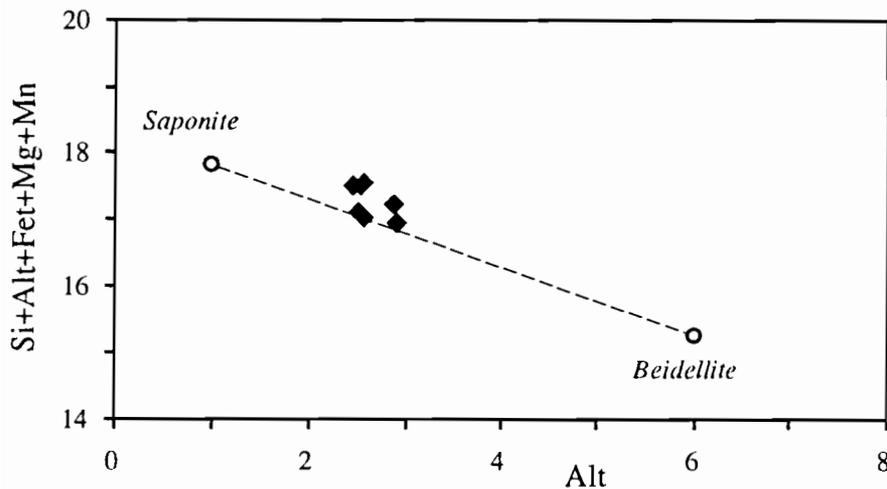
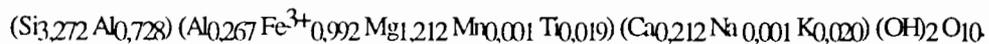


Fig. V-10 : Position des produits d'altération du verre dans le diagramme somme des cations non interfoliaires vs Aluminium total.

d- Altération des minéraux opaques

Comme dans le profil d'Elhajeb, les titanomagnétites et les ilménites sont relativement stables. Cependant, dans la saprolite friable, on note un début de l'altération de la titanomagnétite qui se manifeste sur les bordures des cristaux. Au microscope optique, le produit secondaire présente des teintes rouges en lumière polarisée. Ces transformations restent néanmoins très rares dans les échantillons.

e- Les produits de transfert

Dans le profil de Tazouta et contrairement à celui d'Elhajeb, les structures d'accueil des produits de transfert sont moins abondantes. Les argiles occupent souvent les bordures de fissures carbonatées. Les fissures à remplissage entièrement argileux sont rares. Au microscope optique, ces argiles sont microcristallines et de teintes brun-jaune en lumière polarisée. La diffraction de rayons X montre qu'il s'agit de smectites.

Plusieurs microanalyses chimiques à la sonde ont été effectuées sur les smectites des fissures (**annexe 2, Tab. 23**). Ces smectites présentent des compositions riches en Fe₂O₃ et en Al₂O₃. Les formules structurales ont été calculées sur une base de 11 oxygènes en prenant le fer total sous forme de Fe³⁺. Ces compositions occupent une position intermédiaire entre la saponite et la montmorillonite dans le diagramme ternaire MR3-2R3-3R2 (**Fig. V-11**), et sont de formule structurale moyenne :

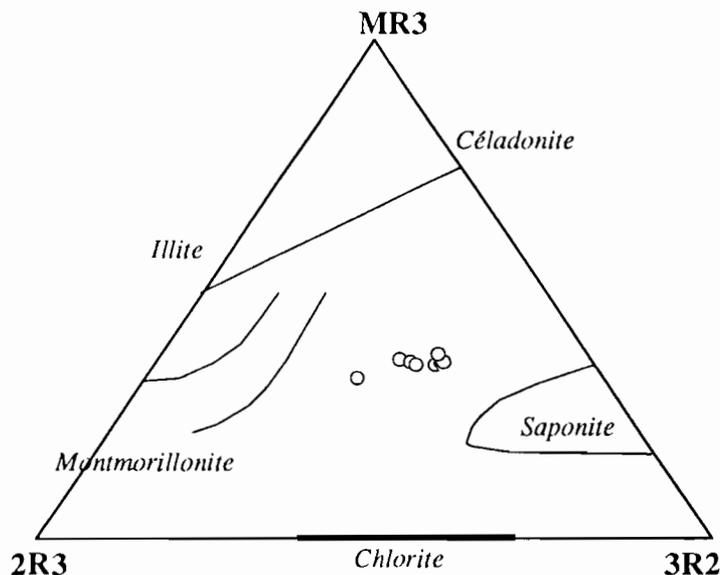
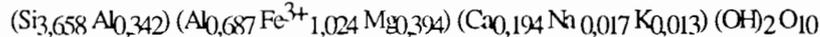


Fig. V-11 : Positions des argiles de fissures dans le diagramme MR3-2R3-3R2.

En conclusion, les argiles de transfert sont peu abondantes dans le basalte de Tazouta. Ces argiles sont des smectites présentant des compositions intermédiaires entre celles des saponites et celles des montmorillonites.

4- DISCUSSION

La transformation hydrothermale du basalte de Tazouta est responsable de l'albitisation des plagioclases et de l'apparition de saponites, de calcites et du quartz dans les fissures et les vésicules. Dans ce même basalte supposé "frais", certains minéraux manifestent déjà un début d'altération supergène. c'est le cas du verre et des pigeonites qui se transforment en saponite Mg-Fe. Les fortes teneurs en eau et les faibles teneurs en SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, signalées auparavant, sont à mettre en rapport avec le caractère partiellement altéré du basalte.

Dans la saprolite cohérente, les pyroxènes s'altèrent en saponites Mg-Fe. La présence de Al dans ces saponites est liée aux échanges interminéraux (Nahon, 1991) avec les plagioclases en cours d'altération. Concernant les plagioclases, deux phases d'altération peuvent expliquer le mélange minéralogique analysé. La première phase est hydrothermale et correspond à une albitisation. La seconde est supergène et est responsable de l'altération argileuse des plagioclases. En effet, des indices minéralogiques d'une altération hydrothermale des basaltes triasiques ont été signalés dans d'autres sites au Maroc (Moussu, 1954; Bertrand *et al.*, 1981; Sebai *et al.*, 1991) et plus particulièrement dans la région d'Elhajeb (cette étude).

Dans la saprolite friable, l'altération des minéraux du basalte en produits secondaires smectitiques est réduite. L'accumulation de calcite paraît dominante. Ceci est en accord avec l'évolution minéralogique globale du profil donnant la smectite comme minéral principal de la saprolite cohérente, et la calcite (micrite) comme minéral principal de la saprolite friable.

Dans la transformation supergène des minéraux primaires, les éléments peu ou pas retenus dans les smectites d'altération (saponites essentiellement) sont libérés et partent en solution. Une partie de ces éléments, essentiellement Si, Al, Fe se recombine et précipite en smectites Fe-Al dans les fissures. Le calcium est libéré au cours de la transformation smectitique des plagioclases et des pyroxènes (minéraux primaires endogènes porteurs de Ca), mais il est difficile à ce stade de l'étude de faire un lien entre ce calcium libéré par le basalte et les accumulations de calcium sous forme de calcite (micrite) dans le profil.

C- LES CARBONATES DANS LE PROFIL DE TAZOUTA

La minéralogie primaire et secondaire montre que le basalte est constitué de pyroxènes (augite et pigeonite), de plagioclases (série labrador-bytownite), de minéraux opaques (titanomagnétite et ilménite) et d'un verre recristallisé en saponite. Bien que rares, des smectites (saponites) et calcites (sparite) ont été identifiées dans des structures vésiculaires et fissurales.

Dans la saprolite friable, la matrice calcitique (micrite) est importante. La composante basaltique est limitée à quelques nodules et minéraux isolés au sein de la matrice.

La compréhension de la relation génétique entre les reliques de basalte et les calcites doit passer par l'étude minéralogique et géochimique des interfaces minéral primaire-argile d'altération-calcite qui peuvent être réduites à un contact direct minéral primaire-calcite.

I- MINÉRALOGIE ET CHIMIE DES CALCITES DANS LE PROFIL DE TAZOUTA

Dans la séquence d'encroûtement, la matrice carbonatée présente un aspect blanchâtre et friable. Latéralement, la profondeur d'infiltration des carbonates est variable, elle est essentiellement contrôlée par la densité des racines. Ces accumulations de calcites sont donc bien associées à des phénomènes de surface comparables à un encroûtement calcaire ou calcrète.

I- TENEURS EN CALCITE DANS LE PROFIL

Pour quantifier les calcites dans les échantillons bruts, nous avons procédé à une attaque à l'HCl dilué à 2 %. Les résultats montrent que les teneurs en carbonate augmentent de la base du profil jusqu'au sommet de la saprolite friable puis diminuent dans le sol (Fig. V-12). Notons que cette évolution est comparable à celle des teneurs en eau des échantillons (Fig.3).

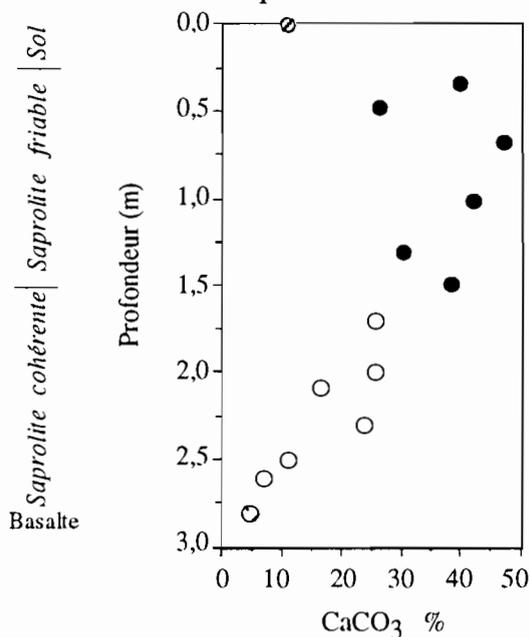


Fig. V-12 : Evolution des teneurs en calcite dans le profil de Tazouta.

2- CRISTALLOCHIMIE DES CALCITES

Des grains de calcite ont été prélevés, dopés au quartz utilisé comme étalon, et analysés par diffraction de rayons X. A partir des spectres DRX, il est possible de calculer le pourcentage de MgCO₃ et les paramètres de maille de la calcite.

Les résultats de ces calculs présentés dans le **tableau V-2** montrent que les teneurs de $MgCO_3$ sont relativement homogènes et ne dépassent pas 3 %. Les carbonates sont donc des calcites faiblement magnésiennes. Les paramètres de maille de ces calcites ne montrent pas de tendance particulière dans le profil.

Tableau V-2 : Paramètres cristallographiques et teneurs en $MgCO_3$ de la calcite.

Echantillon	% $CaCO_3$	a (Å)	c (Å)	v (Å ³)	% $MgCO_3$
Tb1	-	4,985	17,037	366,760	0,70
Tb2	-	4,983	17,043	366,580	1,30
Tb3	-	4,987	17,043	367,210	1,00
Tb4	-	4,979	17,008	365,270	2,66
Tb5	-	4,987	17,039	367,020	1,00
Tb6	-	4,984	17,045	366,730	1,30
Tb7	-	4,986	17,023	366,290	1,00
Tz1	5,00	-	-	-	-
Tz2	7,10	-	-	-	-
Tz3	11,30	4,986	17,035	366,820	1,30
Tz4	24,13	4,988	16,978	365,960	1,70
Tz5	16,18	4,989	16,990	366,470	1,00
Tz6	25,10	4,975	16,990	364,460	2,70
Tz7	25,32	-	-	-	-
Tz8	37,70	4,983	17,039	366,530	1,30
Tz9	32,10	4,981	17,029	365,960	2,30
Tz10	44,10	4,979	17,031	365,750	2,00
Tz11	47,23	4,983	17,033	366,310	1,33
Tz12	26,50	4,984	17,023	366,290	1,70
Tz13	39,70	-	-	-	-
Tz14	10,40	-	-	-	-

3- LES PRINCIPALES GÉNÉRATIONS DE CALCITES DU PROFIL D'ENCROÛTEMENT : CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET CHIMIQUES

Macroscopiquement, la matrice calcitique est très friable et présente des teintes plus ou moins claires. L'observation microscopique et nanoscopique a permis de distinguer plusieurs types ou générations de calcites :

➤ une calcite sparitique, très rare, à cristaux bien développés (**Planche V-2, photo, a**) (atteignant une centaine de microns), réduite à quelques cristaux individuels qui montrent un début de recristallisation en micrite sur les bords. Ce type de calcite a été identifié jusque dans le basalte le plus "frais". Un autre type de calcite sparitique, à cristaux bien réguliers, a été identifié et correspond aux cellules des racines calcifiées.

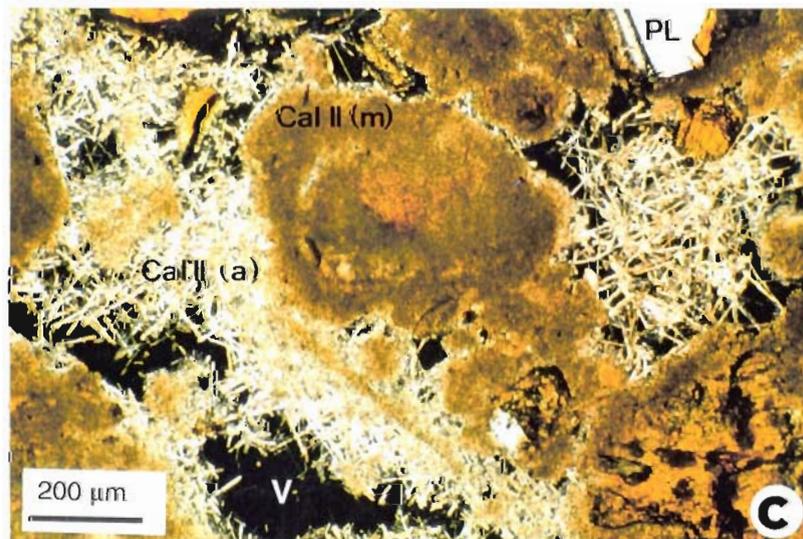
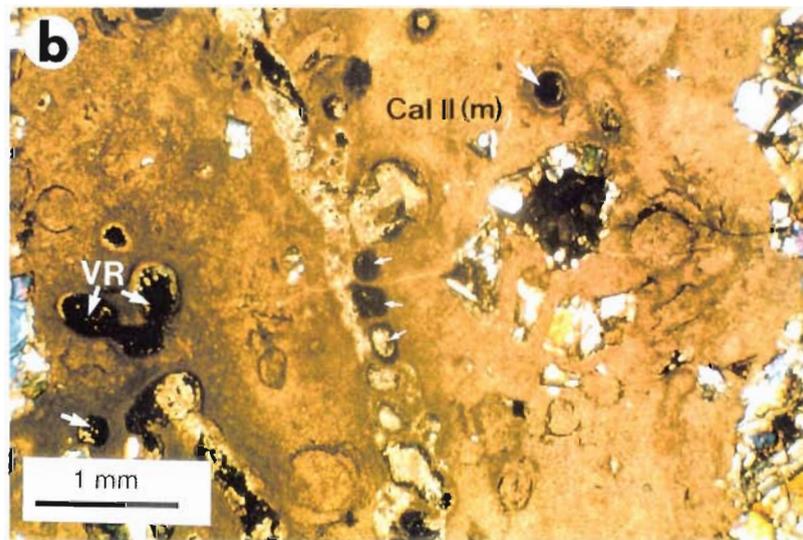
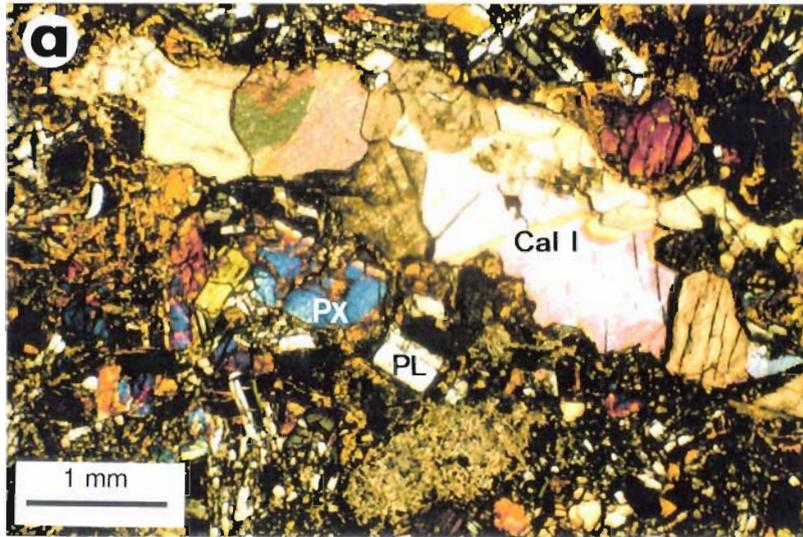
**Planche V-2 : Les principales générations
de calcites de l'encroûtement de Tazouta.**

a : Calcite sparitique primaire (Cal I).

b : Calcite micritique (Cal II m).

c : Calcite en aiguille (Cal II a).

PLANCHE V-2



➔ une calcite micritique (**Planche V-2, photo b**). La plus abondante a des teintes variables (sombre à claire), et se présente sous forme de cristaux de très petite taille (< 5 μm);

➔ une calcite en aiguille localisée dans les vides (**Planche V-2, photo, c**). Les aiguilles de calcite présentent une largeur moyenne de quelques μm et une longueur de plusieurs dizaines à une centaine de μm .

Ces différentes générations de calcites peuvent être classées selon leur origine en deux grands groupes : les calcites d'origine primaire et les calcites d'origine secondaire. Les premières (très peu représentées) correspondent aux calcites sparitiques hydrothermales formant le remplissage des fissures dans le basalte (cf. paragraphe altération hydrothermale). Les calcites d'origine secondaire sont liées aux processus supergènes. Ces calcites se présentent sous forme de matrice micritique, de cellules de racines calcifiées et d'aiguilles de calcite. Pour voir si à ces différences génétiques et morphologiques correspondent à des différences chimiques, nous avons effectués des microanalyses à la sonde électronique. Seules les calcites en aiguilles n'ont pas pu être analysées pour des raisons de taille et de fragilité des aiguilles. Les éléments traces analysés sont Mg, Mn, Fe, Si et Sr. Tous les résultats analytiques sont donnés dans le **tableau 18, annexe 2**.

a- La calcite sparitique

Concernant la calcite primaire (sparite), nous avons signalé dans la description des minéraux hydrothermaux le caractère faiblement magnésien de ces calcites. Les compositions de ces calcites restent relativement hétérogènes. Mg varie de 0,2 à 3 %.

Dans les cellules des racines calcifiées, le magnésium est l'élément le plus abondant. Comparées à la sparite, les cellules des racines calcifiées sont légèrement plus riches en Si et en P, on note également la présence notable du Sr.

b- La matrice micritique

α - La micrite de remplacement des minéraux de la roche

Les minéraux primaires de la roche sont remplacés par la calcite micritique. Cette micrite présentant une composition moyenne de 2 % en Mg, et des teneurs élevées en Si (8 %) (**Fig. V-13a**).

β - La micrite de recristallisation

L'étude pétrographique des lames minces montre que la sparite d'origine primaire peut recristalliser en micrite. L'analyse d'une sparite en cours de recristallisation montre d'abord que la sparite est pauvre en éléments traces (total de moins de 2 %) et que sa dissolution et la précipitation de la micrite s'accompagne d'une augmentation des teneurs en Mg, Si et Fe (**Fig. V-13b**).

γ- La matrice micritique claire et sombre

En plus des différences de teintes, la micrite sombre et la micrite claire se distinguent chimiquement. Les éléments traces sont plus abondants dans la micrite sombre (6 % en moyenne) que dans la micrite claire (moins de 2,5 % en moyenne) (Fig. V-13c). Le magnésium est l'élément qui les distingue le plus puisqu'il atteint 4,5 % dans la micrite sombre et moins de 2 % dans la micrite claire.

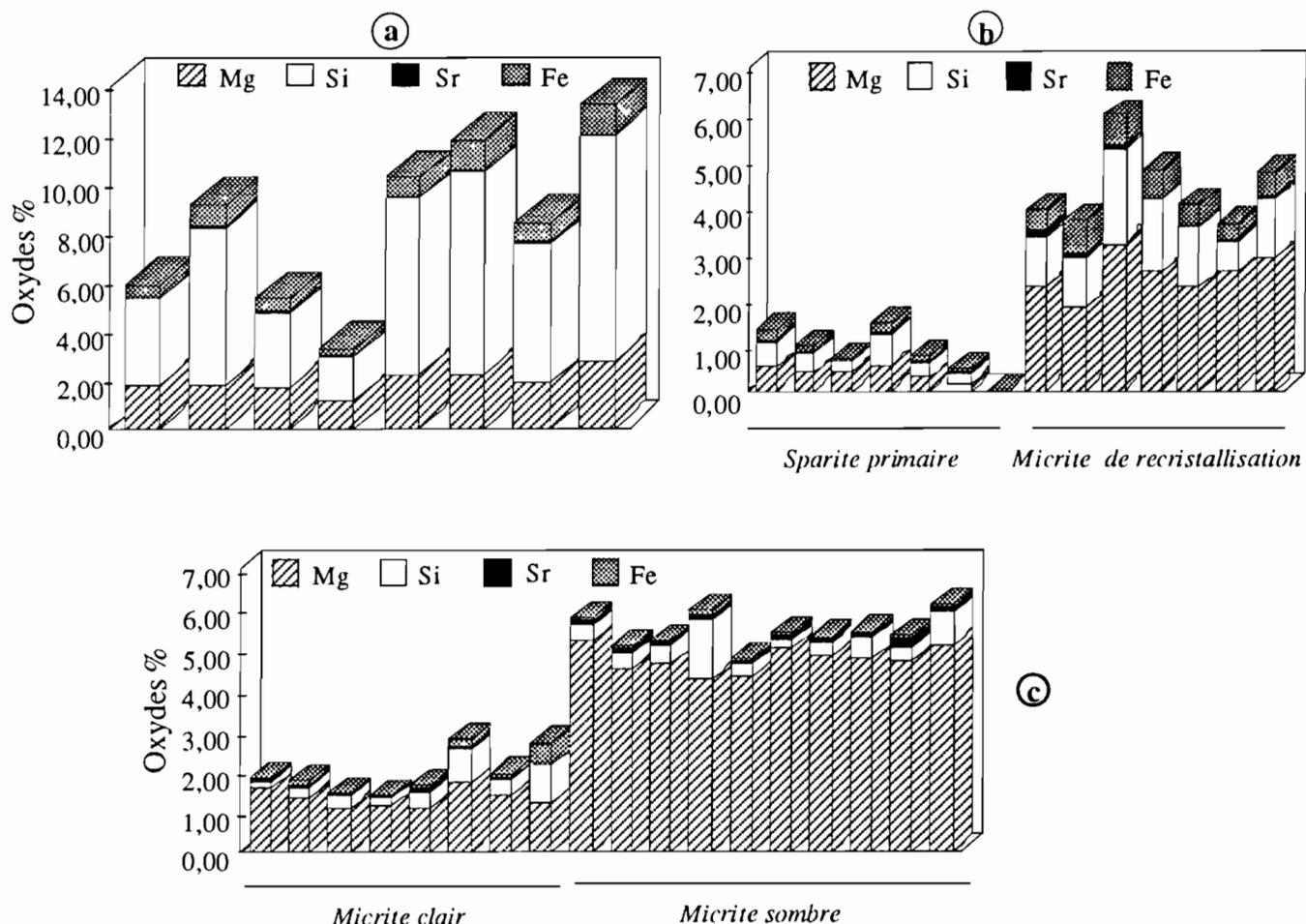


Fig. V-13 : Abondance de certains éléments traces dans les différentes générations de calcite de l'encroûtement de Tazouta.
 a : micrite de remplacement des minéraux silicatés
 b : micrite issue de la recristallisation de la sparite
 c : matrice micritique sombre et claire

c- Discussion

Les microanalyses chimiques des différentes générations de calcites montrent que les calcites "primaires" sont plus pauvres en éléments traces que les calcites "secondaires" (micrite). Dans les calcites secondaires, certains éléments peuvent se substituer au calcium dans le réseau de la calcite (Mg, Sr, Fe, Mn et Ba). La présence d'autres composants tel que Si serait liée à un piégeage textural des éléments libérés par les minéraux silicatés.

Plusieurs travaux expérimentaux ont été fait sur la substitution de Ca par d'autres éléments tels que Mg, Sr, Mn ou Co dans la calcite (Busenberg & Plummer, 1989; Lippmann, 1982; Bischoff *et al.*, 1987; Lafon, 1990; Mucci & Morse, 1982; Lorens, 1981). Dans l'encroûtement calcaire de Tazouta, le magnésium est le substituant principal du calcium (jusqu'à 3 %). Ces carbonates sont donc tous des calcites faiblement magnésiennes. La présence de calcite faiblement magnésienne est connue dans les calcrètes (Blodgett, 1988; Ducloux *et al.*, 1990, Strong *et al.*, 1992). Ce caractère serait lié soit à une cinétique de précipitation lente, soit à un faible rapport Mg/Ca des solutions du sol (Watts, 1980). Ce dernier cas est le plus probable dans la mesure où, les pyroxènes, essentiellement les pigeonites de très faible abondance, sont les seuls minéraux pouvant libérer le magnésium au cours de l'altération. Mg pourrait provenir de transferts externes et notamment des dolomies du Lias. Cependant, l'absence de néoformations de minéraux argileux riches en Mg tels que la sépiolite ou la palygorskite est une preuve de la pauvreté des solutions en Mg et en Si. De ce fait, l'abondance de minéraux porteurs de Mg (olivines) dans le matériau parental expliquerait la présence de la calcite hautement magnésienne et de la dolomite dans les basaltes d'Hawaii (Capo *et al.*, 1995) et dans la calcrète de Kalahari (Watts, 1980).

II- SIGNIFICATION ET ORIGINE DES AIGUILLES DE CALCITES

L'observation microscopique et nanoscopique montre que les aiguilles de calcite peuvent présenter des morphologies variables. Deux types morphologiques ont été distingués : les aiguilles lisses (monocristalline) ou denticulées (polycristalline, formées d'une association de microcristaux) (**Planche V-3, photo a et b**) sont très longues (plus de 40 µm sur moins de 4 µm) ; les aiguilles plus trappues et courtes avec une surface irrégulière (moins de 40 µm sur 5 à 10 µm) (**Planche V-3, photo c**).

Le premier type d'aiguilles est le plus abondant. En plus de ces deux types d'aiguilles, il faut signaler la présence de certaines aiguilles de calcite très flexibles et relativement plus longues.

1- LES ASSEMBLAGES MICROSTRUCTURAUX DES CALCITES EN AIGUILLES

La présence de la calcite en aiguille dans les encroûtements calcaires est bien connue (Strong *et al.*, 1992). Dans la calcrète de Tazouta, les aiguilles de calcite présentent des morphologies et des assemblages variables. Elles sont par contre toujours associées à des structures poreuses. L'organisation et l'association des aiguilles de calcite permet de distinguer deux types d'assemblages microstructuraux:

a- La calcite en aiguilles *non orientées*. Les aiguilles non orientées sont simplement entassées et enchevêtrées de façon désordonnée (**Planche V-4, photo a et b**). Ce type de cristallisation est fréquent dans les vides de dissolution des minéraux du basalte (plagioclases), autour et dans les coupes d'anciennes racines, et dans les fissures ouvertes.

b- La calcite en aiguilles *orientées* présente les mêmes types morphologiques et les mêmes occurrences que le premier assemblage (aiguille fine et lisse ou denticulée). Mais dans les pores, les aiguilles s'agglomèrent et s'orientent en structures alvéolaires appelées "nid de pie" (**Planche V-4, photo c et d**), alors que dans les fissures ouvertes, les aiguilles s'orientent tangentiellement aux parois micritiques et forment des structures cutaniques (**Planche V-4, photo e et f**).

2- ORIGINE DES CALCITES EN AIGUILLE

Dans les environnements carbonatés supergènes, les microcristaux de calcite en aiguille forment une composante morphologique importante des carbonates secondaires. Ils sont caractéristiques des milieux poreux, et se trouvent dans les milieux pédologiques (Nahon, 1976; Blancaneaux *et al.*, 1987, 1990; Butel & Ducloux, 1983), dans les milieux cavernicoles à la surface des calcins (Stoops, 1976) et dans les milieux sédimentaires (Morozewicz, 1907 *in* Verges *et al.*, 1982).

a- Données minéralogiques

La calcite en aiguille a d'abord été définie comme une espèce minérale distincte dite "lublinité" (de lublin en Pologne) ou "wiskers" par certains chercheurs spécialistes des karsts. Par la suite, la calcite en aiguille a été définie comme une variété de calcite monocristalline (Verges *et al.*, 1982) ou polycristalline (Stoops, 1976).

La présence d'aiguilles de calcite est un caractère constant dans les encroûtements calcaires. Leur taille et leur morphologie sont variables. Le problème de la genèse des aiguilles de calcite génère encore deux grandes hypothèses : l'hypothèse physicochimique et l'hypothèse biologique.

b- Origine physico-chimique

Dans cette hypothèse, la précipitation de la calcite en aiguille serait contrôlée par des paramètres thermodynamiques et géochimiques du milieu (pH, Eh, I, pCO₂, T°, chimie des solutions, ...). Cette hypothèse suppose que l'environnement doit être sec (forte évaporation) et sursaturé vis à vis de la calcite.

PLANCHE V-3 : Observations au MEB de la micromorphologie des aiguilles de calcite.

a : Calcite en aiguilles longues.

b : Détail de la photo a : aspects lisses et denticulés des aiguilles de calcite.

c : Calcite en aiguille trappues.

PLANCHE V-3

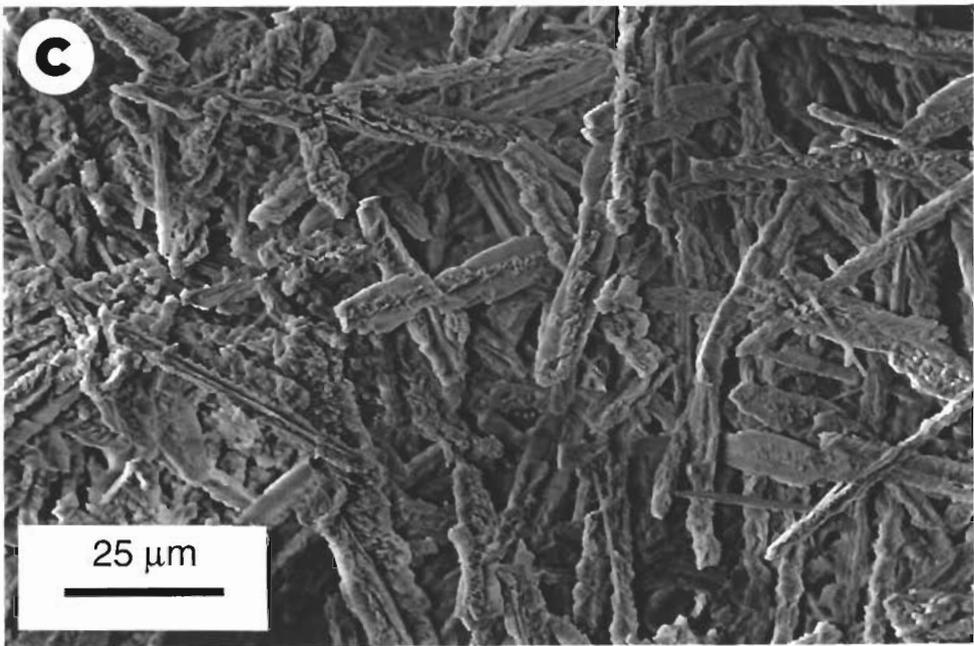
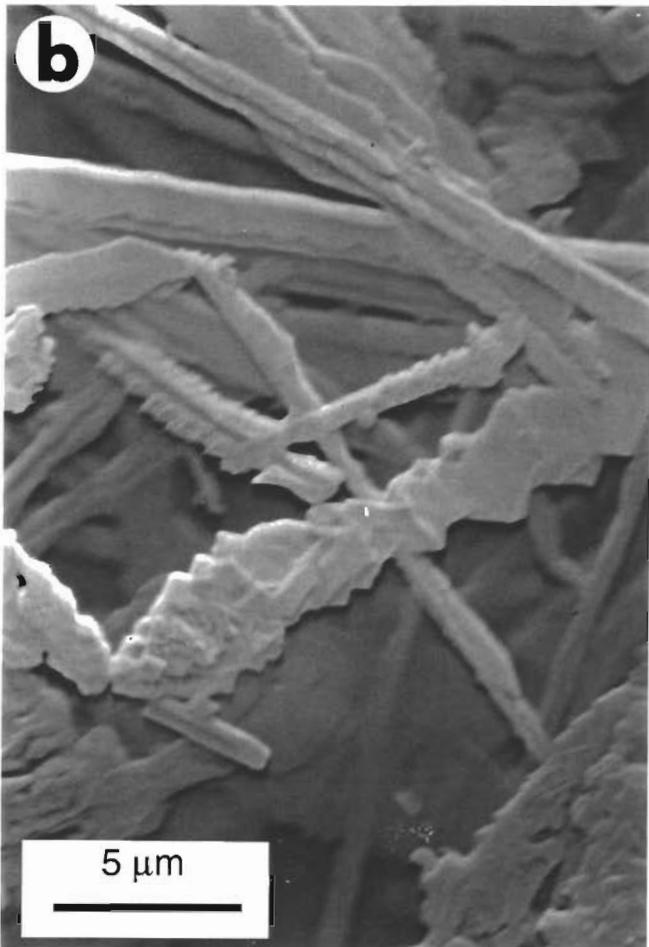
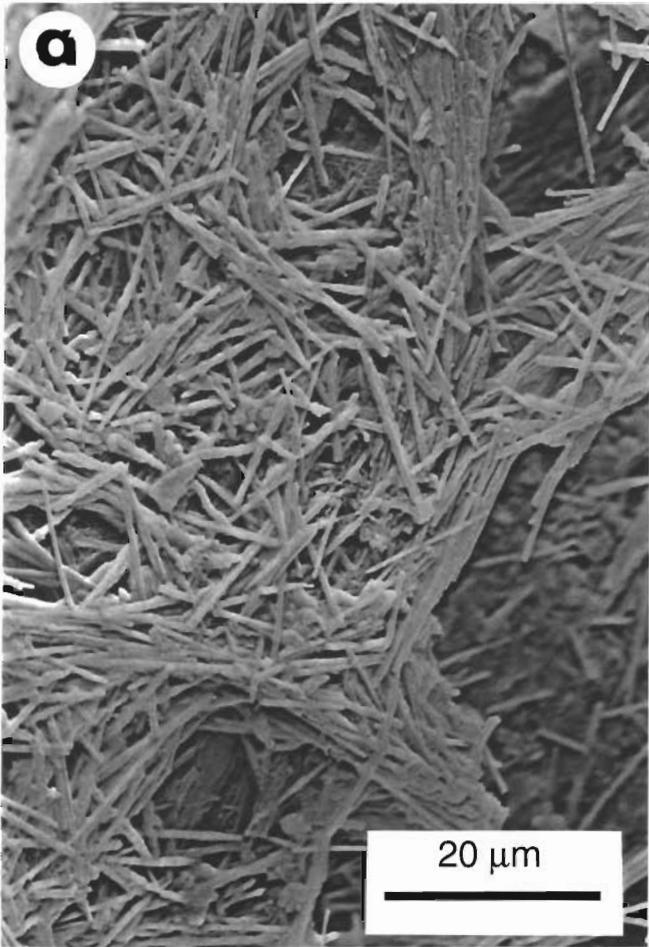


PLANCHE V-4 : Observations au MEB des différentes associations des aiguilles de calcite.

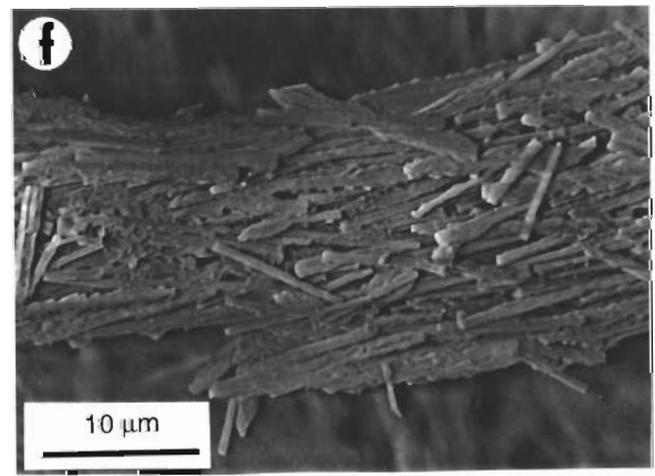
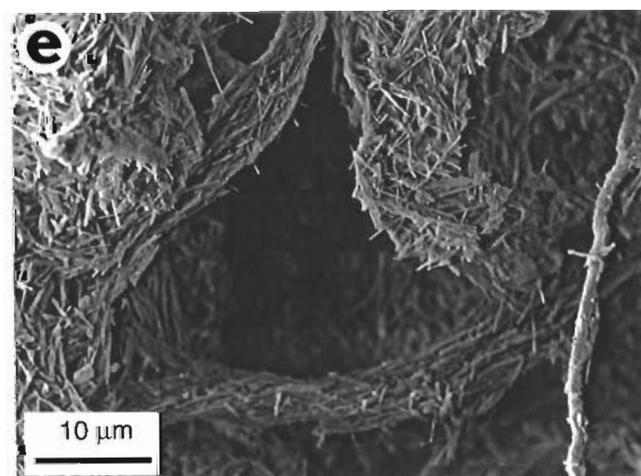
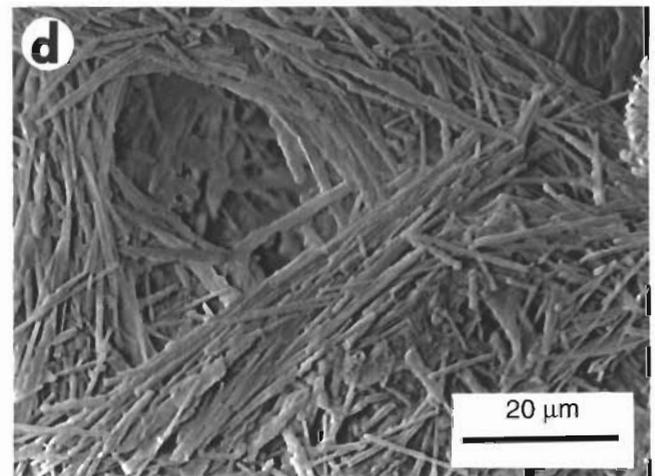
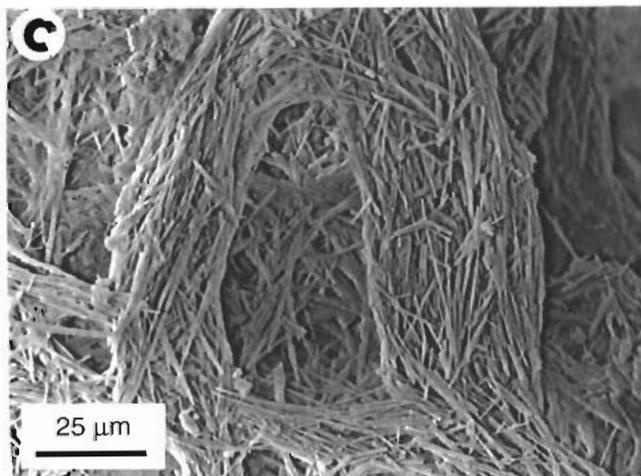
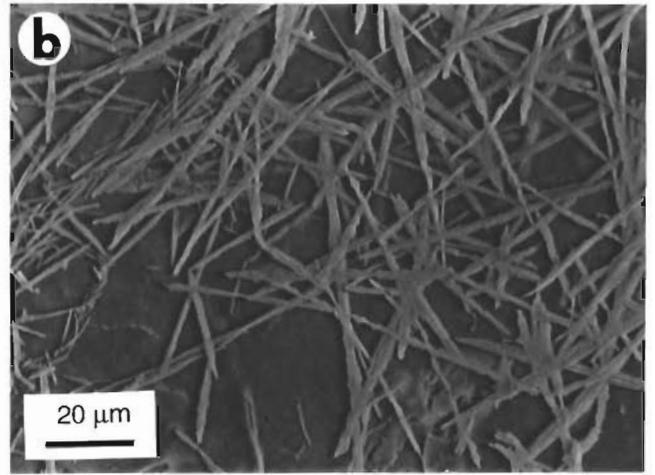
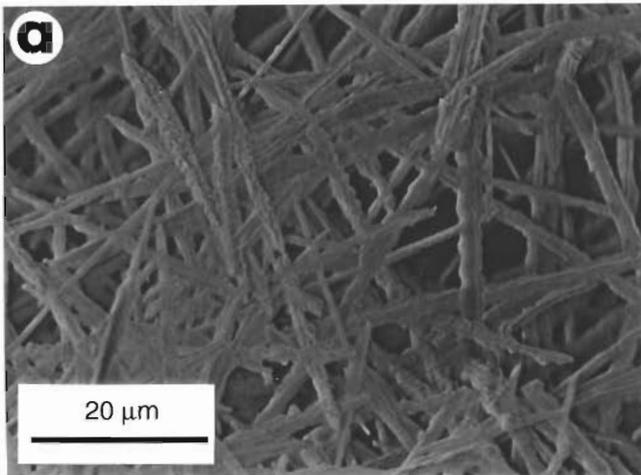
a et b: Orientations aléatoires des aiguilles de calcite.

c et d : Orientations préférentielles des aiguille de calcite autour des pores.

e : Orientations tangentielles des aiguilles de calcite sur les bordures des fissures.

f : Détail de la photo e montrant la disposition tangentielle des aiguilles.

PLANCHE V-4



De plus, la précipitation de la calcite doit être rapide. A ce sujet, plusieurs travaux expérimentaux se sont intéressés au contrôle de la cinétique de précipitation de la calcite par des composés organiques (Ducloux & Dupuis, 1987; Pouget & Rambaud, 1980) ou inorganiques tels que Mg^{2+} et NaCl (Badiozamani *et al.*, 1977), Mg^{2+} et SO_4^{2-} (James, 1972), Mg^{2+} et d'autres impuretés (Seghal & Stoops, 1972) ou des gels siliceux (Ducloux *et al.*, 1987). Tous ces composés jouent le rôle d'inhibiteur de la croissance cristalline dans un environnement où la nucléation est très importante, ce qui favorise une croissance dissymétrique et préférentielle selon une direction qui correspond à l'axe c (Folk, 1974; James, 1972). L'association de la calcite en aiguille avec des structures poreuses est favorable à une précipitation d'origine physico-chimique dans des milieux relativement fermés et confinés.

L'étude de la composition isotopique d'oxygène et de carbone montre que les aiguilles de calcite sont toujours enrichies en ^{13}C (Strong *et al.*, 1992; Dever *et al.*, 1983), ce qui résulterait d'une cristallisation rapide hors de l'équilibre.

c- Origine biochimique

Les tenants de cette hypothèse font appel à des processus biologiques dans les mécanismes de formation des aiguilles de calcite. Ainsi, Callot (1985) montre que la croissance des aiguilles s'effectue à l'intérieur des hyphes mycéliens qui jouent le rôle de pièges à calcium, de germes de nucléation des cristaux de carbonates. L'auteur ajoute la nécessité d'une phase sèche tout comme pour les précipitations de sels.

D'autres auteurs ont attribué une origine organique aux aiguilles de calcite dans les calcrètes (Philips & Self, 1987; Vaudour, 1981) et dans les paléosols (Mack & James, 1992; Wright, 1984, 1986). Dans son travail sur la classification des aiguilles de calcite, Verrecchia (1994) accorde une origine biologique à un seul type d'aiguilles (MA) qui peut évoluer en d'autres types après la libération de l'hyphe mycélien.

Ainsi, du travail de Callot (1985) jusqu'à celui de Verrecchia (1994), on passe d'un seul type monocristallin d'aiguilles de calcite et d'origine entièrement mycélien à plusieurs types mono et polycristallin dont un seul (MA) se forme directement dans les hyphes mycéliens. Les partisans de l'origine biologique rajoutent des conditions physico-chimiques particulières liées à un stress évaporatoire du milieu.

3- CONCLUSION

On peut retenir de l'étude micromorphologique et génétique de la calcite en aiguille les points suivants :

- l'absence de la micrite et de la calcite en aiguille dans le basalte prouve leur caractère secondaire;

- les aiguilles de calcite peuvent être mono ou polycristallines. Elles sont disposées soit en faisceau parallèle soit en forme de toile;

- l'origine de la calcite en aiguille est controversée: origine biologique (hyphe mycélien) ou origine physico-chimique. L'association des aiguilles aux structures poreuses et leur signature isotopique seraient plutôt en faveur de la seconde hypothèse.

III- RÔLE DES RACINES DANS L'ACCUMULATION DES CALCITES

A l'échelle du profil, nous avons déjà signalé lors de la description de la séquence la présence d'un système racinaire développé (**Planche V-5, photo a**). La profondeur atteinte par les carbonates paraît être liée à l'abondance des racines. Le processus pourrait obéir à la loi d'action et de réaction. Ainsi, le cheminement des solutions qui précipitent la calcite est facilité par les racines. Ces dernières trouvent dans ce faciès un milieu meuble, tendre et propice à une croissance préférentielle. La progression de l'infiltration des solutions carbonatées est ainsi maintenue dans ces zones.

En lames minces de coupes transversales (**Planche V-5, photo b**) et longitudinales on observe des squelettes de racines complètement décomposés et dont on ne reconnaît parfois que les limites intercellulaires. Ces limites rappellent la forme et l'arrangement des cellules de l'écorce alors que la stèle centrale est souvent absente et forme dans certains cas un milieu propice à la croissance de la calcite en aiguille. Il faut signaler aussi que certaines coupes de racines sont complètement micritisées (**Planche V-5, photo c**). Seuls les anciens contours cellulaires demeurent reconnaissables par leurs teintes plus sombres.

Toujours à l'échelle de la lame mince, certaines racines se présentent en amas de cellules calcifiées, imbriquées les unes contre les autres. Si les racines ramifiées sont calcifiées et conservées, elles sont alors formées de deux rangées de cellules séparées par un vide central (stèle). L'observation de ces cellules montre qu'elles peuvent être mono ou polycristallines. Sur une centaine de cellules, les proportions des formes à un cristal, 2 cristaux et 3 cristaux sont respectivement de 73 %, 21,3% et 5,6 %. L'observation nanoscopique faite sur des éclats d'échantillons permet de voir les racines calcifiées en trois dimensions, formées de cristaux de calcites allongés, à contours arrondis et régulièrement disposés (**Planche V-6, photo a, b**).

Ce type de calcitisation est très semblable à celui décrit dans les structures rhizomorphes dans le midi de la France par Jaillard (1987, 1991), il contribue à l'accumulation des carbonates et donc à la formation des calcrètes (Wright *et al.*, 1995). A côté des racines calcifiées, des racines mortes mais conservées, de teintes rouge-marron en bordure et montrant des cellules avec des cristaux de teintes claires au milieu ont été identifiées.

Planche V-5 : Observations macroscopiques et microscopiques des structures racinaires.

a : Importance du système racinaire à l'affleurement de la coupe.

b : Coupe transversale d'une racine (R) observée au microscope optique.

c : Coupe longitudinale d'une racine micritisée (R) observée au microscope optique.

PLANCHE V-5

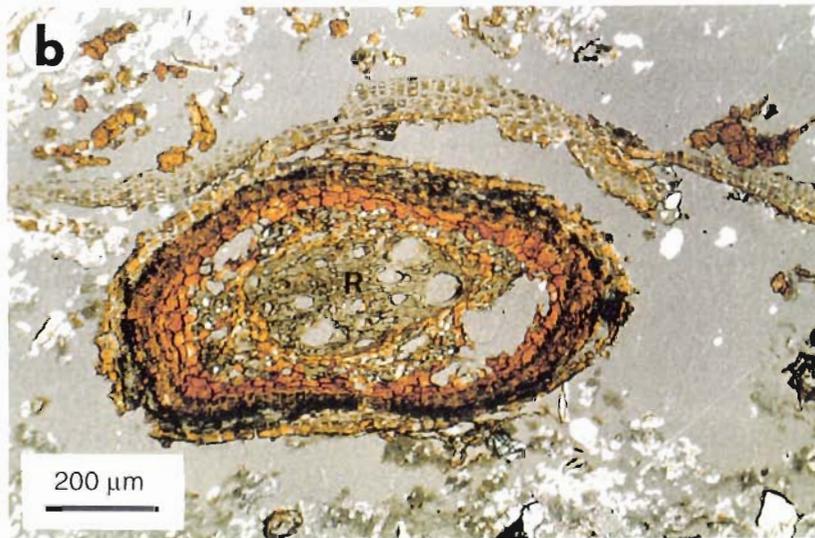


Planche V-6 : Observations des structures racinaires au MEB.

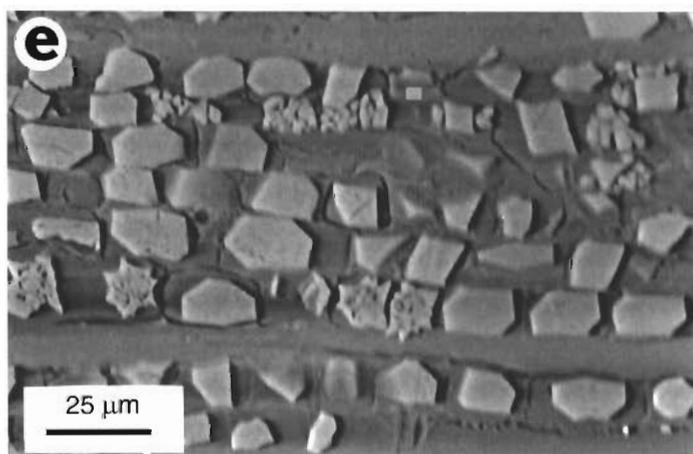
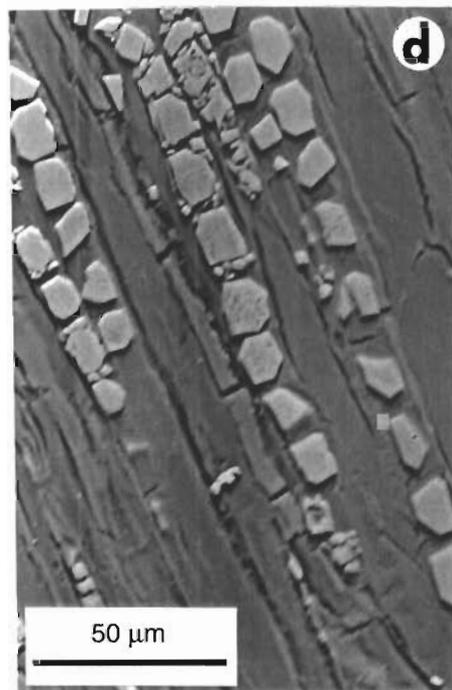
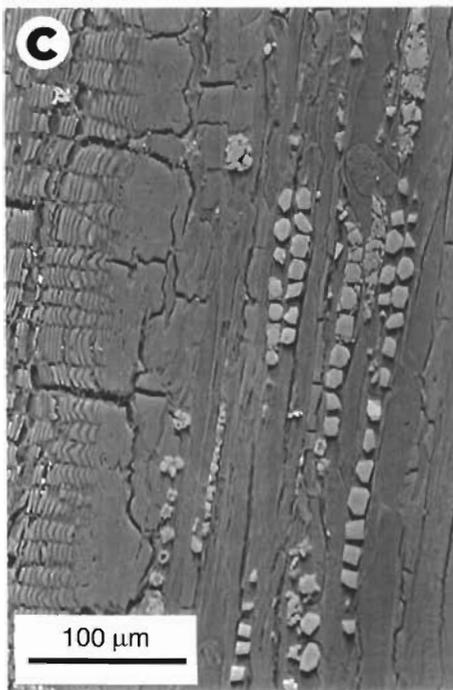
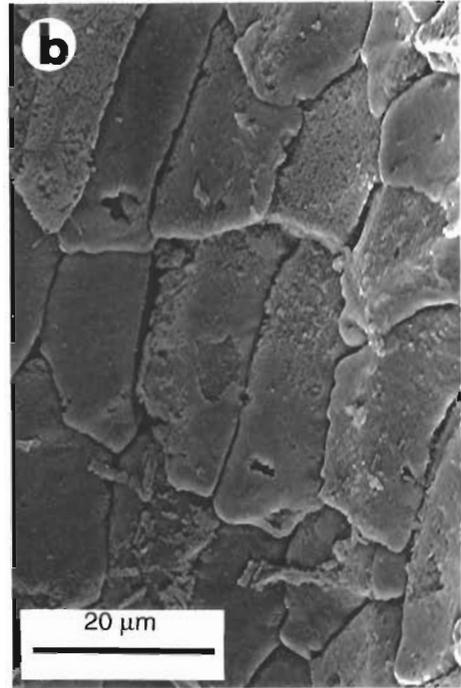
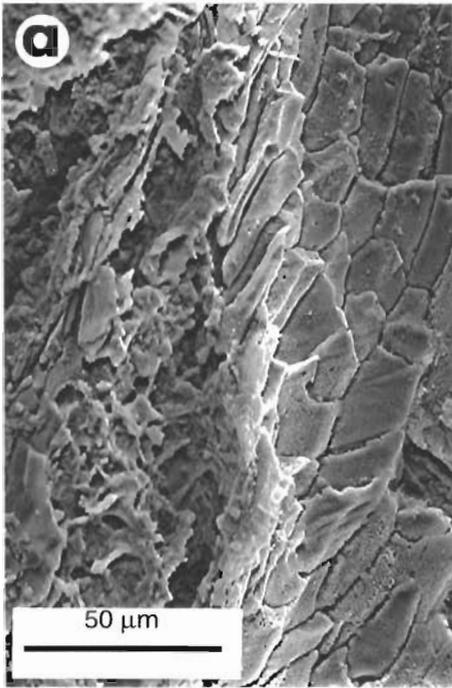
a : Microphotographie d'une racine calcifiée.

b : Détail de la photo (a).

c : Coupe longitudinale d'une racine vue au MEB, la partie centrale présentant des cristaux blancs d'oxalate de calcium.

d et e : Détail de la photo (c), alignement des cristaux d'oxalate de formes géométriques à contours réguliers moulant les formes cellulaires.

PLANCHE V-6



Ces cristaux de formes géométriques régulières (Planche V-6, photo c, d et e) correspondent à des cristaux d'oxalate de calcium similaires à ceux décrits par Jaillard (1987).

IV- RELATION ENTRE LES MINÉRAUX DU BASALTE ET LA CALCITE

Depuis la base du profil jusqu'au sommet de la saprolite friable et sur l'ensemble de la séquence latérale, le basalte est soumis à l'action combinée de l'altération smectitique et de la carbonatation. La formation de smectite à partir de minéraux primaires est dominante à la base du profil, et est maximale au sommet de la saprolite cohérente où le taux d'argiles atteint 50-60 % (Fig. V-2). Dans la saprolite friable, la dégradation des minéraux silicatés se fait au profit de la calcite. Les observations microscopiques montrent que les premiers stades de cette calcitisation se limitent à quelques veines de micrite, puis se poursuivent au détriment des minéraux primaires et de leur produits d'altération. Nous nous sommes donc intéressé à l'interface minéraux-carbonate pour essayer de comprendre ces successions minéralogiques.

I- CALCITISATION DES PLAGIOCLASES

a- Analyse microscopique

Dans la matrice carbonatée, les plagioclase relictuels sont fréquents. Ils sont rarement associées à leur produit d'altération. Le contact direct avec la micrite est parfois franc, mais cette limite est souvent diffuse. La calcitisation des plagioclases est centripète. Elle commence en bordure du cristal et progresse de manière irrégulière, édifiant par endroits des golfs profonds qui correspondent à des zones de dissolution maximale. Des fragments d'un même cristal de plagioclase conservent une continuité optique (Fig. V-14). L'observation au MEB montre la présence quasiment constante d'un vide entre les reliques de plagioclase et le carbonate.

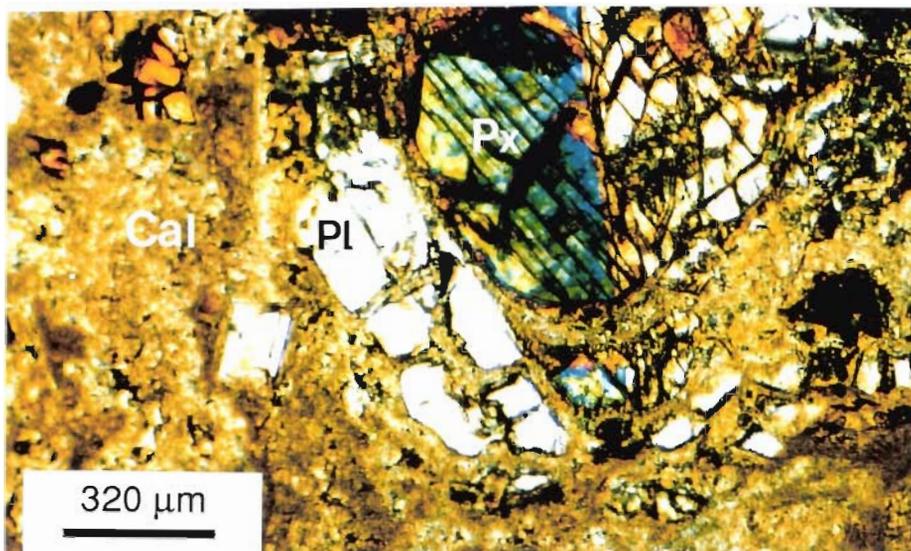


Fig. V-14 : Observation au microscope optique d'un plagioclase (PL) en cours de remplacement par la calcite (Cal).

b- Analyse géochimique

Deux transects ont été réalisés dans la zone de contact entre le plagioclase et la matrice carbonatée. Dans le premier cas, le passage du plagioclase à la calcite est chimiquement discontinu. Sur un autre contact plagioclase-calcite, la zone de transition paraît pétrographiquement diffuse et progressive. Dans le transect chimique, la micrite est riche en SiO_2 (2 et 9 %) et Al_2O_3 (0,45 et 2,75 %) et ces teneurs augmentent en se rapprochant du plagioclase (Fig. V-15). Ce passage n'est pas continu mais montre néanmoins une zone de transition où la calcite est chimiquement impure.

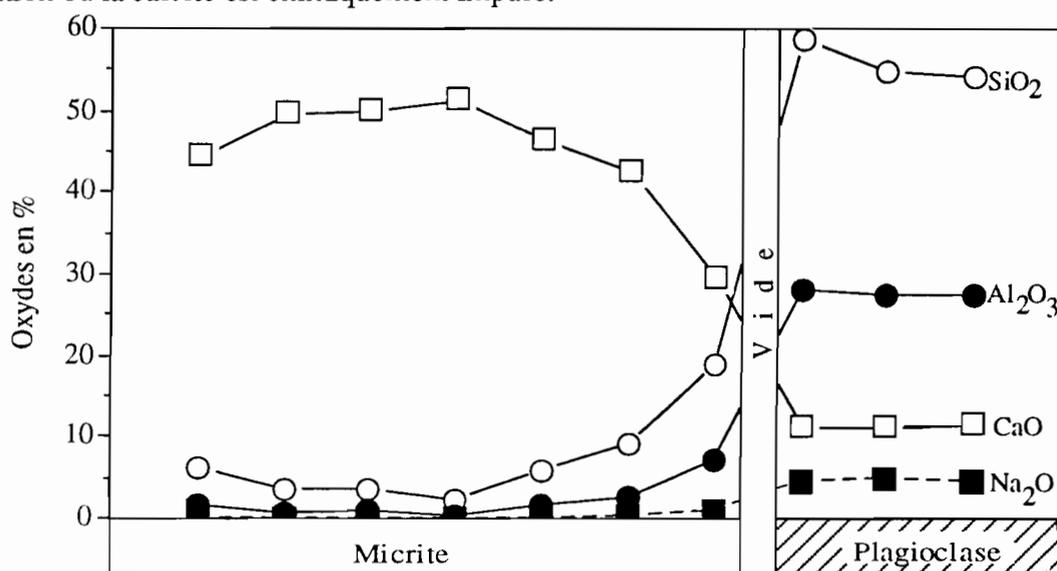


Fig. V-15 : Microanalyses de l'interface plagioclase-micrite.
Le plagioclase est en cours de remplacement par la micrite.

c- Discussion

L'étude pétrographique et géochimique montre que les plagioclases subissent un remplacement direct par la calcite. Dans ces environnements très alcalins, le pH des solutions est voisin du pH d'abrasion des feldspaths (8-9) (Nahon, 1991). Dans ces conditions, les plagioclases s'altèrent par dissolution congruente (aux échelles d'observations effectuées). Cette dissolution et le remplacement par la calcite se fait avec conservation des structures primaires. Ce remplacement, implique un apport externe de 85 % (bilan isovolumétrique) de Ca si le calcium du plagioclase reste sur place. L'absence d'une phase argileuse d'altération intermédiaire serait liée à la différence des vitesses respectives de l'altération et de la calcitisation. La calcitisation serait beaucoup plus rapide que l'altération argileuse.

Dans leur travail, Al Droubi *et al.* (1978 a et b) précisent les conditions de dissolution des plagioclases et leur remplacement par les carbonates. Deux domaines paraissent favorables à ce type de remplacement : le premier correspond aux premiers stades de dissolution congruente des plagioclases dans les eaux chargées en bicarbonates et régulièrement

renouvelables; le second correspondrait à des eaux d'altération du granite très concentrées et très alcalines (pH élevé) favorables à une dissolution congruente des silicates. Dans les deux cas, la dissolution des plagioclases se fait de manière congruente. Cette dissolution intervient en saison humide, alors que la précipitation de la calcite se fait en saison sèche suivante (Halitim *et al.*, 1983). Dans la région de Tazouta, il semble que la première éventualité est la plus probable. En effet, la fréquence des affleurements carbonatés (Lias) fait que l'approvisionnement des solutions en ions bicarbonatés est facilement maintenue. Ceci a été observé dans les eaux de nappe du bassin d'Elhajeb très concentrées en calcium mais surtout en ions bicarbonatés (HCO_3^- , CO_3^{2-}). Des prélèvements effectués en saison sèche et en saison des pluies, montrent la constance du caractère très bicarbonaté et très chargé en calcium de ces eaux.

2- CALCITISATION DES PYROXÈNES

Dans la saprolite cohérente, les pyroxènes sont partiellement altérés en saponite. Celle-ci et le pyroxène relictuel sont séparés par un vide. Dans ce même faciès, cristaux de pyroxènes et saponite d'altération sont soumis à un début de calcitisation. La séquence d'altération smectitique et de calcitisation est alors complète. On trouve ainsi de l'intérieur à l'extérieur une relique de pyroxène, la saponite et enfin la calcite. Saponite et calcite sont séparées par un vide.

Dans la saprolite friable, le contact direct pyroxène sain-calcite est fréquent et souvent franc. Les figures de calcitisation progressives sont rares. La calcitisation est centripète et sans zone de transition entre la calcite et le pyroxène. L'irrégularité de la calcitisation rend les cristaux de pyroxènes fragmentés. Les fragments d'un même cristal montrent une continuité optique (Fig. V-16). Ces fragments sont séparés de la calcite par des vides.

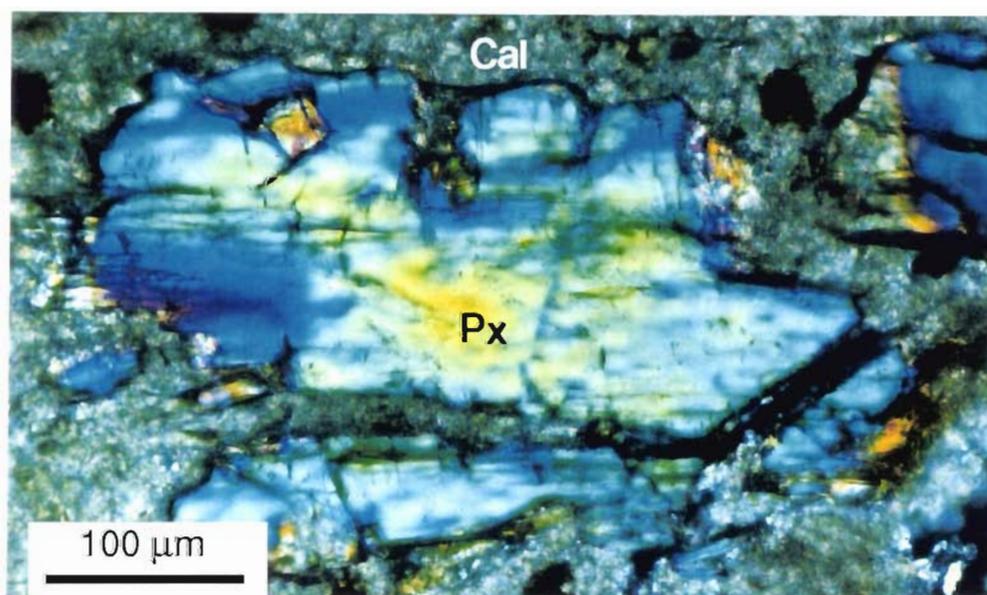


Fig. V-16 : Observation au microscope optique d'un pyroxène (Px) en cours de remplacement par la calcite (Cal).

Pour réaliser les transects chimiques dans la zone de contact pyroxène-calcite, deux cas de figures ont été choisis. Le premier cas montre un contact direct entre la calcite et le pyroxène, alors que dans le second une frange d'altération smectitique du pyroxène sépare celui-ci de la calcite. Dans le premier cas (Fig. V-17a), le pyroxène est une augite. Le passage à la calcite est chimiquement discontinu. Dans le cas où l'argile d'altération persiste, le pyroxène est une pigeonite, et l'argile d'altération une smectite. Dans le transect réalisé depuis le pyroxène jusqu'à la matrice carbonatée, le passage d'un minéral au suivant est chimiquement discontinu (Fig. V-17b).

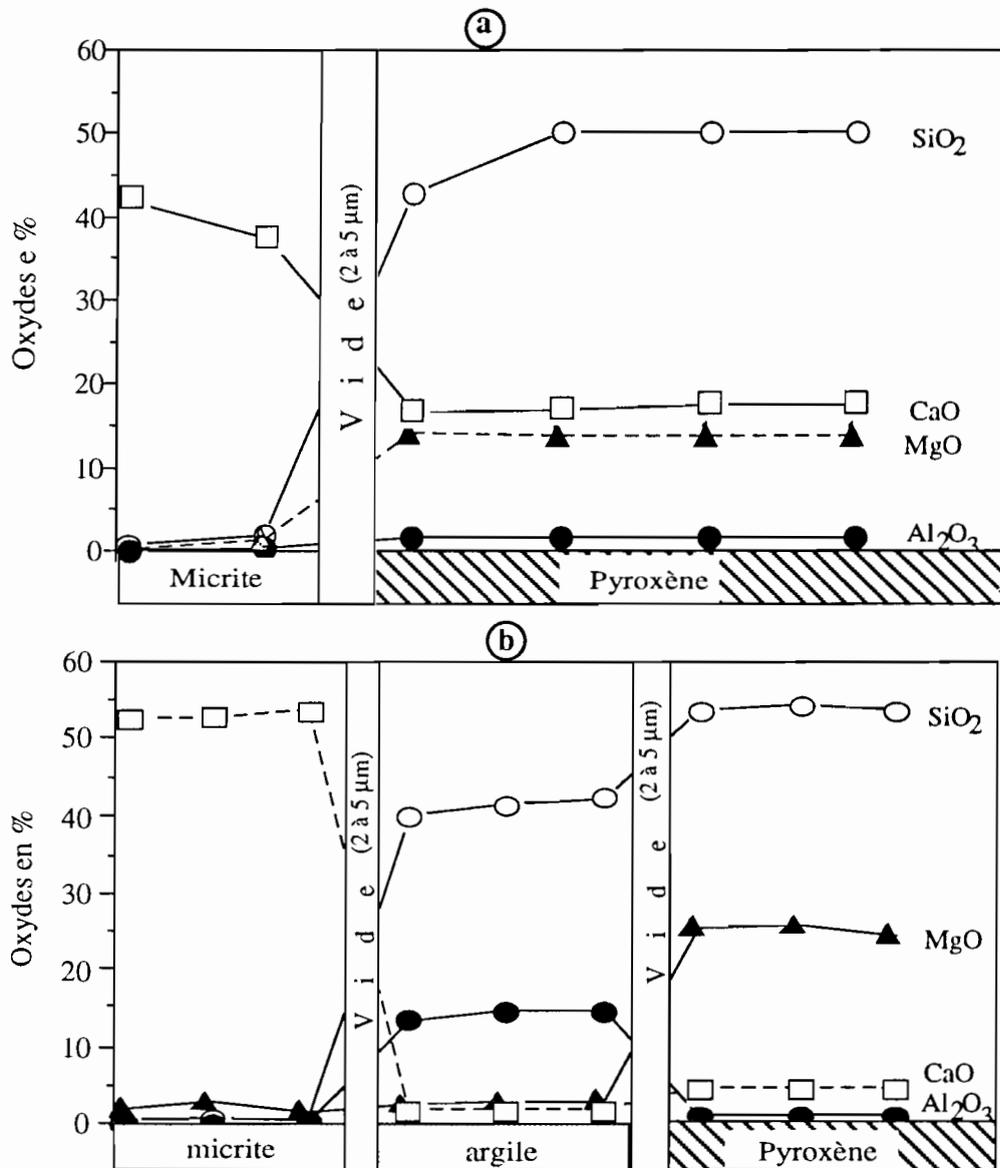


Fig. V-17 : Microanalyses des interfaces de calcitisation des pyroxènes (a) et des pyroxènes et de leur produits d'altération (b).

Dans la saprolite cohérente, la calcitisation des pyroxènes passe par une phase d'altération argileuse. Dans la saprolite friable, la calcite remplace directement le pyroxène. Cette

calcitisation implique un apport externe de 79 % de Ca, en supposant que le calcium du pyroxène soit repris sur place dans la calcite.

On se rend compte, à nouveau, qu'à l'échelle du minéral le front de calcitisation rattrape le front de l'altération smectitique, surtout dans la saprolite friable.

3- DISCUSSION

Dans la calcrète de Tazouta, la superposition de l'altération smectitique et de la calcitisation fait que les deux fronts respectifs se retrouvent à l'échelle du minéral et forment alors une multitude de microenvironnements. Ces microprofils enregistrent l'histoire de l'évolution de chaque minéral primaire.

La transformation des minéraux primaires du basalte en smectite se fait par pseudomorphose parfaite avec conservation des volumes. Vient ensuite la calcitisation qui affecte le minéral primaire et son produit d'altération. Quand cette calcitisation est partielle, les reliques du minéral primaire présentent une continuité optique (conservation des structures et des volumes). Ceci rappelle les caractères d'un remplacement par épigénie. Ce type de transformations a été évoqué dans la formation des calcrètes (Nahon *et al.*, 1975; Nahon, 1976; Millot *et al.*, 1977; Ruellan *et al.*, 1979; Paquet, 1983; Coudé-Gausson & Rognon, 1988; Paquet & Ruellan, 1993). Les argiles fibreuses (sépiolites, palygorskites) décrites par ces auteurs en tant qu'intermédiaires dans les processus d'épigénie correspondent à des smectites dans l'encroûtement de Tazouta. Ceci serait lié à une faible activité de Mg et surtout de Si dans les solutions d'altération (Paquet & Ruellan, 1993). Cette hypothèse est confirmée par l'étude de la chimie des eaux de nappe dans la région d'Elhajeb.

V- CONCLUSION

L'étude macroscopique et microscopique de l'altération et de l'encroûtement des basaltes de Tazouta permet de retenir les points suivants :

- de la base jusqu'au sommet du profil, se développe une accumulation croissante et progressive de carbonates. Ces carbonates, limités à la base du profil aux joints interboules, forment une matrice friable abondante au sommet où le basalte est réduit à des reliques de petite taille;

- dans le profil, les carbonates correspondent à des calcites faiblement magnésiennes (< 4 %), les paramètres de maille de ces calcites ne montrent pas de variations particulières dans le

profil. L'observation microscopique montre la présence de trois types de calcites : la sparite, la calcite en aiguille et la micrite qui forme l'essentiel cette association,

- l'accumulation des carbonates se fait par remplacement épigénique des minéraux silicatés du basalte. Ce remplacement peut passer par une étape intermédiaire d'altération smectitique à la base du profil, ou directe sur le minéral primaire (sommet du profil). La calcite sparitique initialement présente dans le basalte recristallise en micrite;

- l'absence de minéraux argileux caractéristiques des environnements riches en carbonates, telles la sépiolite et la palygorskite, est liée à la pauvreté du basalte en minéraux alumino-magnésiens, mais aussi à la faible activité de Mg et Si dans les solutions;

- les microanalyses chimiques des différentes générations de calcite montrent une abondance des éléments en traces (Si, Mg, ...) dans les calcites secondaires (micrite), par rapport aux calcites primaires (sparite).

Dans le profil de Tazouta, l'altération smectitique des minéraux du basalte et l'accumulation des carbonates induisent des transformations dans les propriétés physiques du basalte telles que la densité et la porosité. L'étude de ces paramètres et de leur évolution dans le profil fait l'objet du paragraphe suivant.

D- ÉTUDE DE LA POROSITÉ DANS LE PROFIL DE TAZOUTA

I- INTRODUCTION-GÉNÉRALITÉS

Le milieu poreux d'une roche est l'ensemble des espaces vides séparant ses constituants minéraux. La nature et l'organisation de ces derniers conditionnent la structure et la morphologie de ce milieu poreux. La porosité d'une roche est définie par le rapport du volume des vides sur le volume total. Cette porosité constitue un paramètre important dans les processus d'altération (circulation des solutions, transfert et accumulation de matière) qui peuvent également la modifier de manière qualitative et / ou quantitative.

Dans une roche, la porosité peut avoir une origine primaire (sédimentation, cristallisation) ou secondaire (altération, diagenèse). Morphologiquement, on distingue les fissures et les pores.

Les fissures sont des vides ayant une dimension très réduite par rapport aux deux autres. La porosité de fissure correspondrait à une réponse de la roche à des contraintes physiques mécaniques ou thermiques (Bousquie, 1979). Elle peut être inter ou intracristalline.

Les pores sont des vides ayant au maximum une dimension plus développée que les autres. Ce type de porosité peut être intraminéral ou interminéral (White & White, 1981).

Si l'on s'intéresse au rôle de l'espace poreux dans la circulation des fluides, on peut distinguer une porosité dite fermée (non connectée) et une porosité ouverte. Cette dernière, correspondant à des fissures ou à des pores interconnectés, est importante dans le cheminement des solutions. En revanche, la porosité non connectée, saturée de manière permanente en fluide (gaz, solution), forme des microenvironnements confinés et plus ou moins fermés (vésicules, fissures tortueuses). Il faut signaler que le caractère ouvert ou fermé d'une même structure porale peut changer au cours du temps.

Dans le profil de Tazouta, l'altération supergène et la carbonatation des basaltes sont tributaires des circulations de solutions météoriques. Ces processus sont donc en rapport direct avec le réseau poreux. D'où l'intérêt d'une étude quantitative et qualitative de la porosité. Nous avons utilisé deux approches complémentaires pour estimer la porosité : les calculs à partir des densités réelles et apparentes et la porosimétrie par injection de mercure.

II- MESURES DE LA POROSITÉ PAR LA MÉTHODE DES DENSITÉS

Les mesures des densités réelles (densité de la phase solide) (ρ_r) ont été faites sur des échantillons bruts et sur des échantillons décarbonatés (**annexe 1**). Pour chaque échantillon, nous avons effectué trois mesures afin d'avoir une moyenne représentative.

Pour les densités apparentes (ρ_{app}) (**annexe 1**), les mesures ont été faites sur des fragments de basalte. Le caractère très friable des carbonates fait que ces fragments renferment peu ou pas de carbonates. Il est donc nécessaire d'introduire un terme correctif tenant compte des teneurs en carbonates. Pour cela, les teneurs en carbonates ont été mesurées par attaque acide et la densité des carbonates a été mesurée sur des petits fragments.

La porosité totale (en %) peut être calculée à partir des densités réelles et apparentes par la formule ci-dessous. L'ensemble des résultats est donné dans le **tableau V-3**.

$$P = \left(\frac{D_r}{D_{app}} - 1 \right) \times 100$$

Tableau V-3 : Densités réelles et apparentes et porosités totales dans le profil de Tazouta.

Faciès	Ech.	Prof. (m)	% CaCO ₃	Composante basaltique seule				Basalte et matrice carbonatée			
				ρ_r	ρ_{app}	P (%)	ϵ %	ρ_r	ρ_{app}	P (%)	ϵ %
basalte	B1	-	-	3,08	2,76	10,24	1,04				
basalte	T1	2,80	5	2,89	2,63	9,00	0,96				
Saprolite	T2	2,60	7,1	2,79	2,54	8,96	1,00				
	T3	2,50	11,3	2,61	2,23	14,56	1,77				
	T4	2,30	24,1	2,56	2,28	10,94	1,33				
	T3b	2,25	-	2,73	2,10	23,08	2,79				
cohérente	T4b	2,20	-	2,69	2,07	23,05	2,83				
	T5	2,10	16,2	2,63	2,06	21,67	2,70				
	T6	2,00	25,1	2,71	2,21	18,45	2,20				
Saprolite friable	T7	1,70	25,3	2,72	2,22	18,38	2,18	2,45	1,71	30,20	4,23
	T8	1,50	37,7	2,79	2,43	12,90	1,46	2,48	1,82	26,81	3,64
	T9	1,30	32,1	2,71	2,46	9,23	1,06	2,55	1,83	28,24	3,76
	T10	1,00	44,1	2,67	2,08	22,10	2,72	2,51	1,64	34,66	4,88
	T11	0,70	47,2	2,67	2,13	20,22	2,46	2,53	1,67	34,19	4,76
	T12	0,50	26,5	2,86	2,52	11,89	1,30	2,52	1,86	26,19	3,49
	T13	0,30	39,7	2,77	2,32	16,25	1,87	2,45	1,76	28,16	3,90
Sol	T14	0,00	10,4	2,35	1,20	48,94	8,24	-	-	-	-
Matrice carbonatée		-	-	2,55	1,20	52,94	8,56	-	-	-	-

1- PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

a- Porosité du basalte et du basalte altéré

Dans un premier temps, on considère uniquement la porosité liée à la composante basaltique. L'échantillon de basalte le moins altéré dans le profil (T1) présente une porosité de 9 %, un autre échantillon de basalte frais prélevé dans la région montre une porosité similaire (10 %). Cette porosité augmente progressivement dans la saprolite cohérente pour atteindre une valeur de 23 % (Fig. V-18). Dans la saprolite friable, la tendance change et la porosité se stabilise voire diminue dans certains échantillons vers des valeurs comparables à celles de la base du profil, exception faite des échantillons T10 et T11 relativement plus poreux (22 et 20 %). Dans le sol, la porosité est maximale et atteint 49 %.

b- Porosité totale des échantillons brutes

Dans un second temps, nous calculons la porosité de la matrice carbonatée pure. Celle-ci est en moyenne de 52,9 %. Dans la saprolite friable, en tenant compte de la porosité et de l'abondance de cette matrice, on peut calculer la porosité globale des échantillons contenant des

carbonates. Il en sort que la porosité globale est d'autant plus élevée que la matrice carbonatée est abondante. Cette porosité atteint un maximum de 34 %.

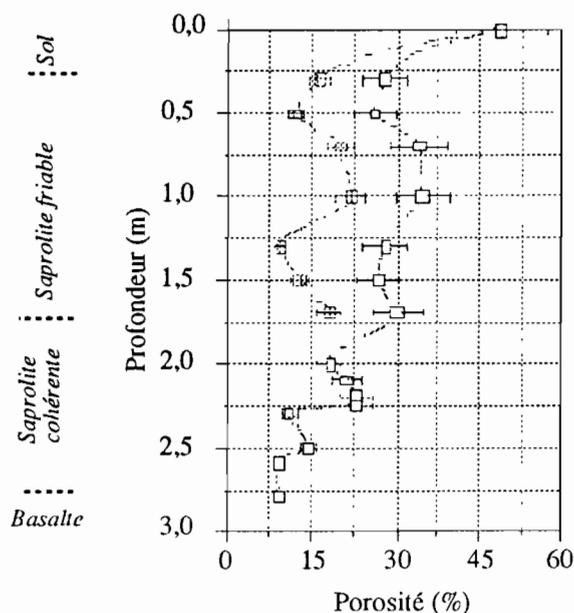


Fig. V-18 : Evolution de la porosité du basalte avec et sans matrice carbonatée dans le profil de Tazouta.

▣ Basalte seul
□ Basalte et matrice carbonatée

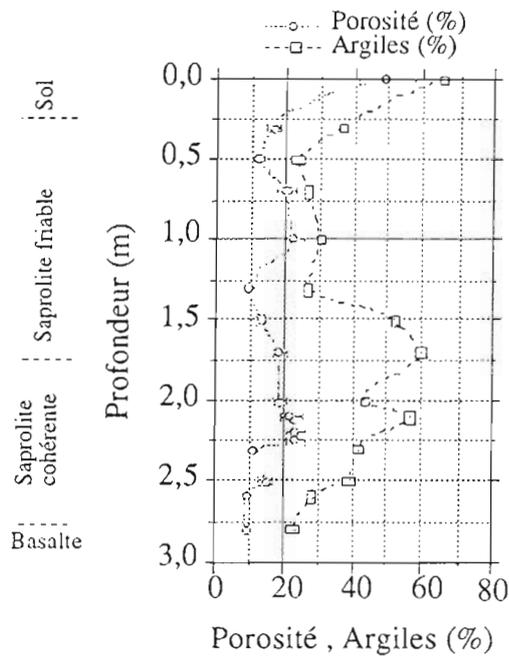
2- DISCUSSION

Dans le profil de Tazouta, la porosité totale d'un échantillon intègre à la fois celle du basalte et celle de la matrice carbonatée.

Dans la saprolite cohérente, la matrice carbonatée étant réduite, l'essentiel de la porosité est attribué à la transformation du basalte. L'évolution de cette porosité est globalement parallèle à celle des teneurs en argiles (Fig. V-19a), et donc à l'intensité de l'altération. En effet, dans la saprolite cohérente, l'altération des pyroxènes se traduit par l'apparition de smectites avec des vides séparant les paquets de feuilles. Ces smectites sont également séparées du pyroxène par un vide plus ou moins continu (Fig. V-19b). Un autre type de porosité est lié à l'altération des plagioclases qui montrent souvent des vides de dissolution (Fig. V-19c).

Dans la saprolite friable, la porosité est globalement attribuée à la matrice carbonatée. Le basalte, peu ou pas altéré, est par contre relativement peu poreux.

L'utilisation de la méthode des densités permet, malgré les incertitudes de mesures (10 % en moyenne), de quantifier la porosité. De plus, la quantification des carbonates permet d'estimer la part approximative de la matrice carbonatée et celle du basalte dans cette porosité totale. Il est cependant difficile de connaître la distribution de la taille de cette porosité, et donc de comprendre son rôle dans l'altération et la carbonatation des basaltes.



a

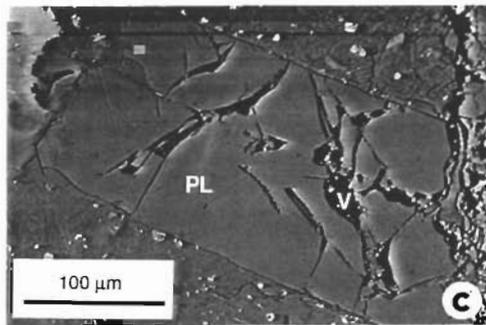
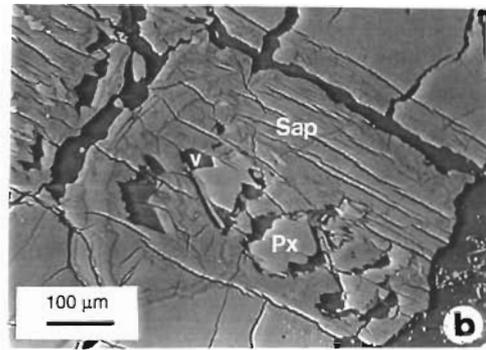


Fig. V-19 : (a) Evolution de la porosité totale et des teneurs en argiles dans le profil de Tazouta, (b) porosité interne aux saponites (Sap) et entre celles-ci et les pyroxènes (Px) et (c) porosité de dissolution des plagioclases (Pl).

III- ETUDE DE LA POROSITÉ PAR INJECTION DE MERCURE

La porosimétrie à mercure permet de quantifier la porosité réellement impliquée dans les processus de circulations des solutions. Elle permet également d'accéder à la distribution des tailles des pores, celles-ci correspondent plutôt aux diamètres d'accès des pores qu'à leur diamètre réels.

1- RAPPEL

La porosimétrie par injection de mercure est une méthode indirecte de mesure de la porosité. Elle consiste à faire pénétrer du mercure, dans un échantillon préalablement dégazé, en exerçant des pressions croissantes. Plus la pression appliquée est élevée, plus la taille des pores atteinte par le mercure est petite.

La loi reliant la pression à la porosité a été établie en 1921 par Washburn en se basant sur la loi de Young-Laplace sur les pressions capillaires, en considérant des pores cylindriques :

$$P = \frac{(4 \sigma \cos \theta)}{D} = \frac{(2 \sigma \cos \theta)}{r} \quad (1)$$

P : pression appliquée (MPa)
 θ : angle de raccordement du ménisque mercure-vapeur de mercure à la paroi
 r : rayon du pore atteint par le mercure à la pression P
 D : diamètre du pore rempli par le mercure
 σ : tension superficielle du mercure et de sa vapeur

L'angle de raccordement du mercure sur une surface solide est supérieur à celui de toute autre liquide (Fig. V-20). Il est donc défini comme liquide non mouillant et en absence de pression, le mercure ne pénètre pas dans les pores. Sa pénétration dans les pores nécessitera ainsi des pressions suffisamment élevées pour annihiler les forces de résistance liées à la tension de surface et l'angle de contact qui s'y opposent.

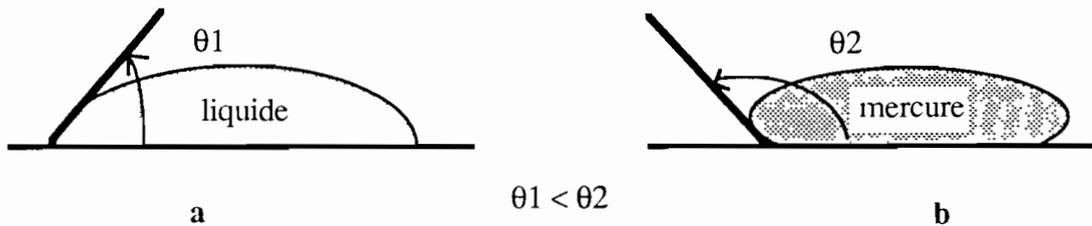


Fig. V-20 : Angles de raccordement d'un liquide mouillant (a) et du mercure (b) à une surface solide.

L'injection du mercure se fait dans un échantillon dont le poids et le volume sont connus. Cette injection doit être réalisée en régime isotherme (afin de ne pas modifier les caractéristiques du mercure). Les pressions appliquées vont de 0,001 MPa à 150 MPa, ce qui correspond à des diamètres d'accès allant de 1500 μm à 0,01 μm . La porosimétrie à mercure permet d'accéder à la porosité ouverte (fonctionnelle), qui est l'ensemble de la porosité accessible au mercure. Une partie de cette porosité ouverte, égale au volume de mercure restant piégé dans la roche après retour à la pression atmosphérique, est dite porosité piégée. Ce piégeage du mercure est lié à la présence d'étranglements ou "phénomène de bouteille d'encre" favorisant la rupture de la continuité du mercure (Wardlaw & Mac Kellar, 1981; Pavone, 1982).

2- PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Habituellement, les résultats sont présentés sous forme de spectre ou de courbe cumulée de porosité (Fig. V-22). Le spectre de porosité étant la dérivée de la courbe de porosité. Les résultats sont donnés dans le **tableau V-4**.

a- Porosité ouverte et porosité piégée

L'ensemble des résultats des échantillons étudiés est présenté dans le tableau 8. Pour les échantillons de basalte les plus frais, la porosité totale est de 9,78 et 9,67 % dont 78 % correspond à une porosité piégée.

Dans la saprolite cohérente, cette porosité augmente et atteint 21,84 % dans l'échantillon Tz3b. Dans cette porosité, la part de la porosité piégée augmente par rapport au basalte frais et atteint 92 %. Dans ce faciès, les échantillons renfermant des carbonates présentent des porosités élevées (39 %) et une faible part de la porosité piégée (42 %).

Dans la saprolite friable, mis à part l'échantillon Tz11 très poreux (22,31 %), les valeurs de la porosité (8 à 13 %), sont comparables aux mesures obtenues sur le basalte et à la base de la saprolite cohérente. La porosité piégée est également proche de celle du basalte frais (78 %). La matrice carbonatée montre des porosités variables mais toujours très élevées (38,7; 37,6 et 51,9 %). 48 à 57% de cette porosité correspondent à de la porosité piégée.

Dans le sol, la porosité ouverte est importante et représente 50,28 %.

Tableau V-4 : Porosité ouverte et porosité piégée des différents faciès du profil de Tazouta.

Faciès	Echantillon	Prof (m)	ρ_{app} (mesuré)	ρ_{app} (mercure)	Porosité % (par densités)	Porosité % (mercure)	Porosité piégée %
basalte	B1	-	2,76	2,58	10,24	9,78	7,78 (79 %)
basalte	Tz1	2,80	2,63	2,69	9,00	9,67	7,56 (78 %)
saprolite cohérente	Tz2	2,60	2,54	2,59	8,96	11,82	10,24 (86 %)
	Tz3b	2,25	2,10	2,25	23,08	21,84	20,13 (92 %)
	Tz3bm	2,25	-	1,66	-	39,11	16,39 (41 %)
	Tz4b	2,20	2,07	2,41	23,05	15,67	13,21 (84 %)
saprolite friable	Tz9	1,30	2,46	2,51	9,23	13,43	10,5 (78 %)
	Tz11	0,70	2,13	2,12	20,22	22,31	-
	Tz12	0,50	2,52	2,77	11,89	5,39	3,8 (71 %)
	Tz13	0,30	2,32	2,66	16,25	8,24	-
Sol	Tz14	0,00	1,2	1,34	48,9	50,28	-
matrice carbonatée	MSF	1,70	1,20	1,20	52,94	38,70	22,37 (57 %)
	Tz8 (carb)	1,50	-	1,58	-	37,57	-
	Tz11 carb	0,70	-	1,24	-	51,94	-

NB : Tz3bm = basalte + carbonate

b- Comparaison des porosités mesurées par méthode des densités et par injection de mercure

Les porosités calculées par la méthode des densités et par injection de mercure montrent une bonne concordance. En effet, aux incertitudes de la méthode des densités près, ces deux

approches sont très comparables et présentent une bonne corrélation (Fig. V-21). Logiquement, les calculs à partir des densités donnent la porosité totale réelle. En revanche, la porosimétrie par injection de mercure est limitée à la partie de la porosité accessible au mercure, et qui correspond à la porosité ouverte (fonctionnelle). L'écart entre ces deux porosités constitue la porosité fermée. Cette porosité fermée n'est pas systématiquement observée dans les échantillons de basalte altéré. Ceci serait lié aux incertitudes faites sur les mesures de densités. En effet, les densités apparentes mesurées par les deux méthodes (paraffine, porosimétrie à mercure) présentent de légères différences. En revanche, dans la matrice carbonatée, cette porosité fermée est importante (14,24 %). Vu la petite taille des échantillons (centimétriques) utilisés pour les mesures porosimétriques, c'est essentiellement l'hétérogénéité du basalte qui provoque les écarts aléatoires entre les valeurs de porosités mesurées par la méthode des densités et par injection de mercure.

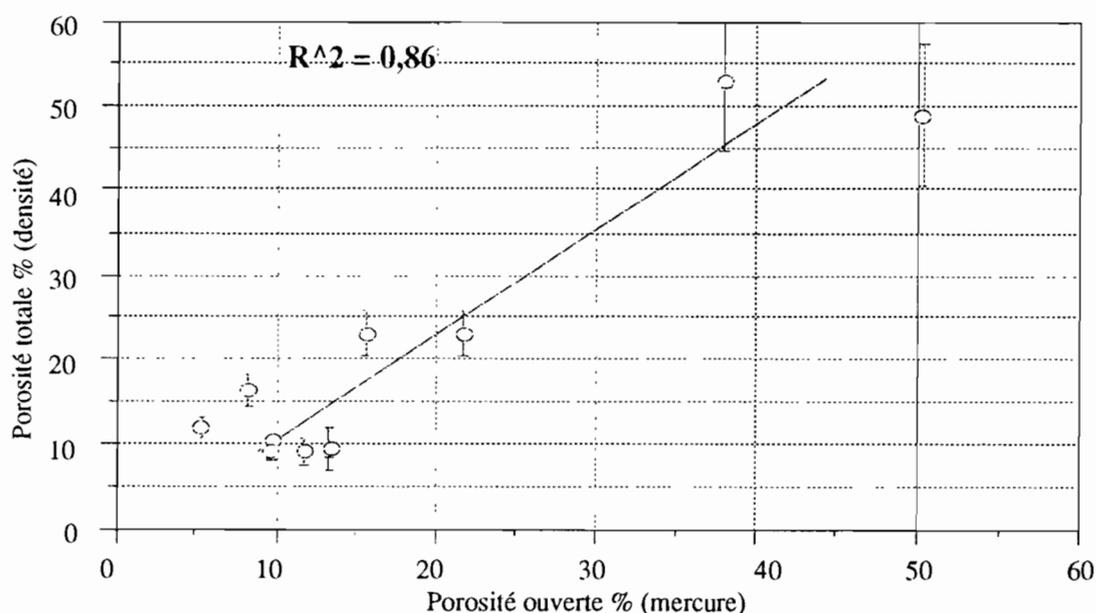


Fig. V-21 : Corrélation entre porosité totale (densité) et porosité ouverte (mercure).

c- La macro, la méso et la microporosité

Le seuil de coupure entre la macroporosité et la microporosité est loin de faire l'unanimité dans la littérature. Pour ne citer que quelques exemples de cette divergence, cette limite a été placée arbitrairement à 1 μm (Bousquié, 1979; Dessandier, 1995), à 4 μm (Dekayir, 1994) et à 7,5 μm (Caye *et al.*, 1970). Dans ce travail, nous avons estimé judicieux de considérer 3 classes de porosités ouvertes : la macroporosité (diamètre d'accès > 10 μm), la mésoporosité (0,1 μm < diamètre d'accès < 10 μm) et la microporosité (diamètre d'accès < 0,1 μm). Les données concernant ces porosités sont présentées dans le **tableau V-5**.

Tableau V-5 : Répartition de la porosité totale entre macro, méso et microporosité.

Faciès	Echantillon	Porosité ouverte	porosité < 10 µm	0,1 µm < porosité < 10 µm	porosité < 0,1 µm
basalte basalte	B1	9,78	1,28 (13 %)	4,54 (46 %)	3,96 (40 %)
	Tz1	9,67	1,26 (13 %)	4,60 (47 %)	3,81 (39 %)
sapolite cohérente	Tz2	11,82	3,20 (27 %)	5,20 (44 %)	3,42 (28 %)
	Tz3b	21,84	9,45 (43 %)	8,67 (39 %)	3,72 (17 %)
	Tz3bm	39,11	4,34 (11 %)	26,98 (68 %)	7,79 (19 %)
	Tz4b	15,67	5,54 (35 %)	6,78 (43 %)	3,35 (21 %)
sapolite	Tz9	13,43	1,63 (12 %)	8,29 (61 %)	3,51 (26 %)
	Tz11	22,31	4,58 (20 %)	16,35 (73 %)	1,38 (6 %)
	Tz12	5,38	0,22 (4 %)	1,3 (24 %)	3,86 (72 %)
friable Sol	Tz13	8,24	0,39 (4 %)	5,62 (68 %)	2,28 (27 %)
	Tz14	52,28	26,34 (52 %)	13,54 (27 %)	10,4 (21 %)
matrice carbonatée	MSF	38,70	10,71 (27 %)	27,99 (72 %)	0,00
	Tz8 (carb)	37,57	9,36 (25 %)	24,22 (64 %)	3,98 (10 %)
	Tz11 carb	51,94	7,51 (14 %)	33,71 (65 %)	10,72 (20 %)

NB : les valeurs entre parenthèses représentent le pourcentage de la classe de porosité considérée par rapport à la porosité ouverte; Tz3bm = basalte + carbonate

α- Le basalte frais

Dans le basalte frais, la macroporosité est réduite (1,27 %) et ne représente que 13 % de la porosité totale. Elle est représentée par une famille de pores de diamètre centré sur 240 µm (**Fig. V-22**). La mésoporosité (4,55 %) représente 46 % de la porosité totale, elle est représentée par 3 familles de pores à diamètres centrés sur 6 à 8, 1,9 et 0,5 µm. La microporosité représente 40 % de la porosité totale. D'après l'allure du spectre de porosité (spectre de porosité croissant vers les petits diamètres d'accès), elle doit être représentée par une famille de pore à diamètres d'accès inférieurs à 0,01 µm.

β- La saprolite cohérente

Dans la saprolite cohérente, comparativement au basalte, la macro et la mésoporosité augmentent et atteignent respectivement de 3 à 9 et de 5 à 8 %, alors que la microporosité demeure inchangée (3 %). Mais en terme de distribution relative de ces différentes classes de porosités, il apparaît que la mésoporosité représente comme dans le basalte 40 % de la porosité totale. Elle est dominée par une famille de pores à diamètres centrés sur 7,5 µm (**Fig. V-23a**). En revanche, la part de la macroporosité dans la porosité totale devient importante (27 à 43 %) alors que celle de la microporosité diminue (17 à 28 %). La macroporosité est dominée par des pores à diamètres d'accès de l'ordre de 20 µm. Les croissances de la courbe et du spectre de la microporosité vers les petits diamètres d'accès (< 0,02 µm) montrent la présence d'une microporosité en dehors du spectre étudié (à diamètre d'accès à 0,01 µm).

Dans l'échantillon où basalte et carbonates sont mélangés (Tz3bm), la mésoporosité (68 %) domine la macroporosité (11 %) et la microporosité (19 %). Cette mésoporosité est représentée par une famille de pores à diamètres d'accès centrés sur 0,8 µm (**Fig. V-23b**).

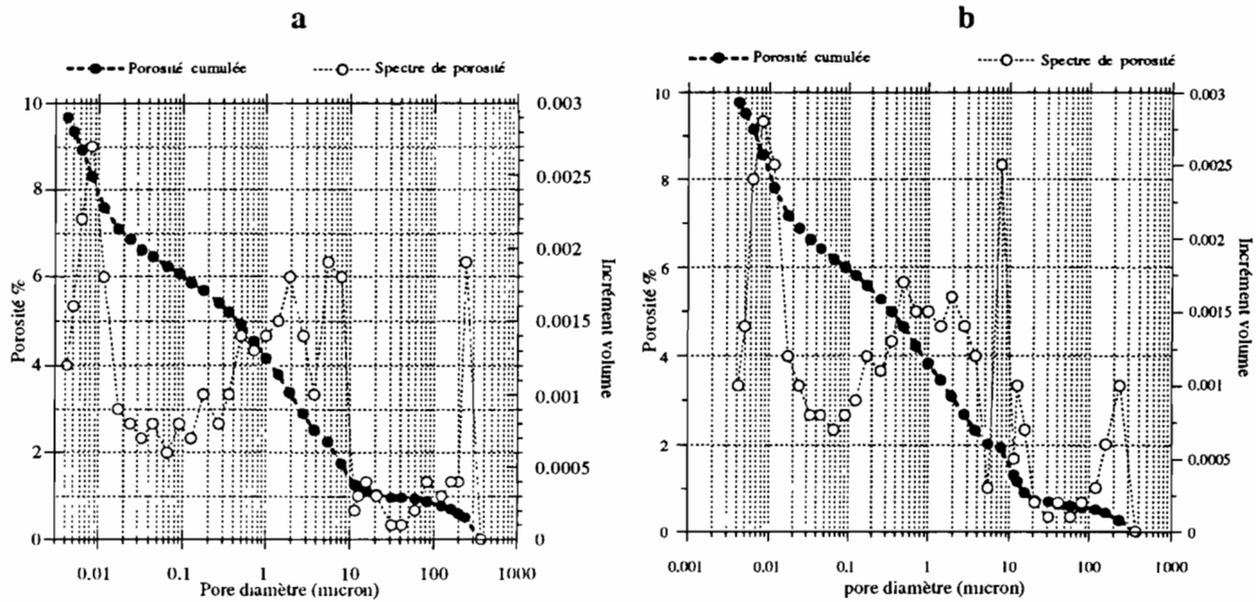


Fig. V-22 : Spectres et courbes de porosité du basalte frais. a: Tz1 et b: B1

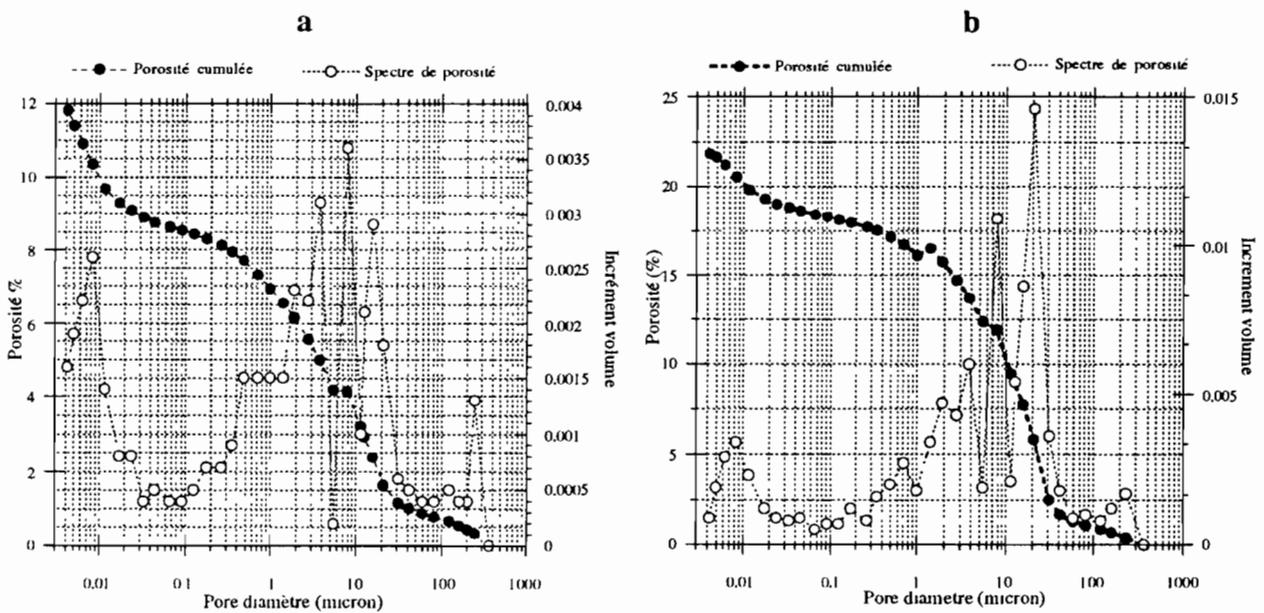


Fig. V-23 : Caractéristiques porales des échantillons de la saprolite cohérente.
a : échantillon Tz2 ; b : échantillon Tz3b

γ - La saprolite friable

* Composante basaltique

Dans la composante basaltique, la macroporosité est faible (0,4 à 4,5 %) et représente moins de 20 % de la porosité totale. Comme dans le basalte frais, cette macroporosité est représentée par une famille de pores à diamètres centrés sur 250 μm (Tz9) (Fig. V-24a) ou 15 μm (Tz11) (Fig. V-24b). La microporosité (1 à 3 %), indiquée par un petit pic autour de 0,01 μm , ne varie pas relativement à la saprolite cohérente. En revanche, la mésoporosité comprise

entre 5 et 16 % représente 61 à 73 % de la porosité totale. Ce taux est le plus élevé du profil. La mésoporosité comprend des pores de diamètres compris entre 10 et 0,1 μm (Fig. V-24c).

** Composante carbonatée*

Dans la matrice carbonatée, la macroporosité est faible. Elle est comprise entre 7 et 10 % et représente 14 à 27 % de la porosité totale. La microporosité ne dépasse pas 10 %, soit 20 % de la porosité totale. En revanche, la mésoporosité (comprise entre 24 et 33 %) représente 64 à 72 % de la porosité totale. Elle est dominée par une famille de pores de 8 à 10 μm de diamètre (Fig. V-25). Des familles de pore de diamètres de 2 à 4 μm et de 0,4 μm sont aussi présentes.

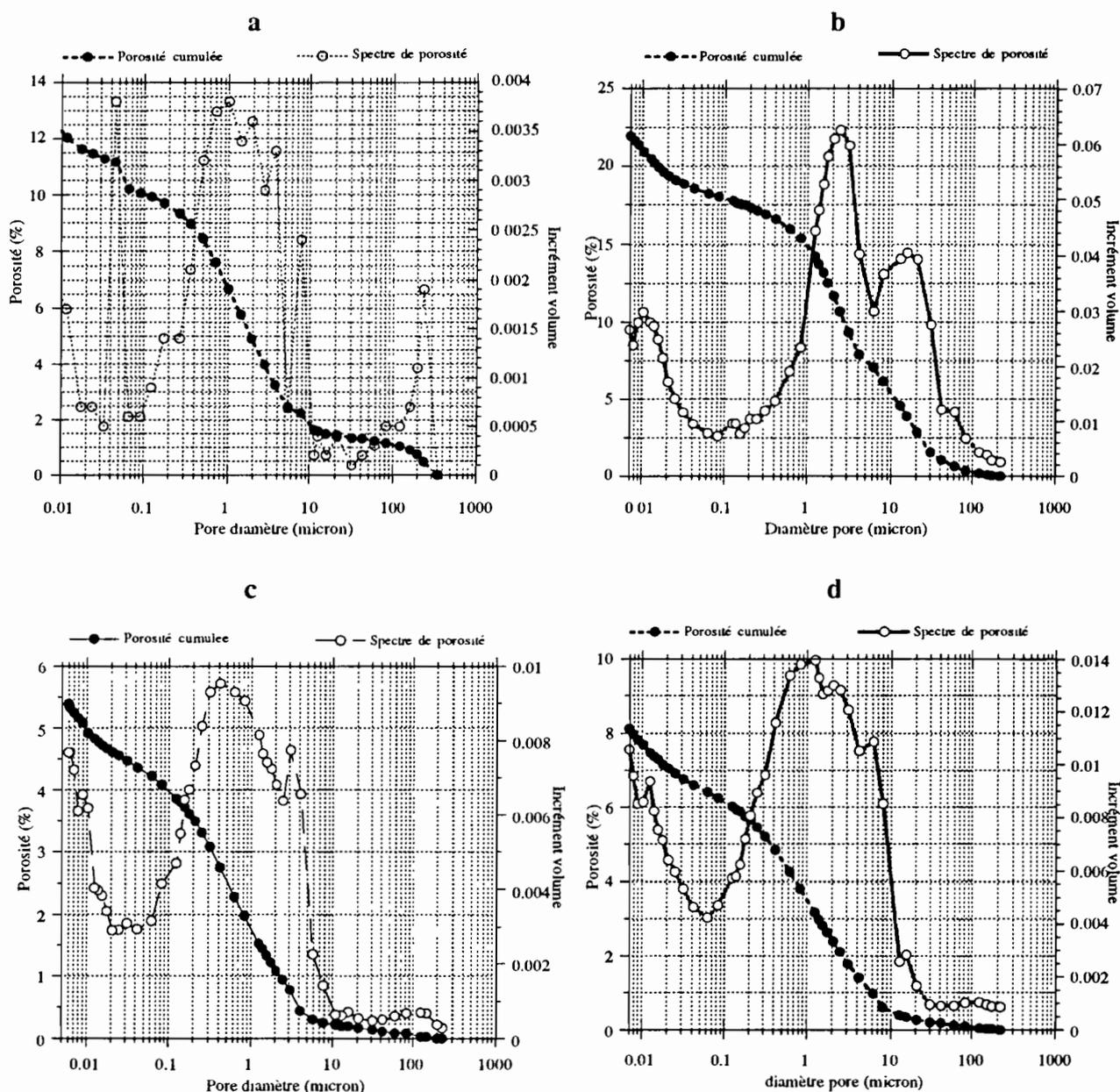


Fig. V-24 : Caractéristiques porales des échantillons de basalte de la saprolite friable.

a : échantillon Tz9, b : échantillon Tz11, c : échantillon Tz12, d : échantillon Tz13

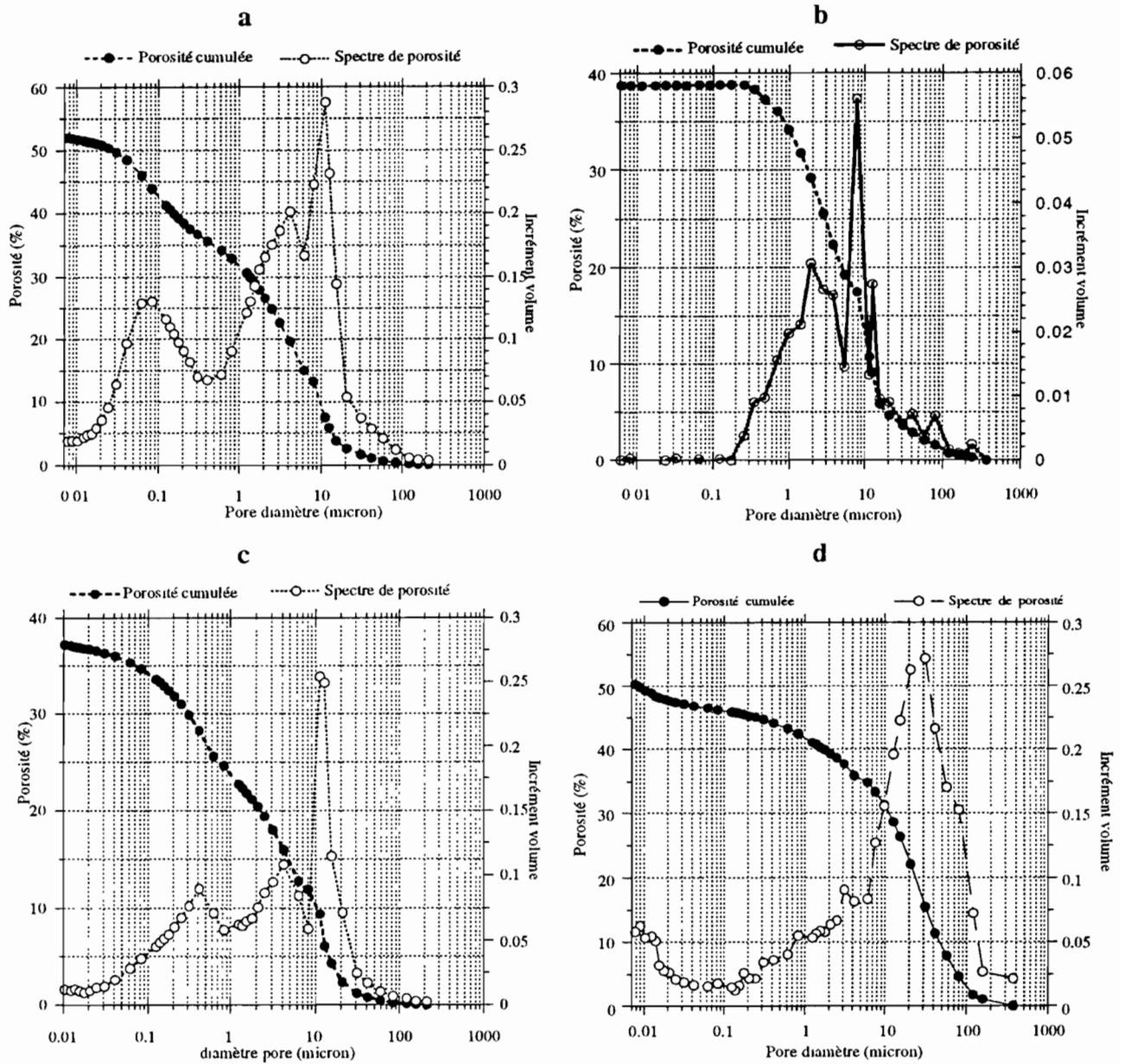


Fig. V-25 : Caractéristiques porales des échantillons de la matrice carbonatée (a, b et c) et du sol (d).
 a : Tz11, b : msf, c : Tz8

δ- Le sol

Dans le sol, la porosité est essentiellement contrôlée par la macroporosité (52 %). Elle est représentée par une famille de pores à diamètres centrés autour de 20 à 30 μm (Fig. V-25d). Le reste de la porosité est partagé équitablement entre la méso et la microporosité.

d- Conclusion

Dans le profil de Tazouta, la porosité totale augmente du basalte à la saprolite cohérente pour diminuer dans la saprolite friable. Une grande partie (plus de 75 %) de cette porosité correspond à de la porosité piégée.

Dans le basalte, l'essentiel de la porosité est partagé entre la micro (40 %) et la mésoporosité (46 %). Dans la saprolite cohérente, la macroporosité augmente mais avec une diminution du diamètre modal (de 250 μm à 15-20 μm), la mésoporosité étant inchangée. Dans la saprolite friable, le pourcentage (< 20 % de la porosité totale) et les diamètres modaux (250 μm et 15 μm) de la macroporosité rappellent ceux du basalte. La mésoporosité étant la plus abondante (plus de 61 % de la porosité totale), elle est représentée par une gamme de pores à diamètres compris entre 10 et 0,1 μm .

La matrice carbonatée est dominée par la mésoporosité (plus de 64 % de la porosité totale). Celle-ci est représentée par trois familles de pores à diamètres d'accès centrés sur 8-10; 2-4 et 0,4 μm .

3- DISCUSSION

a- Le basalte frais

Les porosités voisines de 10 % mesurées dans le basalte sont élevées pour un basalte frais. Elles sont liées à une fissuration inter-cristalline (macroporosité) (**Planche V-7, photo a**) et intra-cristalline (mésoporosité) (**Planche V-7, photo b**). Cette dernière est mieux perceptible dans les macrocristaux de pyroxènes souvent très fracturés. A cela se rajoute une porosité liée aux minéraux primaires, cette porosité peut atteindre 2 % en volume dans les plagioclases (Montgomery & Grace, 1975). L'importance de la porosité piégée (79 %) est liée à la tortuosité des fissures et à la présence d'étranglements (**Planche V-7, photo c**) empêchant le retrait de tout le mercure après diminution de la pression. En revanche, toute la porosité correspond à une porosité ouverte (égalité des porosités par méthode des densités et par injection de mercure), ceci s'explique par l'âge ancien du basalte (Trias). En effet, les structures vésiculaires, liées au dégazage de la lave, qui forment la porosité fermée dans les basaltes d'âges récents (Macaire *et al.*, 1990, Dekayir, 1994) sont colmatées par des produits argileux ou argilo-siliceux (hydrothermale) visibles en lames minces (**Planche V-7, photo d**).

b- La saprolite cohérente

Dans la saprolite cohérente, deux processus contrôlent le spectre poral :

- les transferts de matière (argiles et carbonates) colmatent partiellement la macroporosité (grandes fissures) (**Planche V-8, photo a, b et c**) dont le diamètre modal passe de 250 μm à 15-20 μm . Ce colmatage augmente la tortuosité du réseau fissural et est responsable de l'augmentation de la porosité piégée (85 à 92 %) dans ce faciès (**Planche V-8, photo a**). Ce qui expliquerait l'augmentation de la macroporosité représentée par les pores à diamètres de 15-20 μm au dépens des pores à diamètres de 250 μm . L'augmentation de la porosité piégée durant les premiers stades de l'altération est rapportée dans la littérature (Géraud, 1991)

Planche V-7 : Milieu poreux du basalte.

a et b : Macroporosité fissurale dans le basalte frais.

c : exemple de tortuosité fissurale augmentant la porosité piégée du basalte frais.

d : remplissage argileux des vésicules dans le basalte frais.

PLANCHE V-7

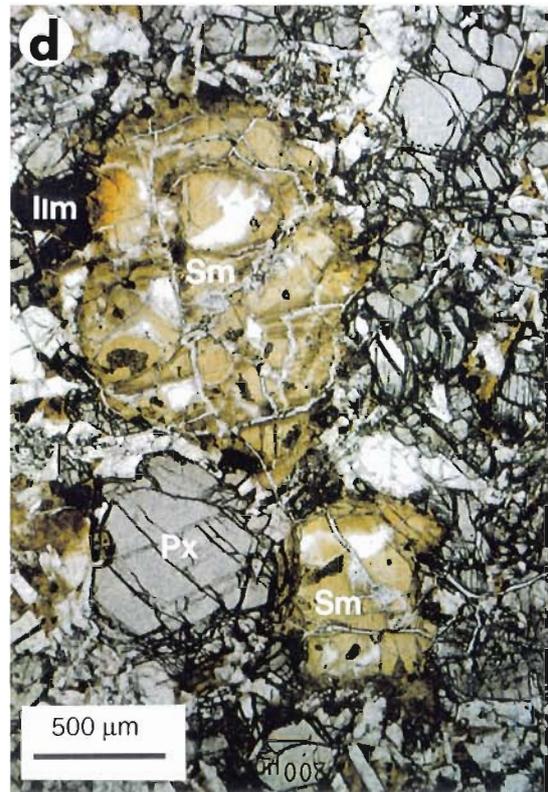
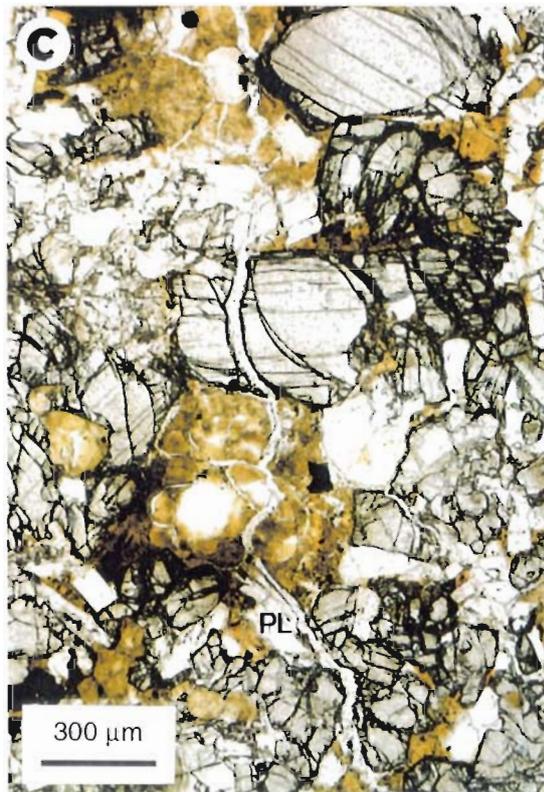
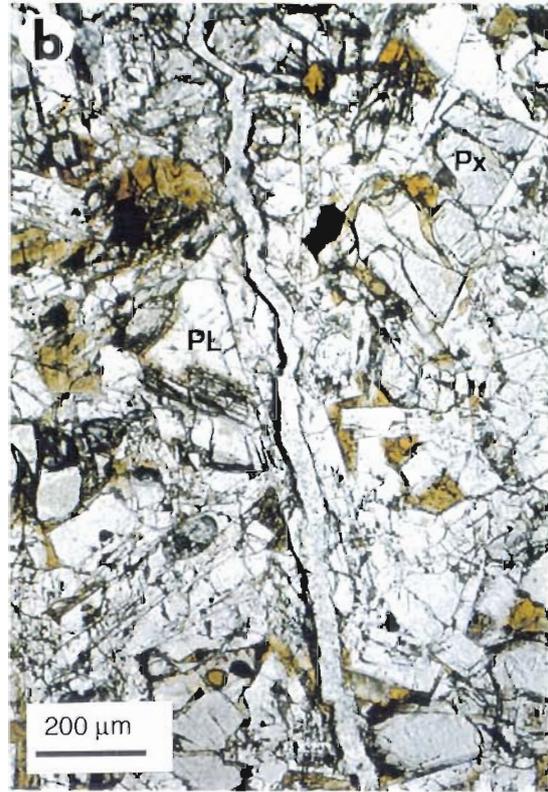


Planche V-8 : Milieu poreux de la saprolite cohérente.

a : Colmatages partiel des fissures par des argiles de transfert dans la saprolite pouvant provoquer une augmentation de la tortuosité fissural (porosité piégée).

b et c : Remplissage totale des fissures par des argiles et fermeture partielle de la macroporosité.

PLANCHE V-8

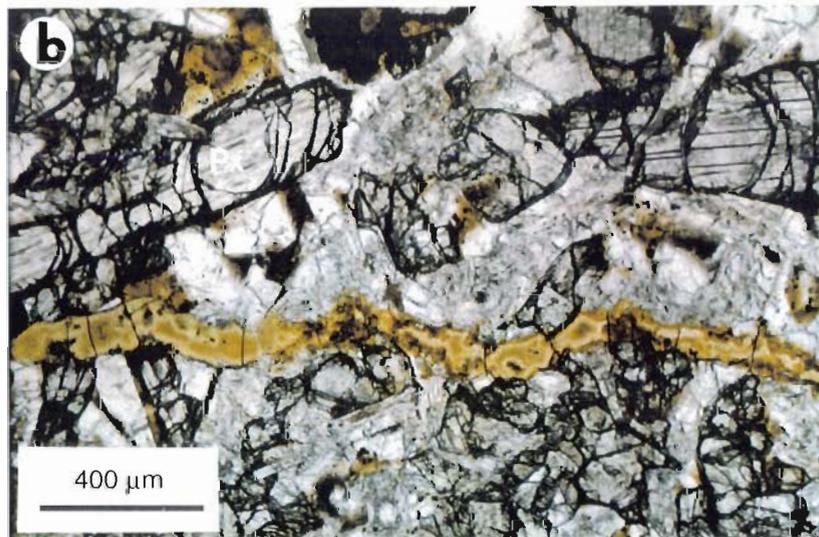
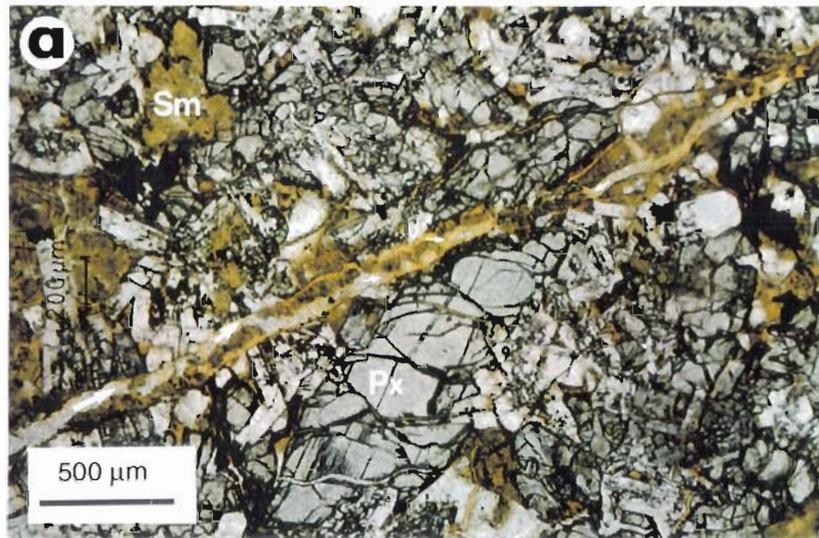


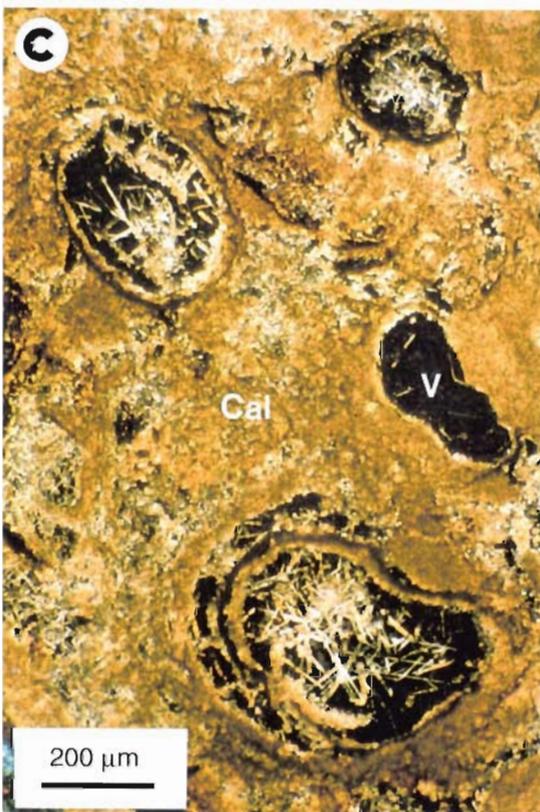
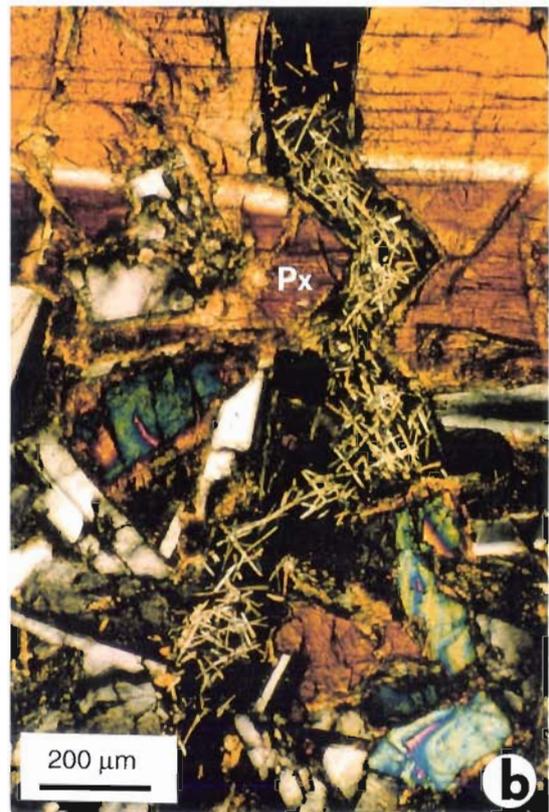
Planche V-9 : Milieu poreux de la sapolite friable.

a et b: Remplissage inter et intraminéral des fissures par les aiguilles de calcite et par de la micrite.

c : Porosité liée à la dégradation des racines.

d : Exemple de vide séparant la matrice micritique et les minéraux silicatés (ici une saponite issue de l'altération des pyroxènes).

PLANCHE V-9



- Le début de l'altération des minéraux primaires, surtout des pyroxènes, permet l'ouverture d'une mésoporosité. Dans le cas présent, cette porosité est liée d'une part à la structure interne du matériel argileux secondaire (amas de feuillets), et d'autre part aux contacts entre le minéral primaire précurseur et le produit secondaire (**Fig. V-19b**) et entre ce dernier et la matrice carbonatée. En effet, la différence de plasticité entre les argiles et les minéraux primaires fait que lors des cycles de dessiccation-humectation, se créent des vides de retrait autour des des minéraux primaires relictuels. Un autre type de porosité est lié à l'altération des plagioclases qui développent des vides de dissolution (**Fig. V-19c**).

La présence de la matrice carbonatée augmente la porosité totale et diminue la porosité piégée des échantillons dans ce faciès. Cette augmentation concerne beaucoup plus la mésoporosité et, à un degrés moindre, la microporosité. La macroporosité est faible, et ne représente que 11 % de la porosité totale. Ces modifications peuvent s'expliquer par un colmatage partiel de la macroporosité du basalte par les carbonates (micrite et aiguilles de calcite).

c- La saprolite friable

Les échantillons de basalte sont moins poreux dans la saprolite friable. Ceci est en accord avec les observations pétrographiques qui montrent un degré d'altération moins avancé que dans la saprolite cohérente. Mis à part l'échantillon Tz11, relativement plus altéré et donc plus poreux, les échantillons de ce faciès rappellent ainsi les caractéristiques macro et microporales du basalte. Seule leur mésoporosité les différencie. Celle-ci est élevée. Elle est liée au début de la dissolution congruente des plagioclases et des pyroxènes dans ce faciès. Ce changement dans l'intensité et le type d'altération des minéraux primaires, de la saprolite cohérente à la saprolite friable, est lié à la présence et à l'abondance des carbonates qui rendent les conditions plus alcalines.

Dans la saprolite friable, l'abondance de la matrice carbonatée (plus de 50 %), de faible consistance et très poreuse, rend ce faciès également très poreux. Les rapports texturaux entre ces deux composants font que dans un premier temps, la matrice carbonatée (micrite et aiguilles de calcite) remplit la porosité du basalte qu'elle modifie (augmentation de la mésoporosité) (**Planche V-9, photo a et b**), puis progresse et remplace les minéraux primaires du basalte dans un second temps. Au cours de ce remplacement, deux types de porosités (micro et mésoporosité) vont se créer (**Planche V-9, photo c**) : (1) une porosité texturale (intercristaux et interagrégats) au sein de la matrice micritique elle-même (texture flottante) et (2) une porosité structurale matérialisée par un vide continu séparant le minéral primaire et la micrite et par les vides laissés par les racines (**Planche V-9, photo d**). La création de tels vides a été montrée dans les remplacement épigéniques des minéraux silicatés par la calcite (Wang *et al.*, 1994). C'est donc, à partir de ces vides que la dissolution du minéral

primaire va progresser. De plus, cette matrice joue un rôle important dans l'abondance de la porosité piégée des échantillons. En effet, les échantillons où les composantes basaltique et carbonatée sont associées présentent des porosités piégées comprises entre 45 et 55 %, plus faibles que celles des échantillons à composante basaltique seule (plus de 70 %). Ceci est lié aux faibles pourcentages de porosité piégée dans la matrice carbonatée (< 55 %), comparables à ceux rapportés par Verrecchia (1994) pour des carbonates de croûtes zonaires. Toutes ces modifications entraînent une augmentation de la perméabilité de la saprolite friable riche en carbonates. Ce qui facilite la circulation des solutions et donc la progression la carbonatation du basalte dans ce faciès.

d- Le sol

Dans le sol, la porosité est dominée par une macroporosité de 20-30 μm . Cette porosité correspond aux espaces interagrégats argileux formant le sol. Le spectre et la courbe de porosité vers les faibles diamètres montrent qu'une partie de la microporosité n'est pas saturée par le mercure. Cette porosité correspondrait à la porosité interne aux argiles.

Le caractère très macroporeux donc perméable de ce sol permet ainsi un transit facile des solutions vers la saprolite friable.

e- Conclusion

Dans le profil de Tazouta, l'altération des minéraux primaires dans la saprolite cohérente permet l'ouverture de la mésoporosité. Les transferts de matière dans ce faciès colmatent partiellement la macroporosité dont le diamètre modal passe de 250 μm à 15-20 μm . La porosité piégée est importante et elle augmente avec l'altération du basalte dans la saprolite cohérente. Cette porosité piégée est diminuée par la présence de carbonates. Dans la saprolite friable, la dissolution congruente des minéraux primaires et leur remplacement par la micrite maintient toujours une mésoporosité importante comparable à celle de la saprolite cohérente, mais crée aussi une microporosité importante et diminue la porosité piégée. Ceci renforce un mode de circulation lent des solutions dans le faciès, et entraîne une généralisation de l'imprégnation du matériel basaltique en cours de carbonatation. Ceci est favorisé par une grande perméabilité du sol surmontant l'encroûtement.

IV- CONCLUSION

De l'étude porosimétrique du profil de Tazouta se dégagent les conclusions suivantes :

- les résultats comparés de porosité mesurée par la méthode des densités et de porosité mesurée par injection de mercure montrent un léger effet d'hétérogénéité du basalte sur la mesure de la porosité par injection de mercure;

- La présence de fissures provoque une macroporosité (diamètre d'accès à 250 μm) du basalte;

- dans la saprolite cohérente, la porosité totale et la porosité piégée augmentent par altération des minéraux du basalte. Dans ce faciès, les produits de transferts argileux et carbonatés entraînent une fermeture partielle de la macroporosité. La présence de carbonates dans certains échantillons augmente la porosité totale et diminue la porosité piégée;

- dans la saprolite friable, le basalte *sensu stricto* présente des porosités comparables à celles du basalte frais et de la base de la saprolite cohérente. Cependant, la présence d'une matrice carbonatée abondante très poreuse et d'une faible porosité piégée donne à ce faciès un caractère très microporeux mais accessible aux solutions (porosité ouverte), ce qui favorise une généralisation des circulations et donc de la carbonatation;

- dans le sol, la porosité totale est importante et est dominée par une macroporosité de 20-30 μm . Ce sol n'isole donc pas l'encroûtement des circulations de surface qui peuvent transiter facilement.

E- DISCUSSION GÉNÉRALE-CONCLUSION

Dans cette discussion, nous comparons les processus dominants affectant les basaltes dans les profils d'Elhajeb et de Tazouta. Dans ces deux profils, la roche mère est un basalte déjà partiellement transformé. Les compositions minéralogiques de ces basaltes sont globalement comparables dans les deux sites. Ces deux profils résument l'essentiel des processus affectant les basaltes triasiques dans le Moyen Atlas.

I- ALTÉRATION DES BASALTES

Dans les deux profils, le basalte du Trias montre des indices d'altération hydrothermale. Celle-ci est responsable de la transformation des olivines en saponite à Elhajeb et de l'albitisation des plagioclases à Tazouta. La mise en place de minéraux hydrothermaux (talc, quartz, saponite, calcite) dans des structures vésiculaires et fissurales est également à mettre en rapport avec cette phase d'altération hydrothermale.

Pour ce qui est de l'altération supergène, les produits d'altération des plagioclases sont différents entre Elhajeb et Tazouta. En effet, dans le profil d'Elhajeb, les plagioclases s'altèrent en montmorillonites et en beidellites alors que dans le profil de Tazouta, ces produits correspondent à des smectites Al-Mg mélangées avec de l'albite. Dans les deux sites, les pyroxènes s'altèrent en saponites à la base du profil. Certaines différences géochimiques apparaissent cependant entre les saponites de ces deux sites. A Tazouta ces saponites sont plus

alumineuses que celles d'Elhajeb. De même, les saponites issues de l'altération du verre sont relativement plus alumineuses et moins magnésiennes à Tazouta qu'à Elhajeb.

Quantitativement, les argiles de transfert sont rares et chimiquement homogènes à Tazouta. En revanche, ces produits sont fréquents à Elhajeb où deux types d'argiles ont été décrites.

En résumé, les produits d'altération des basaltes dans le profil de Tazouta serait similaires à ceux qui constituent la saprolite cohérente du profil d'Elhajeb (avec cependant un léger caractère plus alumineux et plus calcique des produits secondaires à Tazouta). L'altération smectitique des basaltes à Tazouta est donc moins intense que celle des basaltes d'Elhajeb. En effet, cette altération est limitée à la saprolite cohérente, alors que dans la saprolite friable, les processus d'altération argileuse sont réduits par rapport à la carbonatation.

Il ressort de cette comparaison que la principale différence entre ces deux environnements est la présence et l'abondance de carbonates. Ces derniers sont très abondants dans la saprolite friable du profil de Tazouta. Dans ces conditions, deux contraintes font que les minéraux se dissolvent de manière congruente dans ce faciès.

- La première contrainte est thermodynamique. La précipitation de la calcite nécessite des pH élevés souvent supérieurs à 9-10 (Ruellan, 1970). Ces pH sont voisins des pH d'abrasion des plagioclases (8-9) et des pyroxènes (10-11) (Nahon, 1991).

- La seconde contrainte est physique. Elle est liée à la pression exercée par la croissance de la calcite (Merino *et al.*, 1993; Wang *et al.*, 1994; Wang *et al.*, 1995), elle concerne tous les minéraux silicatés primaires et secondaires. Cette contrainte signifie que la vitesse de dissolution des minéraux primaires doit être égale à la vitesse de précipitation de la calcite à tout instant si le minéral remplacé et le minéral remplaçant sont en contact (Merino *et al.*, 1993) ou à l'échelle annuelle s'ils sont séparés par un vide de dissolution. (Wang *et al.*, 1994). Dans le basalte de Tazouta, l'observation au MEB montre que les minéraux silicatés sont souvent séparés de la calcite par un vide. La dissolution des plagioclases et des pyroxènes en période humide serait ainsi relayée par la précipitation de la calcite en saison sèche. Ce qui diminue l'importance de cette contrainte qui reste néanmoins présente.

II- ACCUMULATION DE CARBONATES

Les profils d'Elhajeb et de Tazouta se développent sur les mêmes basaltes se transformant sous des conditions climatiques comparables. L'accumulation, ou non, de

carbonates est donc liée à la différence des conditions physico-chimiques et surtout géomorphologiques de ces deux profils.

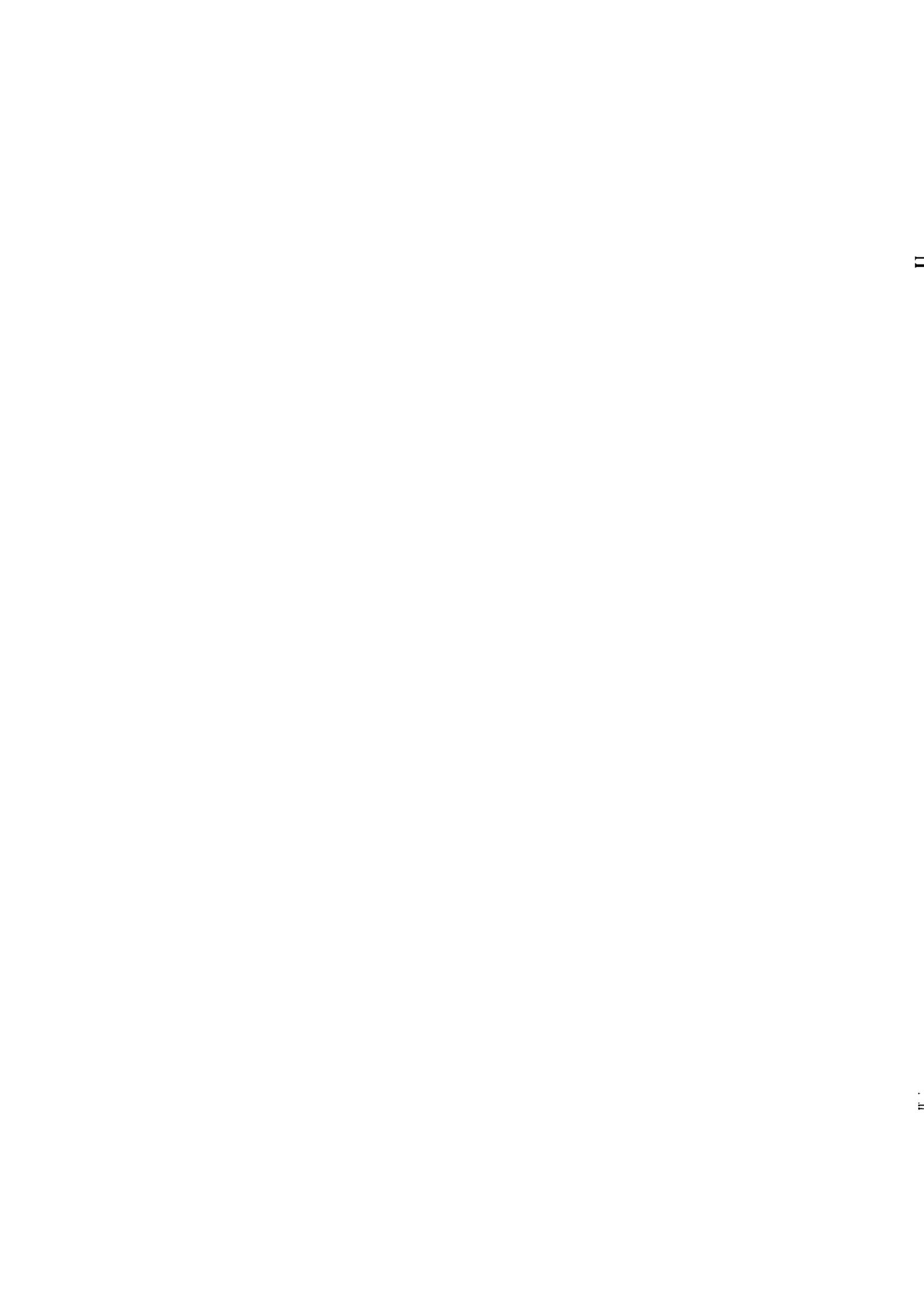
A Elhajeb, le profil est situé en aval des massifs carbonatés liasiques. Sa position relativement haute par rapport au bas-fond de la plaine l'abrite d'une éventuelle alimentation en calcium en provenance de l'amont liasique. Au sein du profil, les bilans chimiques montrent que l'altération du basalte se traduit par des pertes importantes en calcium. Ces deux faits expliquent la non ou la faible accumulation de carbonates dans ce profil.

A Tazouta, le profil est situé sur un versant à quelques centaines de mètres des massifs liasiques. La proximité du profil de ces massifs pourrait faciliter le transfert de carbonates en solution ou sous forme de particules pour alimenter l'encroûtement. De même, l'altération du basalte pourrait constituer une source potentielle de carbonates. Mais, il est difficile à ce stade de l'étude de se prononcer sur l'origine des carbonates et sur les mécanismes de leur précipitation et de leur accumulation dans le profil d'altération des basaltes de Tazouta. Le chapitre suivant tentera d'apporter des éléments de réponse par l'utilisation de traceurs isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$).

TROISIÈME PARTIE

CHAPITRE VI :

**TRAÇAGES ISOTOPIQUES (Sr, O, C)
ET DATATION DES CARBONATES
DE L'ENCROÛTEMENT DE
TAZOUTA**



A- ORIGINE DU CALCIUM DANS L'ENCROÛTEMENT DE TAZOUTA

I- INTRODUCTION

L'origine du calcium pose problème dans la compréhension de la formation des encroûtements carbonatés. Trois origines principales sont possibles :

- une origine locale à partir de l'altération *in situ* du matériel parental;
- une origine externe par des apports météoriques et/ou éoliens;
- une origine externe par transfert latéral de solutions chargées en Ca^{2+} à partir des reliefs carbonatés.

Les traceurs chimiques et isotopiques permettront de discuter la contribution de chacune de ces sources potentielles à l'encroûtement de Tazouta.

1- ALTÉRATION IN SITU DU BASALTE

Les encroûtements peuvent se développer sur des roches pauvres en calcium tels que les granites (Millot *et al.*, 1977; Ducloux & Laouina, 1989; Ducloux *et al.*, 1990) et les schistes (Millot *et al.*, 1977). L'origine du calcium dans ce cas serait externe au profil. Cependant, quand le matériel parental est initialement riche en carbonates (Nahon *et al.*, 1975; Nahon, 1976; Blancaneaux, 1990; Verrecchia, 1992), le calcium est attribué à une altération *in situ* par simple recyclage du stock initial de calcium par des processus de dissolution/reprécipitation. Enfin, pour les encroûtements carbonatés formés sur roches moyennement riches en calcium (basalte), une contribution du matériel parental est envisageable.

Dans le cas de Tazouta, le basalte contient 9 % de CaO, incorporé dans les plagioclases et les pyroxènes. Dans l'encroûtement, ces teneurs varient de 25 à 30 % sur 1,1 m. De la base au sommet du profil, le calcium est minéralogiquement de plus en plus exprimé sous forme de carbonates (Fig. VI-1). 1 m³ de basalte peut libérer 400 kg de calcite si tout le calcium précipite sous forme de calcite sur place. Ce qui correspond à une couche carbonatée d'environ 10 cm d'épaisseur sur 1 m² de surface. Les teneurs moyennes de calcite et l'épaisseur de l'encroûtement dans le profil, soit 500 kg/m³ de calcite sur une épaisseur de 1,5 m, nécessiteraient donc l'altération de plusieurs m³ de basalte. Ceci correspond à une estimation par défaut dans laquelle le basalte s'altère de manière stoechiométrique et où le calcium est supposé immobile au cours de l'altération. Ce qui n'est pas le cas, de manière générale, dans les altérations supergènes où moins de 30 % de calcium restent sur place (Jahn *et al.*, 1985). Lors de l'altération du basalte d'Elhajeb, seulement 10 à 15 % de calcium sont conservés dans les

produits d'altérations. Ainsi, si le basalte peut contribuer à l'édification de l'encroûtement carbonaté, la (les) source (s) principale (s) de Ca doivent être recherchée (s) en dehors du profil.

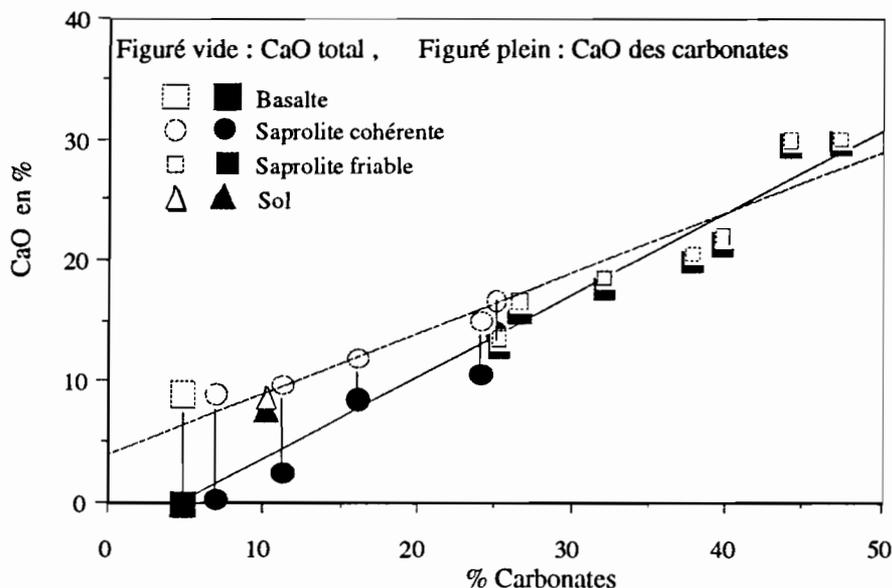


Fig. VI-1 : Corrélation entre CaO des carbonates, CaO des silicates et CaO total.

2- APPORT ÉOLIEN OU ATMOSPHERIQUE

Ces dernières années, l'importance des aérosols dans la genèse des formations superficielles a été très étudiée (McFaden *et al.*, 1987; Coudé-Gausson & Rognon, 1988 Quade *et al.*, 1994). Pour l'encroûtement de Tazouta, l'apport éolien ne peut être estimé qualitativement et quantitativement que par installation de collecteurs dans la région. Théoriquement, l'importance de ces apports éoliens dépend de la direction des vents dominants mais surtout de la présence de sources susceptibles d'alimenter le profil en particules carbonatées. Dans la région étudiée, les sources potentielles sont attribuées aux massifs carbonatés liasiques ou aux sables sahariens. L'examen morphoscopique des particules du sol (quartz et autres) ne montre pas de formes caractéristiques du transport éolien. Le signal de cet apport, s'il y a lieu, est probablement altéré par les processus de pédogenèse (McFadden & Tinsley, 1985).

3- TRANSFERT LATÉRAL EN SOLUTION

Dans cette hypothèse, la présence d'une source carbonatée doit être couplée à un climat à pluviométrie suffisante pour dissoudre le carbonate en amont et suffisamment aride pour précipiter la calcite sur les versants. Sur le causse de Sefrou, la région de Tazouta reçoit environ 516 mm de pluie par an. Ces précipitations peuvent être plus abondantes sur les sommets où elles sont épisodiquement associées à des chutes de neiges, ce qui fait de ces zones amonts un domaine où l'altération et l'érosion sont importantes.

L'importance de cet apport doit être vérifiée par une étude sur la chimie des eaux drainant les reliefs et par la compréhension des mécanismes de concentration et de précipitation des carbonates dans le basalte.

- L'étude des eaux de certaines sources dans le bassin de Sefrou par Bentayeb & Leclerc (1977) montre qu'elles sont riches en Ca^{++} (60 ppm). La position du profil de Tazouta dans le paysage (Fig. VI-2) en fait un matériau d'accueil des solutions drainant les reliefs carbonatés. Les dissolutions des carbonates en amont et les précipitations en aval seront favorisées par le caractère contrasté du climat.

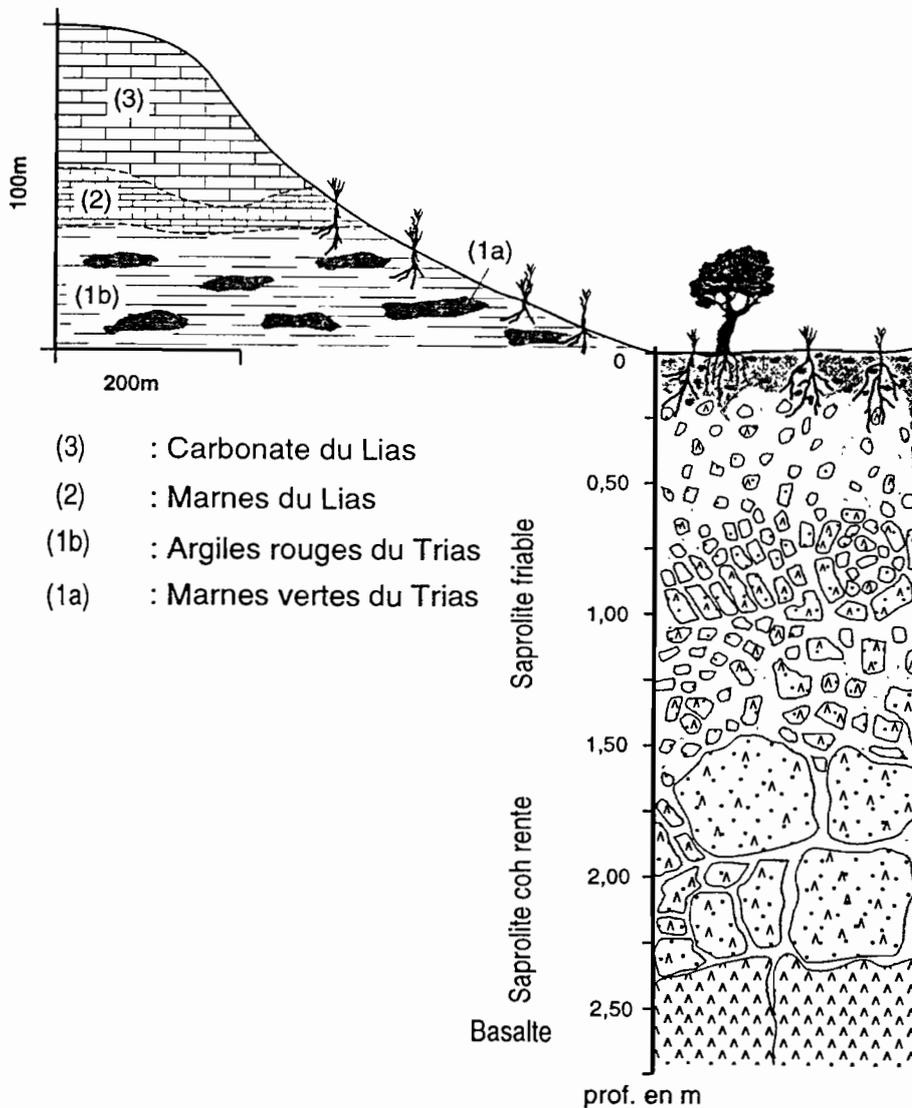


Fig. VI-2 : Position du profil d'encroûtement par rapport aux formations sédimentaires triasiques et liasiques.

- Dans le profil d'altération, l'observation macroscopique montre une carbonatation progressive de la base au sommet avec cependant un sol peu ou pas carbonaté. Les premiers stades de cette carbonatation se font dans les contours de boules et entre les écailles (zones de

circulations des solutions). Au sommet du profil, le basalte est réduit à des nodules subarrondis dans une matrice carbonatée friable.

4- CONCLUSION

La discussion des différentes hypothèses concernant l'origine du calcium dans les encroûtements carbonatés ne permet pas de trancher sur l'origine éventuelle de Ca dans l'encroûtement de Tazouta. L'utilisation de traceurs chimiques et isotopiques s'avère nécessaire pour déterminer ces sources de calcium.

II- APPORT DES ANALYSES CHIMIQUES

Si on porte les données des échantillons du profil et des sédiments du Trias et du Lias sur un diagramme CaO en % vs profondeur (Fig. VI-3), les faits suivants se dégagent:

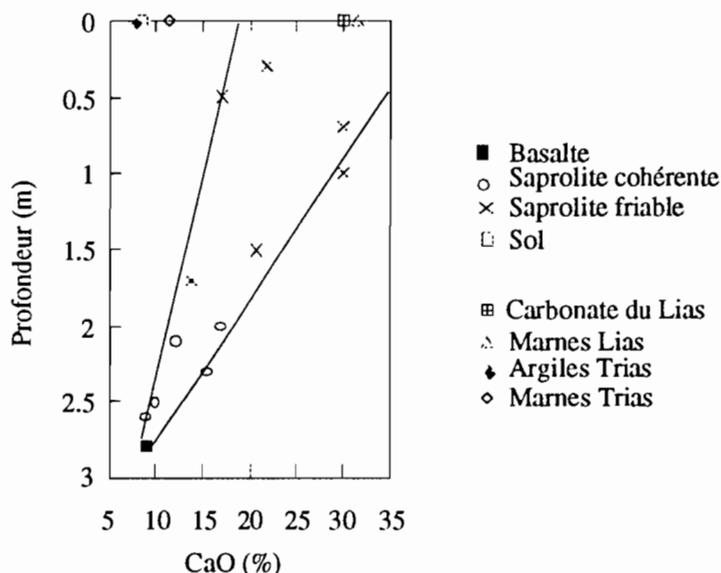


Fig.VI-3 : Evolution des teneurs en CaO dans le profil résultant d'un mélange apparent entre CaO basaltique et celui des sédiments du Lias.

Au cours de l'altération du basalte, la teneur en CaO augmente progressivement, excepté pour l'échantillon du sol. Cette tendance correspond à un mélange entre un pôle basaltique et un pôle liasique (carbonates et marnes). Les sédiments du Trias sont en revanche pauvre en CaO (Tab. 23, annex 2). En effet, tout les échantillons forment un domaine allongé le long de la droite de mélange basalte-carbonate. La teneur en CaO dans l'échantillon de sol est la même que celle du basalte. Ce qui signifie que la contribution apparente du pôle carbonaté est négligeable voir absente dans le sol, ou effacée par les conditions régnant dans ce faciès. La présence d'un système racinaire développé et la libération d'acides organiques favorisent en effet la dissolution de la calcite (seule espèce calcique minérale venant des carbonates) par augmentation de la

pression de CO₂ (respiration des racines et minéralisation de la matière organique). La tendance globale dans cette partie du profil est une lixiviation du carbonate de calcium.

III- UTILISATION DES ISOTOPES DE Sr

Des traceurs minéralogiques (Coudé-Gaussen & Blanc, 1985; Coudé-Gaussen *et al.*, 1987), géochimiques et isotopiques (Grousset *et al.*, 1992; Capo & Chadwick, 1993 ; Stewart *et al.*, 1993; Quade *et al.*, 1994; Capo *et al.*, 1995; Rognon *et al.*, 1996) peuvent être utilisés pour localiser la ou les sources de certains minéraux ou éléments chimiques étrangers aux formations géologiques où ils se retrouvent. Dans les encroûtements calcaires, le strontium, par ses caractéristiques ioniques et son comportement similaire à celui du calcium, est le plus approprié pour le traçage des sources de Ca. Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, caractéristique de différents matériaux ou réservoirs, ne varie pas au cours des processus de dissolution précipitation. Dans ce paragraphe, nous allons utiliser le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour localiser les sources en calcium de l'encroûtement de Tazouta.

1- MATERIEL ANALYSÉ

Cinq échantillons du profil ont été analysés, dont le basalte et 4 échantillons de la saprolite (2 échantillons dans la saprolite cohérente et 2 autres dans la saprolite friable). On analyse les lessivats d'échantillons bruts attaqués à HCl 0,27N. Cette attaque doit mettre en solution le Sr des carbonates uniquement. Nous avons aussi analysé des carbonates triés manuellement. De plus, un échantillon de pluie et toutes les formations géologiques de la région (**Fig. VI-2**) susceptibles d'être des sources potentielles en calcium ont été analysés. Il s'agit essentiellement de matériaux sédimentaires triasiques et liasiques.

2- PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

a- Les échantillons de l'encroûtement

α- Les échantillons bruts

Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesuré dans le basalte est de 0,706793 (**Tab. VI-1**). Ce rapport montre des valeurs croissantes dans la saprolite cohérente et dans la saprolite friable. Au maximum de carbonatation, le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atteint la valeur maximale de 0,70917.

β- Les carbonates purs

Les carbonates purs présentent des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ groupés autour de 0,7091 à l'exception de l'échantillon T8 relativement moins radiogénique (0,7088)_n (**Tab. VI-1**). Cette valeur est proche de celle de l'eau de mer actuelle. Ces rapports ne montrent pas de

tendance particulière avec la profondeur. L'échantillon T8 est le moins radiogénique. Ces carbonates purs ont des rapports isotopiques proches de celui obtenu pour le lessivat de l'échantillon le plus riche en carbonates (T11), situé au sommet de l'encroûtement. Cette similarité montre que les lessivages à l'acide dilué extraient du strontium basaltique en plus du strontium des carbonates.

Tableau VI-1 : Compositions isotopiques de Sr des basaltes et des carbonates de l'encroûtement.

Echantillons	Nature	Profondeur (m)	Analyse	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Tz1	Basalte	2,80	lessivat (0,27 N)	79,2	0,706793
Tz3	S.C. brute	2,50	lessivat (0,27 N)	64,2	0,707869
Tz6	S.C. brute	2,00	lessivat (0,27N)	100,7	0,708467
Tz8	S.F. brute	1,50	lessivat (0,27 N)	95,2	0,708817
Tz11	S.F. brute	0,70	lessivat (0,27 N)	91,1	0,709170
Tz3	S.C. calcite	2,50	attaque totale	75,6	0,709145
Tz6	S.C. calcite	2,00	attaque totale	312,6	0,709160
Tz8	S.F. calcite	1,50	attaque totale	128,8	0,708815
Tz8 bis	S.F. calcite	1,50	attaque totale	128,8	0,708794
Tz9	S.F. calcite	1,30	attaque totale	141	0,709131
Tz9 bis	S.F. calcite	1,30	attaque totale	141	0,709158
Tz11	S.F. calcite	0,70	attaque totale	102,6	0,709065

S.C.: saprolite cohérente

S.F.: saprolite friable

b- Les formations géologiques

α- Les carbonates et les marnes du Lias

Les carbonates (calcaires et/ou dolomie) du Lias sont omniprésents dans le Moyen Atlas. Leur lithologie et leur position stratigraphique font de ces carbonates une source potentielle en Ca de l'encroûtement. Un échantillon de ces carbonates, prélevés à quelques centaines de mètres en amont du profil, a été analysé. Son rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est de 0,707506. Comparé aux rapports mesurés dans le profil, le carbonate Liasique présente un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à peine supérieur à celui des basaltes, et bien inférieur à ceux de l'encroûtement calcaire. Il faut noter que les carbonates du Lias très magnésiens (dolomie) sont pauvres en Sr.

Les marnes jaunes du Lias présentent une faible épaisseur et ne sont que rarement représentées dans la série stratigraphique du Moyen Atlas. Un échantillon prélevé à quelques kilomètres du profil a été analysé. Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est de 0,708738. Ces compositions sont supérieures à celles des basaltes et à celles des carbonates du Lias, mais restent en dessous des valeurs maximales atteintes dans l'encroûtement (Tab. VI-2).

β - Les formations sédimentaires du Trias

Dans le Moyen Atlas, les formations sédimentaires du Trias sont composées de séries argilo-évaporitiques. L'intercalation de basaltes sépare les séparent en une série inférieure et une série supérieure. Nous avons échantillonné et analysé la série supérieure seulement. Dans cette série, nous avons analysé les argiles rouges et les marnes vertes.

Les argiles rouges et les marnes vertes présentent des compositions isotopiques en Sr voisines. Elles sont respectivement de 0,711255 et 0,711361 (Tab. VI-2). Ces matériaux sont de ce fait les plus radiogéniques des formations géologiques analysées dans la région.

Tableau VI-2 : Compositions isotopiques de Sr des pluies et des formations géologiques surmontant les basaltes.

Echantillons	Nature	Age	Analyse	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Dolomie	Sédimentaire	Lias	lessivat	30,02	0,707506
Dolomie	Fossile	Lias	lessivat	57,55	0,708331
Dolomie	Fossile	Lias	lessivat	59,51	0,708326
Marnes	Sédimentaire	Trias-Lias	lessivat	99,50	0,708738
a. r.	Sédimentaire	Trias	lessivat	21,45	0,711255
a. r. et m. v.	Sédimentaire	Trias	lessivat	268	0,711361
Pluie	-	-	-	0,005	0,709945

a. r.: argiles rouges
m. v.: marnes vertes

c- Les précipitations

des eaux de pluie ont été échantillonnées à une centaine de kilomètres du site de Tazouta. Ces pluies présentent une composition isotopique en Sr de 0,709945 (Tab. VI-2). Elles sont légèrement plus radiogéniques que les carbonates de l'encroûtement, mais moins radiogéniques que les sédiments du Trias.

IV- DISCUSSION-INTERPRÉTATION**1- SIGNIFICATIONS DES RAPPORTS ISOTOPIQUES MESURÉS**

Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des carbonates du Lias est proche de celui de l'eau marine Jurassique (Burk *et al.*, 1982). Les eaux de pluie sont par contre légèrement plus radiogéniques que les eaux marines actuelles. Ces eaux ont été prélevées au mois de février après une longue période de sécheresse. Elle correspondent à un événement orageux qui a dû

lessiver une atmosphère très chargée en particules fines. La dissolution de ces particules serait à l'origine du caractère plus radiogénique de ces eaux, relativement à l'eau de mer actuelle.

L'écart entre les rapports isotopiques des carbonates purs et ceux des lessivats des échantillons bruts correspondants montre que, outre le Sr des carbonates, une partie du Sr du basalte, faiblement radiogénique, est lessivée et vient s'ajouter au Sr des carbonates de l'encroûtement. Ce mélange "artificiel" fait que, de la base au sommet, l'apport du basalte en Sr diminue. Au maximum de carbonatation, les signatures isotopiques des carbonates purs et des lessivats sont comparables. Ce fait semble exclure une participation majeure du basalte au Sr des encroûtements calcaires, mais suggère une autre "arrivée" de Sr relativement homogène.

La dispersion des concentrations en Sr des carbonates purs de l'encroûtement est liée en fait à des processus de dissolution-reprécipitation créant plusieurs générations de calcites qui précipitent dans des microenvironnements différents, et intègrent donc de manière variable le Sr dans le réseau cristallin. Cette variabilité a été observée dans les analyses ponctuelles des variétés de calcite (cf Chap. V).

2- ORIGINE DE Sr ET DE Ca

Dans un diagramme Ca/Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. VI-4), nous avons reporté les compositions des basaltes, des échantillons bruts de l'encroûtement, des carbonates purs de l'encroûtement, des sédiments (Trias et Lias) surmontant les basaltes et des pluies. Les carbonates du profil se situent entre les basaltes et les carbonates du Lias peu radiogéniques d'une part et les sédiments du Trias et les pluies plus radiogéniques d'autre part. Ce qui correspond, en terme d'apport de Sr, à un mélange entre ces trois pôles et exclut une contribution entièrement basaltique (Fassi, 1993) ou des carbonates du Lias (Sadiki, 1991).

a- Les pôles radiogéniques

L'abondance de Sr dans les sédiments triasiques leur confère une forte influence sur le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'un mélange donné. Cependant, ces matériaux sont pauvres en Ca (9 %). De plus, le calcium s'y trouve en très faible partie sous forme de calcite et en forte proportion incorporé dans les argiles. La contribution de ces sédiments est donc limitée du fait de l'indisponibilité minéralogique du Ca. En terme de mélange, le pôle radiogénique se limite donc principalement aux précipitations, dont le rapport isotopique est proche de celui de l'eau de mer mais aussi de celui de l'encroûtement. Les précipitations apportent annuellement 25,8 kg/ha de Ca.

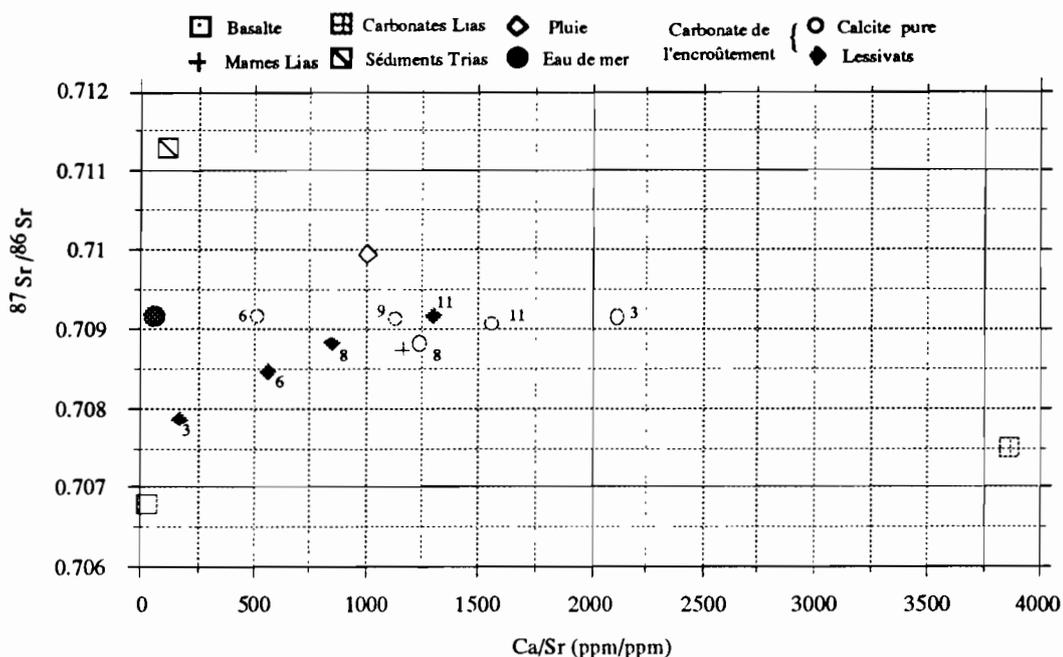


Fig. VI-4 : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Ca/Sr des carbonates de l'encroûtement et des sources potentielles de Ca.

b- Les pôles peu radiogéniques

-Les basaltes sont pauvres en calcium et moyennement riches en strontium. L'étude de l'altération de ces basaltes dans la région d'Elhajib montre un lessivage de ces deux éléments. En effet, l'altération supergène des basaltes depuis le Trias jusqu'au Quaternaire développe une saprolite pauvre en calcium. De plus, les vitesses d'altération des basaltes qui atteignent 60 mm/1000 ans sous climat tropical (Benedetti *et al.*, 1994), sont très inférieures sous climat méditerranéen (205 mm/1000 ans pour Tazouta, voir fin de ce chapitre). Par conséquent, peu de calcium pourra être libéré par altération des basaltes au cours du fonctionnement de l'encroûtement. Ceci est confirmé par l'étude du jeune encroûtement du profil d'Elhajib où le pourcentage de calcium apporté par le basalte ne dépasse pas 10 à 15 %.

- Les carbonates du Lias sont riches en calcium et assez pauvres en strontium, ils constituent la source lithologique potentielle principale en terme de réservoir de calcium. Cependant leur signature isotopique est très différente de celle de l'encroûtement montrant ainsi leur très faible contribution. Le rôle des marnes du Lias est également limité du fait de leur rareté dans le Moyen Atlas. Leur rapport isotopique est cependant proches de celui des carbonates de l'encroûtement.

Il ressort de ces discussions que dans le profil, la signature isotopique du strontium et donc l'apport de Ca est contrôlée essentiellement par les précipitations (si les précipitations

analysées sont supposées représentatives) ou par un mélange précipitations-carbonates du Lias. De plus, les compositions isotopiques mesurées dans les carbonates de l'encroûtement peu différentes de celle de l'eau de mer actuelle suggèrent une importante contribution des apports atmosphériques aqueux, sans exclure cependant un possible mélange avec un composant radiogénique de type argile du Trias et un composant peu radiogénique de type carbonate du Lias. Compte tenu du peu de variations observées dans les signatures des carbonates, ce mélange se ferait de la même façon durant la formation de l'encroûtement. Il est donc intéressant de calculer si les flux en calcium dans les précipitations actuelles sont suffisants pour expliquer le développement des encroûtements calcaires sur les bordures des massifs du Moyen Atlas durant le quaternaire. La position à mi-pente du profil suppose une alimentation de l'encroûtement par transfert latéral à partir des reliefs amonts (plus arrosés).

3- VITESSE D'ACCUMULATION DES CARBONATES

L'apport des précipitations en Ca est de 25,8 kg/ ha/ an, soit 0,258 g/ cm²/ 1000 ans, valeur majorée du fait du caractère orageux des pluies analysées. En supposant que toute l'eau s'infiltré (absence de ruissellement) dans le sol et que tout le calcium précipite sous forme de calcite, l'accumulation de carbonates s'effectuerait à raison de 0,64 g/ cm²/ 1000 ans. Ces vitesses sont proches des données de la littérature (Gile *et al.*, 1979; Machette, 1985; Mayer *et al.*, 1988; Reheis *et al.*, 1992). Cependant, les teneurs actuelles en carbonate intégrées sur l'ensemble du profil de Tazouta (≈ 170 g/cm²) impliquent une accumulation continue de calcium apporté par les pluies pendant plus de 250 000 ans. Ce qui est exclu. D'une part du fait des fluctuations climatiques pas toujours favorables à l'accumulation de carbonates durant le Quaternaire récent pendant lequel se sont développés les encroûtements du Moyen Atlas; et d'autre part du fait de la réduction des infiltrations des eaux de pluie dans le sol relativement au ruissellement sur les versants encroûtés. Ces considérations suggèrent une participation limitée des pluies à l'apport en calcium. L'essentiel de celui-ci proviendrait des carbonates du Lias, ce qui limite l'hypothèse de base du couplage Ca-Sr. Ainsi, la signature isotopique des carbonates de l'encroûtement serait liée à une dilution isotopique par des composants radiogéniques tels que les pluies et surtout les sédiments du Trias riches en Sr. Cette dilution semble se faire selon proportions ne variant pas au cours du temps.

Des données concernant l'âge de l'encroûtement de Tazouta apporteront plus de précision sur l'importance de la contribution relative des carbonates du Lias et des précipitations dans l'apport de calcium.

V- CONCLUSION

Le signal isotopique de strontium montre que le basalte ne contribue pas à l'apport du calcium à l'encroûtement. De la même manière, le calcul des flux de calcium dans les eaux de

pluie (25,8 kg/ha/an) et des vitesses d'accumulation des carbonates montrent que les pluies apportent peu ou pas de calcium à l'encroûtement.

Le rôle des sédiments triasiques est limité par l'indisponibilité minéralogique du calcium. Celui des basaltes est limité par le lessivage du calcium au cours de l'altération antérieure (Trias jusqu'au Quaternaire) à l'accumulation de carbonates durant le Quaternaire récent mais aussi par la grande différence entre les vitesses d'altération et de calcrétogénèse.

Les carbonates du Lias restent donc la seule source capable d'apporter l'essentiel du calcium à l'encroûtement. La perte du signal isotopique de ces carbonates dans le profil d'encroûtement serait liée à un mélange avec les pluies et les sédiments du Trias plus radiogéniques.

L'alimentation du profil se ferait ainsi par transfert latéral en solution à partir des reliefs situés en amont.

Si le traçage isotopique à l'aide des isotopes de Sr a permis de localiser de manière plus précise les sources de calcium (carbonates du Lias et précipitations) et le mode des transferts de calcium (transfert latéral en solution), les mécanismes de précipitation de la calcite ainsi que la vitesse d'accumulation de carbonates dans le profil demeurent inconnus. Le paragraphe suivant tentera d'éclaircir ces aspects par l'étude des compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone et par la datation des carbonates au ^{14}C .

B- MÉCANISMES ET VITESSES DE PRÉCIPITATION DES CARBONATES DANS L'ENCROÛTEMENT DE TAZOUTA

I- INTRODUCTION

L'utilisation des isotopes stables des carbonates dans les reconstitutions des paléoenvironnements repose sur le fait que ces minéraux enregistrent les signaux isotopiques de leur milieu de formation (Cerling, 1984, Kelly *et al.*, 1993). Les isotopes stables permettent également de déterminer les conditions et les mécanismes dans lesquels les échanges chimiques associés aux processus d'altération, de dissolution ou de précipitation des minéraux ont eu lieu.

La composition isotopique d'un échantillon s'exprime par convention sous la forme d'une déviation relative du rapport isotopique de l'échantillon ($R_{éch}$) par rapport à celui d'un étalon (R_{st}) selon la formule suivante:

$$\delta (\%) = \left(\frac{R_{éch} - R_{st}}{R_{st}} \right) \times 1000$$

$$R = \frac{{}^{18}O}{{}^{16}O} \quad \text{ou} \quad \frac{{}^{13}C}{{}^{12}C}$$

L'étalon utilisé pour le carbone est le PDB (Peede Belemnite) (Craig, 1957). Pour l'oxygène, on utilise le PDB (Peedee Belemnite) (Craig, 1957) ou le SMOW (Standard Mean Ocean Water) (Craig, 1961). Le PDB est un échantillon de belemnite Crétacé de la formation Peedee de Caroline du nord. Le SMOW est un échantillon d'eau dont les rapports isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène sont proches de ceux d'un échantillon moyen d'eau de mer. Il existe une formule mathématique permettant la conversion des rapports isotopiques de l'oxygène par rapport à l'un ou à l'autre étalon :

$$\delta^{18}O_{(SMOW)} = 1,03086 \cdot \delta^{18}O_{(PDB)} + 30,86$$

(O'Neil, 1979)

Dans ce travail, nous avons utilisé les compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des carbonates comme traceurs de l'origine du carbone et comme indicateurs des mécanismes de précipitations de ces carbonates en relation avec les compositions isotopiques des eaux météoriques régionales. Nous avons également daté les carbonates pour estimer des vitesses de formation de la calcrète.

II- GÉNÉRALITÉS

1- DONNÉES ISOTOPIQUES

Il est important de rappeler ici les caractéristiques isotopiques de certains environnements. Les compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène de l'eau de mer sont de 0 ‰ (étalon). Celles des eaux météoriques varient en fonction de la température.

Les carbonates marins ont des compositions isotopiques en carbone allant de -2 à +2 ‰ vs PDB (Veizer & Hoefs, 1976). Les végétaux sont de manière générale appauvris en isotopes lourds, leur composition isotopique dépend essentiellement du type de cycle photosynthétique utilisé dans le métabolisme cellulaire (Salomons *et al.*, 1978). Ainsi les végétaux de type C3 présentent des $\delta^{13}\text{C}$ compris entre -24 et -34 ‰ avec une moyenne de -27 ‰, alors que les végétaux de type C4 ont des compositions isotopiques allant de -9 à -19 ‰ avec une moyenne de -12 ‰ (Rabenhorst *et al.*, 1984); enfin les végétaux herbacés ont des $\delta^{13}\text{C}$ de -10 à -20 ‰.

Le CO_2 atmosphérique a une composition isotopique de carbone proche de -7 ‰ qui est variable en fonction de la pression de CO_2 (Salomons & Mook, 1986).

2- NOTION DE FRACTIONNEMENT ISOTOPIQUE

Le carbone et l'oxygène sont les composants principaux des solides naturels et surtout des carbonates. Les variations de leurs rapports isotopiques sont liés à des échanges et au fractionnement des isotopes au cours des interactions entre phases solides (minérales, organiques) et solutions aqueuses (météoriques ou hydrothermales). La notion de fractionnement isotopique est liée au fait que dans des conditions d'équilibre chimique ou thermodynamique entre deux phases, la composition isotopique d'un élément donné dans l'une des phases est différente de celle de l'autre phase.

D'où la notion du coefficient de fractionnement isotopique (α) donné pour une réaction telle que : $\text{A} \rightleftharpoons \text{B}$ par :

$$\alpha_{\text{A-B}} = \frac{R_{\text{A}}}{R_{\text{B}}} \quad (1)$$

R_{A} et R_{B} sont les rapports isotopiques des phases A et B

En introduisant δ des phases A et B dans la relation (1), l'expression de α devient :

$$\alpha_{\text{A-B}} = \frac{1000 + \delta_{\text{A}}}{1000 + \delta_{\text{B}}}$$

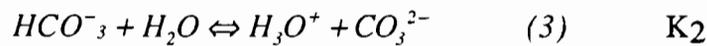
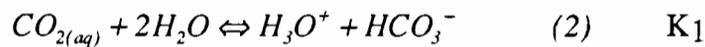
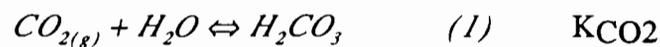
Le fractionnement α des isotopes de l'oxygène entre l'eau et les carbonates à 20 °C est de 1,030. Les carbonates sont donc enrichis de 30 ‰ en ^{18}O . Par convention, l'enrichissement ϵ est exprimé en pour mille par :

$$\epsilon_{\text{A-B}} = (\alpha_{\text{A-B}} - 1) \times 1000$$

3- PRÉCIPITATION DES CARBONATES ET FRACTIONNEMENT ISOTOPIQUE

Les carbonates sont les matériaux les plus abondants en milieu marin comme en milieu continental. En milieu continental, outre les carbonates sédimentaires des anciens milieux marins, les accumulations de carbonates pédogéniques sont particulièrement développées dans les sols et les altérites des zones à climat aride et subaride (Gile *et al.*, 1966; Ruellan, 1970). La précipitation de ces carbonates est liée soit à l'évaporation soit au dégazage des solutions du sol (Salomons *et al.*, 1978; Dever *et al.*, 1983).

La précipitation de la calcite peut être récapitulée dans les réactions suivantes :



L'ensemble de ces réactions peut se résumer par :



a- Précipitation par évaporation

Dans les régions à climat aride, les processus d'évaporation sont importants en saison sèche. Cette évaporation provoque une concentration des solutions du sol en éléments chimiques qui aboutit, à la saturation, à la précipitation de minéraux. Dans les systèmes riches en Ca, ce sont les carbonates ou les sulfates de Ca (calcite ou gypse) qui précipitent. Quand la calcite précipite par évaporation, les compositions isotopiques de l'oxygène sont plus affectées que celles du carbone. Pendant l'évaporation, les solutions du sol perdent du ^{16}O et s'enrichissent ainsi en ^{18}O . Cet enrichissement se retrouve dans la composition isotopique de l'oxygène des carbonates ayant précipités en équilibre avec ces solutions.

Les enrichissements en ^{18}O accompagnant la précipitation de la calcite par évaporation des solutions sont donnés dans le **tableau VI-3**. D'après Craig (1965), l'enrichissement dû au fractionnement entre les carbonates et les solutions du sol est fonction de la température ($-0,24\text{‰}$ par $^{\circ}\text{C}$).

Tableau VI-3 : Enrichissements des isotopes de l'oxygène dans le système $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-CaCO}_3$.

T $^{\circ}\text{C}$	$\epsilon_{\text{H}_2\text{O(l)}(\text{H}_2\text{O(v)})$ (1)	$\epsilon_{\text{H}_2\text{O}(\text{CaCO}_3)$ (2)
5	-11,09	+2,67
15	-10,17	+0,33
25	-9,32	-1,85
30	-8,51	-3,89

(1) d'après Majoube (1971)

(2) d'après Salomons & Mook (1986), la composition isotopique de l'eau est donnée par rapport au SMOW alors que celle de la calcite est donnée par rapport au PDB.

b- Précipitation par perte de CO_2

Dans le système $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, la solubilité des carbonates à une pression donnée de CO_2 peut être calculée en utilisant les équations des réactions décrivant les équilibres en milieu carbonaté (les réactions 1 à 4). On peut ainsi établir une relation entre la solubilité des carbonates et la $p\text{CO}_2$ en exprimant la molalité m de Ca^{++} en fonction de la pression de CO_2 :

$$m_{\text{Ca}^{++}}^3 = \frac{p\text{CO}_2 K_1 K_c K_{\text{CO}_2}}{4 K_2 \gamma_{\text{Ca}^{++}} \gamma_{\text{HCO}_3^-}^2}$$

$\gamma_{\text{Ca}^{++}}$ et $\gamma_{\text{HCO}_3^-}$ étant les coefficients d'activité de Ca^{++} et de HCO_3^-

Dans cette équation, une diminution de la pression partielle de CO_2 favorise la précipitation des carbonates. Dans le sol, les pressions de CO_2 sont contrôlées par la productivité organique et par les processus de diffusion de CO_2 (Dever *et al.*, 1983). En effet, pendant leur passage dans les horizons de surface riches en matières organiques, les solutions du sol se chargent en CO_2 . Elles pénètrent par la suite dans des horizons de plus en plus pauvres en CO_2 et tendent alors à dégazer. Ce dégazage est limité en hiver relativement à l'été (Dever *et al.*, 1983). Ceci serait lié à la saturation de la porosité par l'eau (diffusion limitée) (Dever *et al.*, 1982; McFadden *et al.*, 1991).

La perte de CO_2 est enregistré par la composition isotopique du carbone de la calcite. Cette perte, par diffusion, se traduit par un départ préférentiel de ^{12}C . Cela enrichi les solutions en ^{13}C et enrichi par la suite les carbonates qui précipitent en équilibre avec ces solutions. L'enrichissement mis en jeu au cours de la précipitation des carbonates par départ de CO_2 est peu dépendant de la température. Dans le **tableau VI-4**, sont données les valeurs des

enrichissements (ϵ) entre les différentes phases intervenant dans ces réactions, en fonction de la température. Cet enrichissement est de l'ordre de $+0,034 \text{ ‰/°C}$ (Emrich *et al.*, 1970).

Tableau VI-4: Enrichissements des isotopes du carbone dans le système $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$.

T °C	$\epsilon_{\text{HCO}_3^- \text{CO}_2(\text{g})}$ (1)	$\epsilon_{\text{CO}_2(\text{g}) \text{CO}_2(\text{aq})}$ (2)	$\epsilon_{\text{HCO}_3^- \text{CO}_2(\text{aq})}$ (3)	$\epsilon_{\text{HCO}_3^- \text{CaCO}_3}$ (4)
5	-10,2	-1,15	-11,35	-0,11
15	-9,02	-1,10	-10,12	+0,41
25	-7,92	-1,06	-8,97	+0,91
35	-6,88	-1,02	-7,90	+1,37

(1) d'après Mook *et al.* (1974)

(2) d'après Vogel *et al.* (1970)

(3) d'après Mook *et al.* (1974) et Vogel *et al.* (1970)

(4) d'après Emrich *et al.*, (1970)

La composition isotopique du carbonate de calcium est considérée comme étant égale à celle du $\text{CO}_2(\text{g})$ augmenté de l'ensemble des facteurs de fractionnement impliqués dans la précipitation de la calcite. L'arrivée des précipitations va dissoudre le CO_2 gazeux du sol, il s'accompagne d'un premier fractionnement isotopique ϵ_1 .

$$\delta^{13}(\text{CO}_{2(\text{aq})}) = \delta^{13}(\text{CO}_{2(\text{g})}) + \epsilon_1 \quad (6)$$

$$\delta^{13}(\text{HCO}_3^-(\text{aq})) = \delta^{13}(\text{CO}_{2(\text{aq})}) + \epsilon_2 \quad (7)$$

$$\delta^{13}(\text{CaCO}_3) = \delta^{13}(\text{HCO}_3^-(\text{aq})) + \epsilon_3 \quad (8)$$

A partir de ceci, la précipitation des carbonates est relativement lente par rapport aux processus maintenant l'équilibre isotopique (Hendy, 1971). La composition isotopique du carbonate pédogénique dépend alors directement de la composition isotopique du $\text{CO}_2(\text{g})$ du sol auquel on rajoute le coefficient de fractionnement égal à $9,4 \text{ ‰}$ à 15 °C .

$$\delta^{13}(\text{CaCO}_3) = \delta^{13}(\text{CO}_{2(\text{g})}) + \epsilon_1 + \epsilon_2 + \epsilon_3 \quad (9)$$

4- THERMOMÉTRIE

La précipitation des carbonates peut se faire en milieu supergène ou dans un système de circulations hydrothermales. Les conditions thermiques de ces précipitations peuvent être recherchées par l'intermédiaire des compositions isotopiques de l'oxygène de la calcite. Connaissant la composition isotopique de l'eau en équilibre avec ces carbonates, les températures de précipitation des carbonates, peuvent être calculées par la formule suivante (Friedman & O'Neil, 1977) :

$$10^3 \ln \alpha_w^{cal} = -2,89 + 2,78 \cdot 10^6 / T^2 \quad (10)$$

$$\text{avec } \alpha_w^{cal} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{calcite}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{eau}}} \quad T \text{ en K}$$

pour une température comprise entre 0 et 500 °C

III- LES ISOTOPES STABLES DES CARBONATES ET DES EAUX DANS LE MOYEN ATLAS

Les analyses isotopiques ont été faites sur des carbonates et sur des échantillons d'eau. Pour le site de Tazouta, sont analysés les carbonates de l'encroûtement et les carbonates du Lias. Les carbonates de l'encroûtement, ont été séparés manuellement sous la loupe binoculaire. La pureté des échantillons a été vérifiée par diffraction des rayons X qui confirme la présence unique de la calcite. Les résultats des compositions isotopiques sont données avec une incertitude de $\pm 0,01$, $\pm 0,14$ et ± 1 respectivement pour le carbone, l'oxygène et pour l'hydrogène.

1- PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

a- Les carbonates du Lias

Un seul échantillon de carbonate liasique a été analysé. Les compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone sont respectivement de $-5,94 \text{ ‰}$ et de $1,78 \text{ ‰}$. Ces compositions sont comparables à celles établies dans le causse d'Ajdir au sud du Moyen Atlas et qui sont de $+1 \text{ ‰}$ pour le carbone et $-5,8 \text{ ‰}$ pour l'oxygène (Benkaddour, 1993).

La composition isotopique du carbone correspond à celle d'un carbonate marin formé en équilibre avec l'atmosphère ($\delta^{13}\text{C}$ compris entre -2 et 2 ‰) (Keith & Weber, 1964). Par contre, la signature isotopique de l'oxygène est différente de celle d'un carbonate marin (standard voisin de 0 ‰). Ces carbonates sont très appauvris en isotopes lourds de l'oxygène.

b- Les eaux météoriques

Les eaux de pluies et les eaux de nappes (sources et puits) ont été prélevées dans le Moyen Atlas respectivement à Khénifra (830 m) et à Elhajeb (1050 m), à des altitudes inférieures à celles de Tazouta.

L'unique échantillon d'eau de pluie analysé présente une composition isotopique en oxygène et en hydrogène respectivement de $-1,4 \text{ ‰}$ vs SMOW et de $-11,3 \text{ ‰}$ vs SMOW.

Les eaux de nappes ont des compositions isotopiques en oxygène et en hydrogène respectivement comprises entre -5 et -6 ‰ et entre -32 et -39 ‰. A l'échelle du Moyen Atlas, ces eaux sont toutes enrichies en isotopes lourds de l'oxygène et de l'hydrogène par rapport à celles du bassin de Tigalmamine (1700 m) (Benkaddour, 1993) (Tab. VI-5), du col de Zad (2200 m) et du bassin de Sidi Harazem (Louvat & Bichara, 1990).

Tableau VI-5: Compositions isotopiques des eaux météoriques dans le Moyen Atlas.

Echantillon	Localisation	Altitude de l'aire de recharge (m)	$\delta^{18}\text{O}$ vs SMOW	δH vs SMOW
Puits P1	Bassin d'Elhajeb	1200	-6,03 (\pm 0,1)	-39 (\pm 0,5)
Puits P2	Bassin d'Elhajeb	1200	-5,41 (\pm 0,1)	-39 (\pm 0,5)
Source 1	Bassin d'Elhajeb	1200	-6,07 (\pm 0,1)	-32 (\pm 0,5)
Source 2	Bassin d'Elhajeb	1200	-5,78 (\pm 0,1)	-34,5 (\pm 0,5)
Pluie	Khénifra	830	-1,40 (\pm 0,1)	-11,3 (\pm 0,5)
Source amont 10 *	Bassin de Tigalmamine	1700	-7,75	-50
Source amont 10 *	Bassin de Tigalmamine	1700	-8,07	-
Source amont 8 *	Bassin de Tigalmamine	1700	-7,68	-49,6
Source amont 15 *	Bassin de Tigalmamine	1700	-7,61	-50,2
Source **	Sidi Harazem sud	2000	-6,99	-45,4
Forage 1 **	Sidi Harazem	2000	-7,01	-41,6
Forage 2 **	Sidi Harazem	2000	-7,15	-43,7
Source **	Col du Zad	2200	-8,97	-56,2

* : D'après Benkaddour, 1993. ** : D'après Louvat & Bichara, 1990.

Dans un diagramme δH vs $\delta^{18}\text{O}$, les eaux étudiées sont situées entre la droite des eaux météoriques méditerranéennes et la droite des eaux météoriques mondiales (Fig. VI-5).

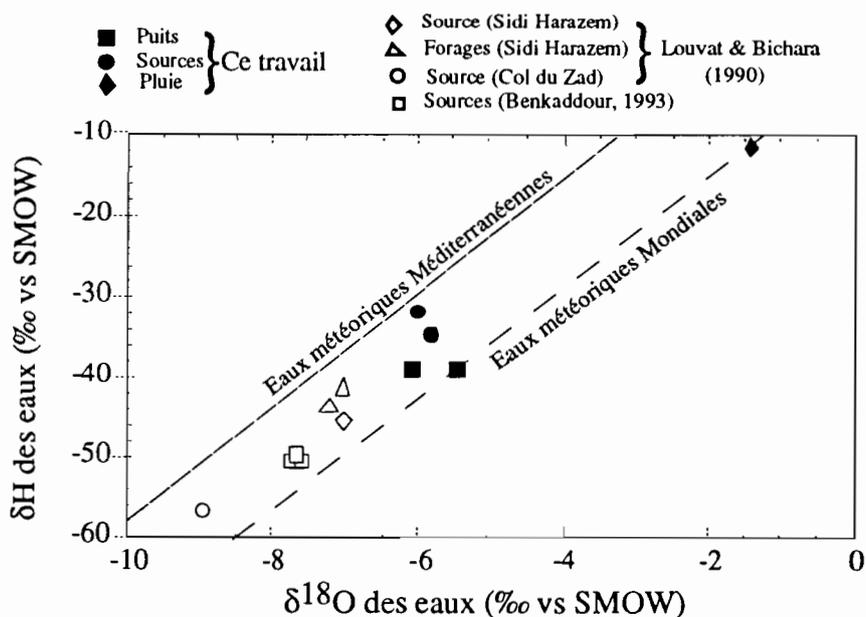


Fig. VI-5 : Position des compositions isotopiques des eaux météoriques du Moyen Atlas par rapport aux droites des eaux météoriques mondiales et méditerranéennes.

c- Les carbonates de l'encroûtement de Tazouta

La formation des calcrètes comporte trois phases: (1) libération de Ca au niveau des sources potentielles riches en Ca, (2) transfert de Ca en solution ou sous forme particulière par le vent et par les eaux de ruissellement et (3) précipitation de CaCO₃. L'étude des compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des carbonates permet de comprendre les mécanismes et les conditions de la précipitation du CaCO₃.

Dans l'ensemble, 17 échantillons ont été analysés. Les résultats sont donnés sous forme de $\delta^{18}\text{O}$ ‰ et $\delta^{13}\text{C}$ ‰ par rapport à l'étalon PDB (Tab. VI-6).

Tableau VI-6 : Compositions isotopiques des carbonates de l'encroûtement et des carbonates du Lias.

Echantillon	Profondeur (m)	% CaCO ₃	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) vs PDB ($\pm 0,01$)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) vs PDB ($\pm 0,14$)
Carbonate	—	—	1,78	-5,94
Lias				
T12	0,50	26,50	-8,30	-5,24
T11	0,70	47,23	-9,10	-5,55
T10	1,00	44,10	-8,46	-5,45
T9	1,30	32,10	-8,88	-5,16
T8	1,50	37,70	-9,26	-5,80
T6	2,00	25,10	-9,50	-5,37
T5	2,10	16,18	-9,25	-5,01
T4	2,30	24,13	-9,57	-5,45
T3	2,50	11,30	-9,55	-5,24
Tb7	2,40	—	-9,24	-5,29
Tb6	2,45	—	-9,42	-5,80
Tb5	2,50	—	-9,23	-3,41
Tb4	2,55	—	-9,88	-5,61
Tb3	2,60	—	-9,49	-5,09
Tb2	2,65	—	-9,25	-5,25
Tb1	2,70	—	-9,55	-5,24

α -Les isotopes de l'oxygène

Sur l'ensemble des échantillons analysés, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ ne montrent pas de variations significatives entre la saprolite cohérente et la saprolite friable (Fig. VI-6a). Mis à part un échantillon (Tb 5) très enrichi en ¹⁸O ($\delta^{18}\text{O} = -3,41$ ‰), les compositions isotopiques de l'oxygène sont comprises entre -5,09 et -5,8 ‰ (Tab. VI-6). Ces valeurs sont incluses dans l'intervalle de $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates météoriques et pédogéniques (Salomons *et al.*, 1978). Elles sont aussi comparables à celles des carbonates liasiques (-5,94 ‰).

β- Les isotopes du carbone

La composition isotopique du carbone des carbonates de l'encroûtement de Tazouta varie de -9,88 ‰ à -8,3 ‰. Les échantillons de la saprolite friable sont relativement plus enrichis en ^{13}C que ceux de la saprolite cohérente. Le $\delta^{13}\text{C}$ diminue ainsi avec la profondeur avec une amplitude d'environ 1,5 ‰ (Fig. VI-6b).

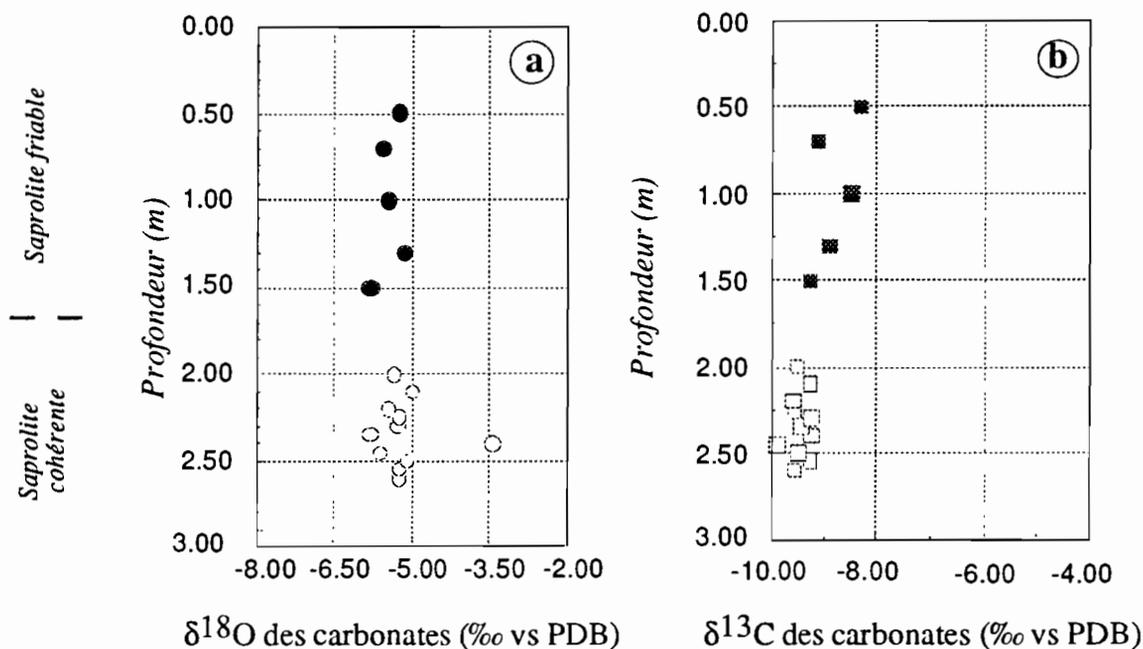


Fig. VI-6 : Evolution des compositions isotopiques de l'oxygène (a) et du carbone (b) dans le profil de Tazouta.

2- DISCUSSION-INTERPRÉTATION

a-Les eaux météoriques

Pour les précipitations, le prélèvement est ponctuel et ne peut donc être représentatif des pluies au Moyen Atlas. De plus, le caractère orageux des pluies prélevées explique leur fort enrichissement en ^{18}O . Le décalage de ces eaux par rapport à la droite des eaux météoriques méditerranéennes (Fig. VI-5) serait lié à l'évaporation.

Dans les massifs du Moyen Atlas, c'est surtout la variation de l'altitude qui affecte les compositions isotopiques des eaux météoriques. Au Col du Zad (2200 m), les compositions isotopiques de l'oxygène sont de -8,97 ‰ (Michelot, 1991). Partant de cette valeur extrême en haute altitude et en reprenant le gradient de variation de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux en fonction de l'altitude dans le Moyen Atlas, soit 0,3 par 100 m (Kabbaj *et al.*, 1978), on peut calculer la composition isotopique des eaux météoriques dans le site de Tazouta. Les compositions isotopiques recalculées pour les eaux météoriques du bassin d'Elhajeb (aire de recharge à 1200 m) sont concordantes avec les données analytiques des eaux de ce même bassin. Par la suite, et de la

même façon, des compositions isotopiques de l'oxygène de $-6,57\text{ ‰}$ ont été calculées pour le bassin de Bsabis Tazouta (air de recharge à 1400 m). On constate logiquement le caractère appauvri de toutes ces eaux par rapport à celles de la plaine de Fès-Meknès avoisinante (600 m d'altitude) (-5 ‰ vs SMOW) (Louvat & Bichara, 1990).

b- Les carbonates de l'encroûtement

α - Les isotopes d'oxygène

Les compositions isotopiques de l'oxygène des calcrètes dépendent de celles des eaux météoriques et de la température (Cerling, 1984). D'autres paramètres locaux telles que l'altitude ou la topographie peuvent jouer un rôle capital dans la composition isotopique des calcrètes. A ce sujet, Rossinsky & Swart (1993) montrent que dans une même vallée, les calcrètes du centre sont plus enrichies en isotope lourd de l'oxygène que celles de la bordure. Quade & Cerling (1990) arrivent à la même conclusion et montrent une corrélation négative entre les compositions isotopiques de l'oxygène des carbonates et l'altitude. Ces variations sont liées à la variation de la composition isotopique des eaux météoriques de plus en plus appauvries en ^{18}O avec l'altitude.

*** Mécanismes de précipitation des carbonates**

Les deux principaux processus de précipitation des carbonates sont liés soit à l'évaporation-évapotranspiration soit au dégazage des solutions. La composition isotopique de l'oxygène peut être utilisée comme indicateur du mécanisme dominant. Dans l'encroûtement de Tazouta, les carbonates ont une composition isotopique moyenne de $-5,25\text{ ‰}$ vs PDB. La constance de ces compositions à l'échelle du profil est à mettre en rapport soit, avec une constance des conditions climatiques similaires à l'actuel, lors de la formation de l'encroûtement, soit avec des processus de dissolution-reprécipitation continus en milieu ouvert homogénéisant ainsi la signature isotopique dans le profil ou bien les deux. A ce stade de l'étude, il est difficile de discuter la première hypothèse, en revanche, la seconde hypothèse reste très plausible.

A défaut de données sur solutions du sol, nous allons discuter les mécanismes de précipitation des carbonates par rapport aux compositions isotopiques des eaux météoriques actuelles. Dans la région de Tazouta, les eaux météoriques ont un $\delta^{18}\text{O}$ de $-6,57\text{ ‰}$. Les carbonates sont donc enrichis en ^{18}O par rapport à ces eaux. De plus, cet enrichissement dépasse le simple effet de fractionnement eau-calcite (enrichissement de $+0,33\text{ ‰}$) à des températures voisines de celles de la région (15 °C). Cet enrichissement est lié à l'évaporation avant la précipitation des carbonates. Evaporation enregistrée par les eaux de nappes du bassin d'Elhajeb (**Fig. VI-5**). En effet, pour des précipitations de 516 mm/an, l'évapotranspiration réelle est de 430 mm/an (Bentayeb & Leclerc, 1977). Le couvert végétal étant réduit, l'évapotranspiration correspond ainsi essentiellement à l'évaporation. Celle-ci favorise

l'enrichissement des solutions du sol en ^{18}O et en éléments chimiques. Les solutions deviennent sursaturées et précipitent de la calcite. Ceci est confirmé d'une part par les fortes concentrations du calcium dans les eaux de nappe du Moyen Atlas (Tab. IV-1, Chap. IV), et d'autre part par des tests de saturation qui montrent que ces eaux sont saturées vis à vis de la calcite.

La précipitation des carbonates, surtout par rapport aux conditions actuelles, se fait par évaporation des eaux météoriques. Il serait donc intéressant de connaître l'ordre de grandeur des températures auxquelles se font ces précipitations.

**** Températures de précipitation des carbonates**

Le calcul des températures de précipitation des carbonates a été fait en utilisant la formule de Friedman & O'Neil (1977).

$$10^3 \ln \alpha_w^{cal} = -2,89 + 2,78 \cdot 10^6 / T^2, \text{ avec } \alpha_w^{cal} = \frac{R_{cal}}{R_w}, T \text{ en K} \quad (1)$$

R_{cal} et R_w sont les compositions isotopiques respectivement de la calcite et de l'eau en équilibre avec la calcite exprimées en ‰ vs SMOW.

Dans cette approche, au lieu de calculer la température de précipitation des carbonates à partir des compositions isotopiques de ces derniers et celles des eaux, nous avons calculé la composition isotopique de l'eau en équilibre avec les carbonates à des températures variables (Tab. VI-7). Les compositions obtenues sont par la suite comparées à celles des eaux météoriques locales.

Tableau VI-7: Calcul des compositions isotopiques des eaux en équilibre avec les carbonates de l'encroûtement de Tazouta à des températures variables.

Température °C	$\delta^{18}\text{O}$ moy. calcite SMOW	$\delta^{18}\text{O}$ eau calculée
0	25,45	-9,19
5	25,45	-7,88
10	25,45	-6,63
15	25,45	-5,44
20	25,45	-4,31
25	25,45	-3,24
30	25,45	-2,22

Les compositions isotopiques des eaux calculées sont proches de celles des eaux météoriques de Tazouta (ou altitude comparable) à des températures voisines de 10 à 15 °C.

Ces températures sont proches de la température moyenne actuelle de la région et confirment l'origine supergène de ces carbonates.

Les compositions isotopiques et les températures de précipitation des carbonates montrent que l'encroûtement est en équilibre isotopique (évaporation prise en compte) avec les conditions climatiques actuelles. De ce fait, les mécanismes actuels de dissolution-reprécipitation sont favorables à la stabilité de l'encroûtement de Tazouta en particulier et des encroûtements dans le Moyen Atlas en général.

*** Rôle de la composition isotopique des eaux météoriques

La composition isotopique des carbonates du sol est liée à celles des eaux météoriques et à la température moyenne régionale (Rossinsky & Swart, 1993). Dans les calcrètes jeunes (moins de 10000 ans), la relation entre les $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates et ceux des eaux météoriques locales actuelles présentent une bonne corrélation (Cerling, 1984). La **Figure VI-7** illustre cette corrélation et on y remarque bien la position de la calcrète de Tazouta sur la droite de corrélation. Cet alignement implique un enrichissement constant des carbonates en ^{18}O par rapport à l'enrichissement respectif des eaux météoriques correspondantes et ceci dans des contextes lithologiques et climatiques variés. L'absence d'une telle corrélation dans le cas de calcrètes anciennes (Salomons *et al.*, 1978) serait liée à la superposition de plusieurs épisodes climatiques souvent différents du climat actuel (Cerling, 1984). Cette distinction constitue un premier indice concernant l'âge approximatif de la calcrète de Tazouta (une dizaine de milliers d'années) et corrobore ainsi l'idée de sa formation sous des conditions proches du climat actuel.

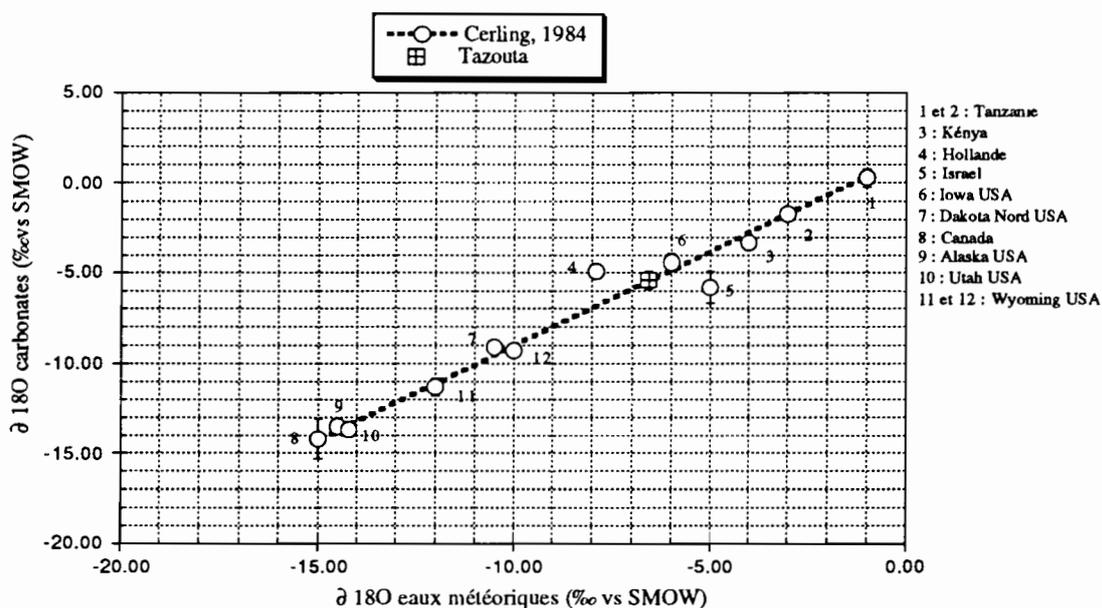


Fig. VI-7 : Relation entre les compositions isotopiques de l'oxygène des carbonates et celles des eaux météoriques correspondantes de certaines calcrètes.

β- Les isotopes de carbone

En général, la composition isotopique du carbone des carbonates pédogéniques reflète celle du CO₂ du sol, qui varie depuis la composition du couvert végétal (C3 ou C4) jusqu'à celle de l'atmosphère (Cerling, 1984).

Sous un couvert végétal (C3 ou C4) dense, la contribution du CO₂ atmosphérique étant minime, les compositions isotopiques des carbonates sont influencées par la végétation C3/C4. Un carbonate précipité sous couvert végétal exclusivement C3 ou C4 aura une composition isotopique en carbone respectivement de -11,8 ‰ et +1,8 ‰ (Quade *et al.*, 1995). Quand la biomasse est réduite, les carbonates sont enrichis en ¹³C grâce à l'incorporation du carbone atmosphérique. Un carbonate précipité en équilibre avec le CO₂ atmosphérique aura un δ¹³C de +3,3 ‰. Une corrélation négative a été établie entre le δ¹³C des carbonates et l'altitude (Amundson *et al.*, 1989 ; Quade & Cerling, 1990 ; Cerling & Quade, 1993). Cette corrélation est liée au développement progressif d'une végétation C3 (δ¹³C = -27 ‰) aux dépens d'une végétation C4 (δ¹³C = -13 ‰) en fonction de l'altitude.

* Origine des variations des δ¹³C à l'échelle du paysage

Dans la région de Tazouta et dans le Moyen Atlas en général, outre la composante atmosphérique et organique, la composition isotopique du carbone peut être influencée par la contribution des carbonates du Lias.

Pour rendre compte de l'importance de la végétation, nous allons calculer la densité du couvert végétal actuel à Tazouta (1400 m d'altitude) par la formule établie par Amundson *et al.* (1989) pour un environnement semi-aride (Kyle Canyon, Nevada) :

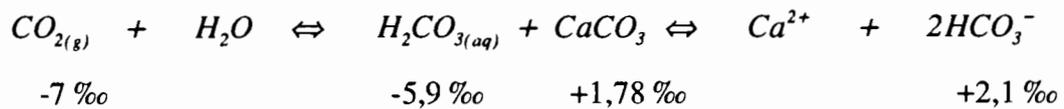
$$\text{densité (\%)} = 0,239 (LI) + 8,243$$

avec LI: indice de lessivage ($LI = \text{pluviométrie} - \text{évapotranspiration}$)

La station météo la plus proche du site donne une moyenne annuelle des précipitations de 516 mm, l'évapotranspiration étant d'environ 430 mm/an (Bentayeb & Leclerc, 1977). La densité de végétation ainsi calculée est de 28,8 %. Cette densité prend en compte seulement les végétaux pérennes. L'essentiel de cette végétation (*matorrals = formations végétales des pays méditerranéens, plus ouvertes que le maquis, constituées d'oliviers sauvage, de lentisque, d'arbousier et de petits chênes*) correspond au chêne vert et à l'arbousier. La faible abondance de la végétation actuelle ne doit pas masquer l'importance du système racinaire très développé dans le profil d'encroûtement.

Concernant le rôle des carbonates du Lias, la grande différence entre leur compositions isotopiques en carbone et celles des carbonates de l'encroûtement exclu un transfert particulière (éboulement ou aérosols) à partir des massifs liasiques. Ces transfert se font donc en solution par dissolution des carbonates du Lias en amont.

En amont, le sommet des causses est formé de carbonates du Lias. Dans ces environnements, les processus de dissolution des carbonates sont dominants selon la réaction :



avec $\epsilon_{\text{CO}_2(g)\text{-HCO}_3^-} = +9,02 \text{‰}$ à 15 °C (température moyenne annuelle de Tazouta)
avec $\epsilon_{\text{CaCO}_3\text{-HCO}_3^-} = +0,41 \text{‰}$ à 15 °C

La composition isotopique du carbone des carbonates liasiques est de 1,78 ‰. Celle des solutions résultant de leur dissolution est déterminée à la fois par le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates et celui du CO_2 atmosphérique. En milieu fermé, ces deux pôles contribuent à parts égales aux compositions isotopiques des solutions, puisque dans les bicarbonates 50 % de C provient du carbonate et 50 % provient du CO_2 atmosphérique (Rabenhorst *et al.*, 1984). Dans ce cas simple et en tenant compte des fractionnements impliqués dans cette réaction, la composition isotopique calculée pour les solutions après dissolution des carbonates est de 2,1 ‰. En milieu ouvert, ce qui est le cas dans un profil d'encroûtement, le renouvellement continu du CO_2 atmosphérique fait que les compositions isotopiques des solutions dépendront uniquement de celle de la phase gazeuse (Dever, 1985). Ces compositions seront alors supérieures aux valeurs calculées en milieu fermé (Salomons & Mook, 1986). Le transfert de ces solutions permet l'approvisionnement des versants et des replats en matière dissoute. Au cours de ce transfert, des processus d'échanges isotopiques de ces solutions avec d'autres sources de C (atmosphère, matière organique) ne sont pas exclus.

En aval (profil), les solutions issues des sommets des reliefs vont précipiter des carbonates. Nous avons montré précédemment que la précipitation des carbonates est principalement due à l'évaporation des solutions.

Dans le profil, la signature isotopique du carbone des carbonates est variable (**Fig. VI-6b**). Ceux-ci restent cependant très appauvris en isotopes lourds. Les carbonates du profil ne sont donc pas en équilibre isotopique avec les solutions venant directement de l'amont. Les compositions des solutions ont donc évolué au cours du transfert et ont été influencées par la composante organique (principale source de C). Partant des $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates dans le profil et des fractionnements associés à leur précipitation, les solutions du sol (en équilibre avec ces

carbonates) auraient un $\delta^{13}\text{C}$ de l'ordre de - 9 à - 10 ‰. Ces compositions sont très différentes de celles calculées pour les solutions issues de la dissolution des carbonates du Lias, elles sont en revanche incluses dans l'intervalle des $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol sous climat semi aride (-10 à -18 ‰) (Salomons *et al.*, 1978). Le caractère très appauvri des solutions du sol et des carbonates qui y précipitent directement (en équilibre isotopique) implique, soit une importante contribution (plus de 80 %) d'une biomasse de type C3 ($\delta^{13}\text{C}$ moy = -27 ‰), soit des reprises des carbonates précipités à partir des solutions venant des carbonates du Lias, dans des cycles de dissolution-reprécipitation en présence de CO_2 biogène au sein du profil (Salomons *et al.*, 1978, Dever, 1985). Ces deux hypothèses peuvent coexister dans un système ouvert à végétation de type C3. Ainsi, soit la signature des carbonates du Lias est complètement effacée soit leur contribution en terme d'apport en carbone est réduite à l'origine.

** Variations de $\delta^{13}\text{C}$ à l'échelle du profil

Au sein du profil, les variations de la composition isotopique du carbone dépassent 1,5 ‰ de la base au sommet. Ces variations peuvent être liées à la dominance CO_2 atmosphérique/ C organique dans le profil, à des dissolutions-reprécipitations en profondeur ou à un dégazage des solutions.

Les faibles valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ (-8 à -9 ‰) traduisent une forte incorporation de l'isotope léger du carbone. Les solutions du sol en équilibre avec les carbonates sont donc plus riches en isotope léger du carbone dans la saprolite cohérente que dans la saprolite friable. Cette tendance est inverse à celle qui aurait été provoquée par un dégazage des solutions, elle serait plutôt liée à des dissolutions-reprécipitations qui appauvrissent progressivement le carbonate avec la profondeur. En revanche, l'enrichissement des carbonates proches de la surface en isotope lourd est connu (Cerling & Quade, 1993). Il concerne essentiellement les premières dizaines de centimètres. Cet enrichissement est lié au transfert du CO_2 du sol vers l'atmosphère par diffusion (Kirkham & Powers, 1972, *in* Mcfadden *et al.*, 1991) et préférentiellement du $^{12}\text{CO}_2$ enrichissant ainsi l'atmosphère du sol en ^{13}C et par conséquent les carbonates qui y précipitent. Dans cette partie sommitale du profil, un autre facteur pourrait intervenir. Il s'agit des racines de végétaux (abondants) qui fixent de manière préférentielle l'isotope léger du carbone.

γ - Comparaison avec d'autres calcrètes

Plusieurs travaux ont porté sur les relations climat-encroûtements calcaires (Rossinsky & Swart, 1993; Strong *et al.*, 1992; Salomons *et al.*, 1978; Amundson *et al.*, 1989). Les précipitations sont l'un des facteurs principaux gouvernant la genèse des calcrètes. Ces dernières sont associées à des zones recevant environ 300 mm/an (Goudie, 1973), voir un minimum de 800 mm/an (Semeniuk & Searle, 1985). Ce désaccord apparent s'explique par l'introduction du taux d'évaporation qui est un autre paramètre climatique important dans la genèse des calcrètes.

L'association de la pluviométrie et de l'évaporation permet d'estimer une pluviométrie absolue. Cette pluviométrie absolue contrôle la composition isotopique des calcrètes par l'intermédiaire de la densité du couvert végétal (pour C) et la composition des eaux météoriques (pour O). Si on compare les compositions isotopiques des encroûtements à l'échelle du Maroc, l'encroûtement de Tazouta (1400 m d'altitude) est plus appauvri en ^{13}C que celui de Volubilis (Saïs, 600 m d'altitude) (Salomons *et al.*, 1978). Cette différence corrobore la différence de pluviométrie et de densité de végétation qui existe entre ces deux sites.

À l'échelle mondiale, le $\delta^{18}\text{O}$ des calcrètes montre moins de variations que le $\delta^{13}\text{C}$. On constate que la calcrète de Tazouta est isotopiquement comparable à certaines calcrètes du pourtour méditerranéen (Italie, Espagne, Chypre et Lybie) (Fig. VI-8). Ce groupe de calcrètes se distingue des calcrètes d'Afrique du Sud et d'Inde très enrichies en ^{13}C , et de celles des U.S.A. appauvries en ^{18}O . Ces différences sont liées aux différences de sources en C mis en jeu dans chaque site, et aux variations des compositions isotopiques de l'oxygène des eaux météoriques, et des températures.

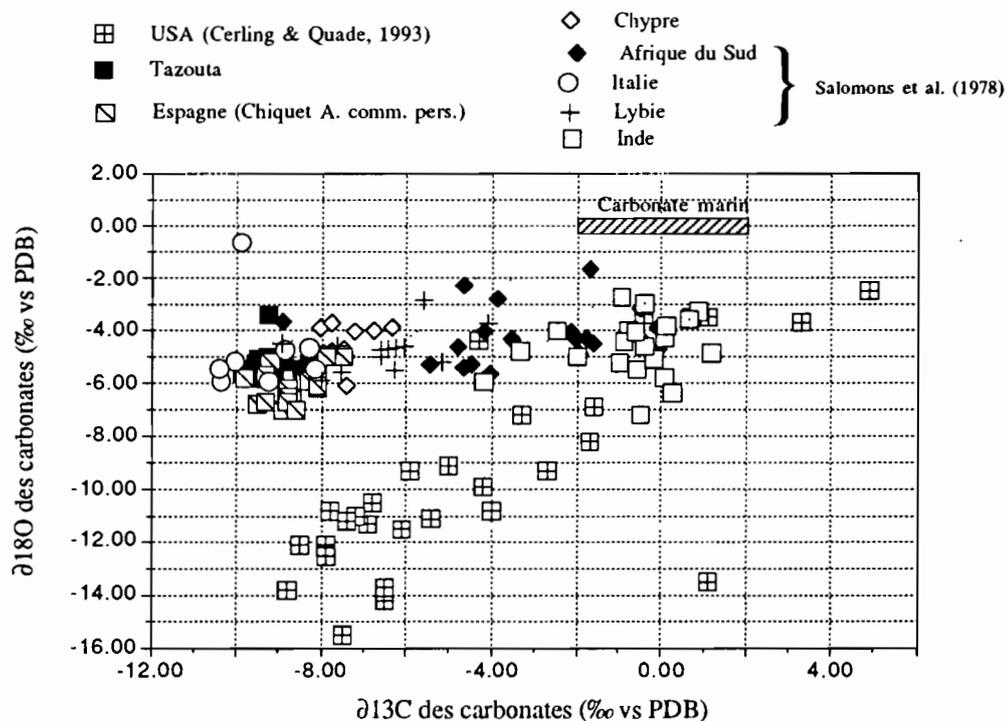


Fig. VI-8 : Comparaison des compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone de certaines calcrètes.

3- CONCLUSION

L'étude des compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone dans la calcrète de Tazouta permet de retenir les informations suivantes :

- le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates de la calcrète (-8 à -9,5 ‰ vs PDB) est très différent de celui des carbonates du Lias. Il n'y a donc pas de transfert particulière ou pas d'éboulements à partir

des massifs liasiques. Les transferts se font en solution;

- la composition isotopique de l'oxygène montre que la précipitation des carbonates se fait par évaporation des eaux météoriques;
- la calcrète de Tazouta est relativement stable sous les conditions climatiques actuelles;
- la calcrète de Tazouta est isotopiquement comparable à la majorité des calcrètes du pourtour méditerranéen.

IV- CHRONOLOGIE RADIOCARBONE DES CARBONATES

1- INTRODUCTION-PRINCIPE ET MÉTHODES DE DATATIONS

Plusieurs méthodes ont été utilisées dans les datations radiochronologiques des calcrètes (^{14}C , U-Th, K-Ar). Ces méthodes sont resumées par Netterberg (1978). L'utilisation du ^{14}C dans les datations est devenue courante ces dernières années (Grey & Cooke, 1977). La méthode apparaît fiable pour des âges allant jusqu'à 30 000 ans. Cependant, les âges obtenus par cette méthode peuvent être rajeunis en système ouvert où les dissolutions-reprécipitations des carbonates sont fréquentes.

Dans la haute atmosphère, les rayonnements cosmiques induisent des réactions de spallation de ^{14}N en ^{14}C . Le carbone ainsi produit s'oxyde en $^{14}\text{CO}_2$ et participe au CO_2 atmosphérique. Ce ^{14}C rentre dans le cycle du carbone principalement lors de son assimilation par les végétaux chlorophylliens et se trouve ensuite cédé à l'hydrosphère par oxydation ou décarboxylation de la matière organique (Fontes, 1976).

Le ^{14}C est un isotope radioactif naturel, émetteur d'un rayonnement β^- . Le principe de datation par le ^{14}C est basé sur la loi de décroissance radioactive :

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

t: temps

N: nombre de nucléides du milieu

N_0 : nombre de nucléides à $t=0$, λ : constante de désintégration

$\lambda = (\text{Ln } 2) T^{-1}$, T: période ou demi-vie du ^{14}C , 5730 ans, l'année 1950 est la référence pour les mesures dans l'échelle BP

2- PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Sur le profil d'encroûtement de Tazouta, six échantillons de carbonates ont été sélectionnés. Ces échantillons ont été pris en fonction de la profondeur, entre 2,1 et 0,6 m de la

surface. Les âges mesurés (Tab. VI-8) sont globalement décroissants de la base vers le sommet du profil (Fig. VI-9a). Mis à part un échantillon donnant un âge élevé de 21,2 ka, le reste des échantillons présentent des âges compris entre 15 ka et 8,5 ka. Les compositions isotopiques du carbone de ces carbonates sont trop basses (-8 à -9 ‰ vs PDB) pour représenter un carbonate formé en équilibre avec l'atmosphère (+3 ‰ vs PDB). Ceci est lié à l'influence d'autres sources de C, essentiellement organique. Les âges corrigés sont légèrement supérieurs aux valeurs mesurées.

Tableau VI-8 : Résultats des datations radiochronologiques ^{14}C des carbonates de la calcrète de Tazouta.

Echantillon	Profondeur (m)	$\delta^{18}\text{O}$ PDB	$\delta^{13}\text{C}$ PDB	Datation	Age conventionnel (ka BP)	Incertitude (année)
T9C	0,6	-5,48	-9,17	8,31	8,57	50
T7C	0,9	-5,11	-8,78	11,91	12,17	50
T5C	1,05	-5,50	-8,66	11,09	11,36	50
T4C	1,25	-5,37	-9,27	21,20	21,46	50
T2C	1,7	-5,49	-9,71	14,22	14,47	50
T1C	2,1	-5,59	-9,61	15,01	15,26	50

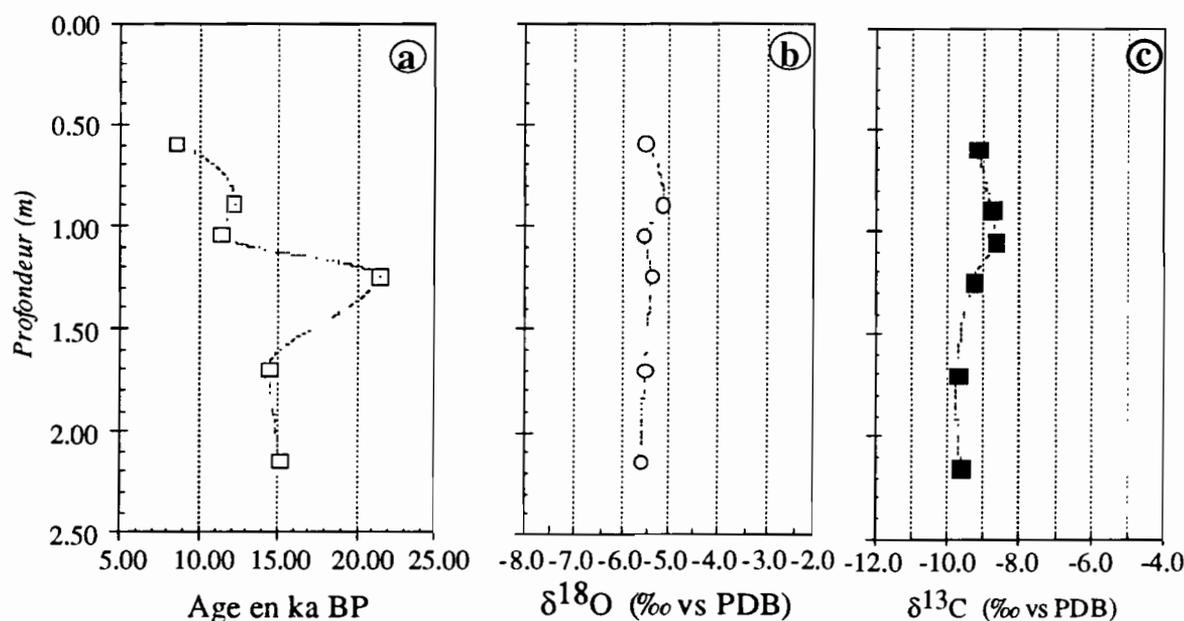


Fig. VI-9 : Evolution de l'âge (a) et des compositions isotopiques de l'oxygène (b) et du carbone (c) des carbonates de l'encroûtement de Tazouta.

3- DISCUSSION

a- Significations paléoclimatiques

Dans les calcrètes, la précipitation des carbonates est un processus continu en milieu ouvert. Le décroissance radioactive peut être perturbée par de nouveaux apports (Fontes, 1971). Ces contaminations peuvent entraîner un excès ou un déficit des teneur en ^{14}C , selon qu'elles portent sur du carbone actif ou sur du carbone "mort". Selon Bowler & Polach (1971), les âges ^{14}C mesurés sur des carbonates pédogéniques en régions à climat aride ou semi-aride datent le processus de pédogenèse. D'autres travaux montrent en revanche que ces âges peuvent être rajeunis par les processus de dissolution-reprécipitation (Callen *et al.*, 1983; Amundson *et al.*, 1989; Pendall *et al.*, 1994). Ceux-ci sont fréquents dans les encroûtements carbonatés, il est donc difficile de considérer les âges mesurés comme absolus et ils doivent être discutés avec prudence.

Dans l'encroûtement de Tazouta, l'âge mesuré à 21 ka BP (à 1,25 m de profondeur) pourrait être dû à la présence de microfissures carbonatées très anciennes (d'origine hydrothermale). Si on fait abstraction de cet échantillon, le reste des datations est réparti sur la fin du Pléistocène supérieur-début de l'Holocène (15 ka BP à 8,5 ka BP). Les reconstitutions paléoclimatiques dans le Moyen Atlas (Lamb *et al.*, 1989; El Hamouti *et al.*, 1991; Lamb *et al.*, 1991; Benkaddour, 1993; Lamb *et al.*, 1995, Lamb *et al.*, 1995) montrent une succession de périodes arides et humides depuis 18 ka BP. Ces conditions climatiques ont été établies à partir des données polliniques issues du lac de Tigalmamine. De 18 ka à 10 ka BP, et à l'exception de la période de 14 ka à 12 ka BP où le chêne s'est développé du fait de conditions relativement humides, la végétation est surtout herbacée (Lamb *et al.*, 1989) indiquant une tendance climatique semi-aride. Vers 8,5 ka BP (optimum climatique), l'installation d'un climat humide se manifeste d'abord par le développement de forêts de chênes, puis de cèdres à 4 ka BP. Benkaddour (1993) montre également l'intercalation de courtes phases arides dont la plus importante est datée à 3 ka BP. Les âges mesurés montrent que la formation de la calcrète de Tazouta correspond à des périodes climatiques semi-arides. Cependant, les âges réels peuvent osciller d'un côté ou de l'autre des âges mesurés. Ces derniers suppose le développement de l'encroûtement durant une période climatique favorable à l'accumulation de carbonates (climat semi-aride). De plus, l'âge minimum mesuré correspond parfaitement au retour de conditions climatiques humides qui auraient stoppé l'accumulation des carbonates sans pour autant les détruire. Ainsi, l'encroûtement de Tazouta est actuellement stable mais non fonctionnel. En dépit des processus de dissolutions-reprécipitations qui peuvent perturber le signal isotopique, la constance de la signature isotopique de l'oxygène dans le profile confirme l'hypothèse d'une stabilité climatique durant l'accumulation des carbonates.

b- Vitesse de la calcrètogenèse

La genèse d'une calcrète peut se faire de différentes manières. Dans le cas de la calcrète de Tazouta, l'origine du calcium est principalement attribuée aux carbonates du Lias. La précipitation des carbonates est liée à l'évaporation des solutions.

L'accumulation des carbonates semble avoir fonctionné pendant 7,3 ka, cette période a permis l'accumulation de carbonates sur 1,5 m à des concentrations moyennes de 0,52 g/cm³. La vitesse de formation de la calcrète est de 205 mm/ 1000 ans. Ces valeurs sont comparables à celles calculées par Netterberg (1981) pour des encroûtements pédogéniques, à partir des bilans hydriques sous un climat semi-aride. Les vitesses rapides, combinées à des conditions climatiques arides expliqueraient le rôle limité des basaltes dans l'apport de calcium à l'encroûtement, mais aussi celui des pluies.

c- Modalité de formation de l'encroûtement

La genèse de l'encroûtement de Tazouta est lié à des transferts latéraux externes au profil. Ces transferts, en solution, se font à partir de l'amont des reliefs (carbonate du Lias) vers un basalte en cours d'altération. L'altération du basalte, ayant fonctionné pendant très longtemps, a développé une saprolite qui joue le rôle de structure d'accueil (porosité) des carbonates. Quand les conditions climatiques optimales (aride entre autres), sont réunies, ces structures peuvent accumuler des carbonates.

Dans un profil d'altération de basalte (cf Elhajeb), la porosité créée augmente le front d'altération vers la saprolite. Ainsi, dans le profil de Tazouta, les premières arrivées de solutions carbonatées descendent jusqu'au front d'altération des basaltes. Ce qui entraîne une fermeture partielle de la porosité (macro et mésoporosité) à la base du profil. La progression du front d'altération étant très lente par rapport à la vitesse d'accumulation des carbonates. Le système d'altération est plus ou moins bloqué à l'échelle de la durée de la calcrètogenèse. Les arrivées successives de carbonates seront piégées de plus en plus près de la surface. Il n'est pas exclu que des générations successives de carbonates puissent se chevaucher par endroit (zones de circulation). Des processus de dissolution-reprécipitation peuvent également remobiliser les carbonates. On suppose alors que ces remobilisations se font avec peu ou pas de transport. L'arrêt de la calcrètogenèse est à lier au retour de conditions climatiques plus humides.

Actuellement, les encroûtements calcaires du Moyen Atlas sont donc stables. Cette conclusion est importante pour la compréhension de la dynamique de ces encroûtements en réponse à un changement climatique futur. Ainsi, l'installation d'un climat plus aride que l'actuel favorisera la calcrètogenèse, alors qu'un climat plus humide provoquerait une déstabilisation et une destruction des encroûtements déjà en place. Dans le premier cas, la carbonatation des sols et des altérites accentuera le problème de l'inexploitabilité agricole. En revanche, le second cas

permettra une décarbonatation des manteaux d'altération rendant les terrains plus cultivables mais cela aux dépens d'une pollution probable de la nappe phréatique essentiellement en calcium.

4- CONCLUSION

Les mesures chronologiques effectuées sur les carbonates montrent que la calcrète de Tazouta s'est développée à la fin du Pléistocène-début Holocène. Sa formation est associée à une période climatique datée à environ 7,3 ka BP. Cette calcrète cesse de fonctionner (accumuler les carbonates) vers 8,5 ka BP, date à laquelle est fixé le retour d'un climat humide. Cette correspondance d'âge montre bien sa stabilité et sa résistance aux fluctuations climatiques depuis 8,5 ka.

V- CONCLUSION GÉNÉRALE

L'étude des compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone et les datations des carbonates permettent de retenir les conclusions suivantes :

- l'encroûtement de Tazouta s'est formé par des transferts latéraux en solution à partir des massifs carbonatés du Lias. La signature isotopique du carbone de l'encroûtement enregistre les processus de dissolution-reprécipitation au sein du profil en présence de CO₂ organique (C3);
- la précipitation des carbonates se fait par évaporation des eaux météoriques dans des conditions climatiques proches des conditions actuelles;
- l'accumulation des carbonates sous forme d'encroûtement s'est effectuée sur une période de 7,3 ka vers la fin du Pléistocène-début Holocène à une vitesse de 205 mm/ka;
- actuellement, l'encroûtement de Tazouta est stable mais l'accumulation de carbonates a du cesser depuis 8,5 ka BP.

**CONCLUSION GÉNÉRALE
&
PERSPECTIVES**

Ce travail sur les transformations "hydrothermales" et supergènes des basaltes triasiques a été effectué pour deux profils du Moyen Atlas marocain : Elhajeb et Tazouta. Ces deux profils ont été retenus du fait de la complémentarité de leur position dans le paysage et donc des processus dominants la formation de chacun d'entre eux. A Elhajeb, le profil est en aval des reliefs liasiques. L'essentiel de la pédogenèse sur basalte se fait par altération *sensu stricto*. et constitue ainsi un témoin des processus d'altération argileuse du basalte. En revanche, le profil de Tazouta beaucoup plus en amont, enregistre simultanément l'altération du basalte mais aussi des accumulations de carbonates sous forme d'encroûtement.

Dans les deux profils, la succession des faciès est la même de la base à la surface : le basalte "frais", la saponite (cohérente d'abord puis friable) et le sol. Le basalte est un basalte tholéitique minéralogiquement formé de plagioclases (labrador-bytownite) relativement plus albitisé à Tazouta, de pyroxènes (augite et pigeonite), des minéraux opaques (titanomagnétite à Elhajeb et titanomagnétite et ilménite à Tazouta) et enfin de verre partiellement (Elhajeb) ou totalement (Tazouta) recristallisé en saponite. Dans le basalte d'Elhajeb, des olivines complètement transformées par altération deutérique en saponites ont été identifiées. A côté de ces minéraux endogènes, des minéraux tardimagmatiques forment le remplissage de fissures et de vésicules plus fréquentes dans le basalte d'Elhajeb que dans celui de Tazouta. Les paragenèses minérales rencontrées dans ces structures sont formées de calcite, de quartz et d'argiles (saponite et talc).

I- ALTÉRATION HYDROTHERMALE ET SUPERGÈNE DES BASALTES TRIASIQUES À ELHAJEB

Dans les basaltes d'Elhajeb, l'altération hydrothermale est responsable de la transformation des olivines en saponite Mg-Fe, mais également de la mise en place de minéraux (saponite, calcite, quartz, talc) dans les fissures et les vésicules.

Dans le profil d'altération des basaltes d'Elhajeb, la caractérisation minéralogique et chimique des produits d'altération supergène des minéraux primaires du basalte (plagioclases, pyroxènes, verre) montre que ceux-ci sont variables.

Dans le basalte "frais", le verre se trouve déjà partiellement altéré en saponite Mg-Fe. Les plagioclases montrent un début d'altération en montmorillonites Al dans le basalte à texture microlitique.

Dans la saprolite cohérente, le verre et les plagioclases s'altèrent toujours en donnant respectivement des saponites et des montmorillonites, alors que les pyroxènes commencent à s'altérer en saponites Mg-Fe (la pigeonite étant le premier pyroxène à se transformer). Les minéraux opaques sont inaltérés. Dans ce faciès, les argiles de vésicules sont toujours des saponites mais avec un enrichissement relatif en aluminium par rapport à leurs équivalents dans le basalte. Ces processus d'altération s'accompagnent de transfert de matière donnant lieu à des néoformations argileuses dans les fissures. Ces argiles sont de 2 type : des beidellites et des smectites intermédiaires entre saponite et beidellite Fe.

Dans la saprolite friable, tous les minéraux primaires (à l'exception de la titanomagnétite) sont complètement altérés. Les produits d'altération sont homogènes et correspondent à des beidellites Al. Cependant, au sommet de ce faciès et dans le sol, les pyroxènes s'altèrent en oxy-hydroxydes de fer en plus des beidellites. Les titanomagnétites restent inaltérées jusqu'au sommet de la saprolite friable. Les produits argileux de transfert sont les mêmes que dans la saprolite cohérente. Ils sont cependant plus alumineux dans la saprolite friable.

Le calcul des bilans de transfert de matière en prenant le volume comme invariant montre que l'altération du basalte se traduit par des pertes importantes en alcalins et en Mg. En revanche, Ti, Zr et Al partiellement retenus dans les minéraux résiduels (zircon pour Zr et titanomagnétite pour Ti) ou dans les produits d'altération (Al), sont peu ou pas mobilisés au cours de l'altération. Au sommet du profil, des apports externes de Ca et de K provoquent des enrichissements en ces éléments. L'étude des compositions chimiques des eaux de nappe du bassin d'Elhajeb confirme l'immobilité de Zr et de Ti, mais montre surtout que l'essentiel de la charge dissoute provient des sédiments triasiques et liasiques affleurant à l'amont du bassin.

II- ALTÉRATION ET ENCROÛTEMENT DES BASALTES DE TAZOUTA

1- Altération du basalte

Dans le profil de Tazouta, les produits supergènes d'altération et de transfert sont de type smectitique. Ces produits sont abondants dans la saprolite cohérente où les processus d'altération sont dominants. En revanche, dans la saprolite friable, les argiles et les minéraux primaires sont réduits au profit de la calcite qui forme le minéral principal. Le sol étant très argileux et pauvre en carbonate. Les argiles sont de nature smectitique. Les faibles activités de Si et de Mg dans les solutions expliquent l'absence d'argiles fibreuses (plygorskite, attapulgite) connus dans les encroûtements calcaires.

Dans le profil de Tazouta, l'altération des minéraux du basalte se fait par pseudomorphose. Les produits d'altération des pyroxènes et du verre sont des saponites Mg-Fe. En revanche, les plagioclases se transforment en produits mixtes formés d'un mélange smectite-albite. Cette albite constitue un héritage du caractère albitisé des plagioclases.

L'altération smectitique des minéraux primaires s'accompagne de modifications qualitatives et quantitatives des paramètres physiques (densité, porosité) du basalte. Ainsi, du basalte à la saprolite cohérente, la porosité ouverte augmente avec une fermeture partielle de la macroporosité par des produits de transfert (argiles, carbonates). Ce passage se traduit également par une augmentation de la porosité piégée. Dans la saprolite friable, les reliques de basalte sont très peu ou pas altérées et montrent ainsi les mêmes caractères poreux que le basalte et la base de la saprolite cohérente. Sur l'ensemble de la saprolite, la présence de carbonate fait augmenter la porosité ouverte (essentiellement la mésoporosité) mais surtout la porosité piégée des échantillons.

2- Accumulation de carbonates

Dans la saprolite friable, les teneurs en carbonates dépassent 50 %. Ces carbonates sont représentés par trois types morphologiques de calcite : la micrite la plus abondante (99 %), les aiguilles de calcite et la sparite. Génétiquement, la sparite est d'origine primaire hydrothermale et est hérité du basalte, alors que la micrite et la calcite en aiguille sont secondaires (supergène). L'accumulation de ces carbonates se fait par remplacement épigénique des minéraux silicatés primaires et secondaires. Ce type de remplacement permet donc la conservation des structures primaires. Outre ce mode de précipitation, la calcite peut précipiter dans les racines des végétaux. L'ensemble de ces accumulations permet un enrichissement important en calcium par rapport au basalte. Dans cette matrice carbonatée, les circulations sont facilitées grâce à des porosités ouvertes élevées et à une faible porosité piégée, ce qui augmente la perméabilité de ce faciès et favorise le maintien de la carbonatation.

☆ Apports des traceurs isotopiques

L'utilisation de traceurs isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) montre une origine multiple du Ca. Ainsi, outre la contribution limitée du basalte, ce sont principalement les carbonates du Lias et secondairement les pluies qui apportent l'essentiel du Ca. L'alimentation du profil se fait ainsi par transfert latéral en solution à partir des reliefs liasiques. Les compositions isotopiques de carbone des carbonates confirment d'une part la nature des transferts en solution, et d'autre part l'importance des processus de dissolution-reprécipitation en présence de carbone d'origine organique (C3). Les compositions isotopiques de l'oxygène des carbonates sont stables sur l'ensemble du profil, indiquant une stabilité climatique durant la formation de l'encroûtement.

La comparaison de ces compositions isotopiques avec celles des eaux météoriques actuelles montrent que la précipitation de la calcite est liée à l'évaporation des solutions.

☆ *Vitesses d'accumulation des carbonates*

Les datations ^{14}C des carbonates donnent des âges comprises entre 15 et 8,5 ka BP. Ces âges sont conformes aux reconstitutions paléoclimatiques régionales qui attribuent à cette époque une tendance climatique aride favorable à la formation de l'encroûtement. Durant sa formation, l'encroûtement a accumulé des carbonates à raison de 205 mm/ka, vitesse comparable à celles données par la littérature. L'accumulation de carbonate a cessé depuis 8,5 ka, date à laquelle les conditions climatiques régionales sont devenues plus humides.

III- PERSPECTIVES

Ce travail a permis de mieux comprendre le fonctionnement des accumulations des carbonates dans le Moyen Atlas. Il représente un apport important sachant l'importance et l'étendue de ces accumulations et leur impact sur l'activité agricole à l'échelle régionale. Ainsi, dans le futur, l'installation d'un climat plus aride que l'actuel favoriserait l'accumulation de carbonates, alors qu'un climat plus humide provoquerait une déstabilisation et une destruction des encroûtements déjà en place et une probable pollution des nappes phréatiques par le calcium.

Pour une meilleure prévision de ces évolutions, il est important de développer la modélisation quantitative des mécanismes contrôlant la formation des encroûtements calcaires dans le Moyen Atlas. Ces modélisations doivent être établies en fonction des variations de paramètres climatiques régionaux (pluviométrie, humidité, T° , ...). Les données acquises au cours de ce travail devront être complétées par :

✓ La quantification des apports éoliens particuliers et dissous, par un prélèvement continu des eaux de pluie et par installation de collecteurs d'aérosols dans la région.

✓ Des prélèvements saisonniers et l'étude des solutions et de la phase gazeuse du sol. La caractérisation des paramètres thermodynamiques (pH, Eh, alcalinité,...) de ces solutions et l'étude des isotopes stables (C, O, D) permettront de mieux comprendre les mécanismes dominants de la précipitation des carbonates.

✓ La détermination de l'âge réel de l'encroûtement par utilisation d'autres méthodes de datation plus fiables que le ^{14}C telle que la méthode du déséquilibre U/Th.

✓ La caractérisation qualitative et quantitative de la matière organique du sol et la détermination du rôle exact de celle-ci dans l'accumulation des carbonates.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adams A.E., (1980). Calcrete profiles in the Eyam Limestone (Carboniferous) of Derbyshire: petrology and regional significance. *Sedimentology*, 27, 651-660.
- Al Droubi A., Grondin J.L., Fritz B. and Tardy Y., (1978 a). Calcul des équilibres dans le système $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. Rappel des conditions de dissolution et de précipitation de la calcite. *Sci. Géol. Bull.*, 31, 4, 195-202.
- Al Droubi A., Grondin J.L., Fritz B. and Tardy Y., (1978 b). Recherche sur les conditions d'épigénie des plagioclases par la calcite. *Sci. Géol. Bull.*, 31, 4, 203-210.
- Amundson R.G., Chadwick O.A., Sowers J.M. and Doner H.E., (1989). The stable isotope chemistry of pedogenic carbonates at Kyle Canyon, Nevada. *Soil Sci. Am. J.*, 53, 201-210.
- Amundson R.G., Wang Y., Chadwick O., Trumbore S., McFadden L., McDonald E., Wells S. and DeNiro M., (1994). Factors and processes governing the ^{14}C content of carbonate in desert soils. *Earth Planet. Sci. Letters*, 125, 385-405.
- Andrews A.J., (1977). Low temperature fluid alteration of oceanic layer 2 basalts, DSDP Leg 37. *Can. J. Earth Sci.*, 14, 911-926.
- Andrews A.J., (1980). Saponite and celadonite in layer 2 basalts, DSDP, Leg 37. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 323-340.
- Arakel A.V., (1986). Evolution of calcrete in palaeodrainages of the lake Napperby area, central Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54, 283-303.
- Archer D.R. and Mäkel R., (1973). Calcrete deposits on the Lusaka Plateau of Zambia. *Catena*, 1, 19-30.
- Aristarain L.F., (1971). Clay minerals in caliche deposits of eastern New-Mexico. *J. Geol.*, 79, 75-90.
- Badiozamani K., Mackenzie F.T. and Thorstenson D.C., (1977). Experimental carbonate cementation : salinity, temperature and vadose-phreatic effects. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, 529-542.
- Badraoui M., Benabdallah F. et Fassi D., (1987). Minéralogie d'un profil d'encroûtement calcaire sur marnes Miocènes du Sais occidental. *Actes Inst. Agron. Vet.*, 7 (3 et 4), 57-69.
- Beaudet G. et Laouina A., (1989). Le contexte géomorphologique des encroûtements calcaires généralisés; le cas du Maroc nord-oriental. *Méditerranée*, N° 2.3, 29-40.
- Beauvais A. and Colin F., (1993). Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. *Chemical Geology*, 106, 77-101.
- Benedetti M.F., Ménard O., Noack Y., Carvalho A. and Nahon D., (1994). Water-rock interactions in tropical catchments: field rates of weathering and biomass impact. *Chemical Geology*, 118, 203-220.
- Benkaddour A., (1992). Changements hydrologiques et climatiques dans le Moyen Atlas marocain; chronologie, minéralogie, géochimie isotopique et élémentaire des sédiments lacustres de Tigalmamine. Doctorat en Sciences, Univ. Paris XI, 156 p.
- Bentayeb A. et Leclerc C., (1977). Le causse Moyen atlasique. In : *Ressources en eau du Maroc : Domaine atlasique et sud-atlasique. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 231, 37-66.
- Bertrand H. and Coffrant D., (1977). Geochemistry of tholeiites from North-East American Margin; correlation with Morocco. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 65-74.
- Bertrand H. et Prioton J.M., (1975). Les dolérites Marocaines et l'ouverture de l'Atlantique: Etude pétrologique et géochimique. Thèse 3^e cycle, Univ. Claude Bernard- Lyon, 321 p.
- Bertrand H. et Westphal M., (1977). Comparaisons géologiques et paléontologiques des tholéites du Maroc et de la côte

orientale de l'Amérique du Nord: implications pour l'ouverture de l'Atlantique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 19, 513-520.

Bertrand H., (1991). The mesozoic Tholeiitic Province of Northwest Africa: A volcano-tectonic of the early opening of Central Atlantic. in *Magmaism in extensional structural settings. The phanerozoic african plate*, p 147-188.

Bertrand H., Dostal J. and Dupuy C., (1982). Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth Planet. Sci. Letters*, 58, 225-239.

Bischoff W.D., Mackenzie F.T. and Bishop F.C., (1987). Stabilities of synthetic magnesian calcites in aqueous solution: comparison with biogenic materials. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 51, 1413-1423.

Blancaneaux P., (1989). Encroûtements calcaires dans les altérations de matériaux marno-gréseux aptiens de la dorsale tunisienne (jbel Bargou). Mise en évidence des phénomènes d'épigénie. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXV, 213-230.

Blancaneaux P., Houmane B. and Gallali T., (1987). Les différents faciès d'accumulations calcaires dans la région orientale de la péninsule du Cap-Bon (Tunisie septentrionale). *Cah ORSTOM, sér. Pédol.*, XXIII, n° 4, 253-273.

Blodgett R.H., (1988). Calcareous paleosols in the Triassic Dolores Formation southwestern Colorado. *Geological Society of America, Special Paper* 216, 103-121.

Blümel W.D. et Vogt T., (1979). Croûtes calcaires de Namibie. Problèmes géomorphologiques et étude micromorphologique. *Recherches géographiques à Strasbourg*, N° 12.

Böhlke J.K., Honnorez J. and Honnorez-Guerstein B.M., (1980). Alteration of basalts from site 396B, DSDP : Petrographic and mineralogic studies. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 341-364.

Boulaine J., (1957). Etude des sols des plaines du Chélif. Thèse Sci., Alger, Serv. Et. Sci., 582 p.

Boulangé B., (1984). Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. *Travaux et documents de l'ORSTOM*, 175, 362 p.

Bousquié P., (1979). Texture et porosité de roches calcaires. Relations avec la perméabilité, l'ascension capillaire, gélivité et conductivité thermique. Thèse docteur-ingénieur, Univ. Paris VI, 191 p.

Bowler B.M. and Polach H.A., (1971). Radiocarbon analyses of soil carbonates : an evaluation from palaeosols in southeastern Australia. In *Palaeopedology-Origin, Nature and dating of palaeosols. Int. Soil Sci. and Israel Univ. Press*, Jerusalem, 97-108.

Brimhall G.H. and Dietrich W.E., (1987). Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis. *Géochimica et Cosmochemica Acta*, 51, N° 3, 567-587.

Brimhall G.H., Chadwick O.A., Lewis C.J., Compston W., Williams I.S., Danti K.J., Dietrich W.E., Power M.E., Hendricks S D. and Bratt J., (1992). Deformational mass transport and invasive processes in soil evolution. *Science*, 255, 695-702.

Brimhall G.H., Lewis C.J., Ford C., Bratt J., Taylor G. and Warin O., (1991). Quantitative geochemical approach to pedogenesis: importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in lateritization. *Geoderma*, 51, 51-91.

Burk W.H., Dension R.E., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson R.B. and Otto J.B., (1982). Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ through phanerozoic time. *Geology*, 10, 516-519.

Busenberg E. and Plummer L.N., (1989). Thermodynamics of magnesian calcite solid-solutions at 25 °C and 1 atm total pressure. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 53, 1189-1208.

Butel P. et Ducloux J., (1984). Accumulations carbonatées dans une toposéquence de sols de l'ouest de la France : organisation et distribution dans le paysage. *Sc. du Sol, Bull. AFES*, 2, 63-74.

- Cailleux A., (1965). Quaternary secondary chemical deposition in France, in Wright H.E., and Frey D.G., Ed., 8th International Quaternary Conference, Denver, Colorado. *Geological Society of America*, Special paper 84, 125-139.
- Calen R.A., Wasson R.J. and Gillespie R., (1983). Reliability of radiocarbon dating of pedogenic carbonate in the Australian arid zone. *Sedimentary Geology*, 35, 1-14.
- Capo R.C. and Chadwick O.A., (1993). Application of strontium isotopes to mass balance of calcium in desert soils : eolian input vs in situ weathering. *Fall Meeting AGU*, San Fransisco, USA, 74, N° 43, p 263.
- Carnicelli S., Ferrari G.A., Magaldi D., Bilwiller G., Di Nocera S., Palmentola G., Pennetta G. et Zamparelli V., (1989). Les accumulations carbonatées de type "calcrète" dans les sols et formations superficielles d'Italie méridionale. *Méditerranée*, N° 2-3, 51-59.
- Caye R., Pierrot R., Ragot J. P. et Prevosteau J. M., (1970). Méthodes de visualisation des milieux poreux en vue de leur analyse quantitative au microscope. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 93, 571-578.
- Cerling T.E. and Quade J., (1993). Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. *In : Swart P.K. and others, Climate Change in Continental Isotopic Records*, Washington, AGU, 217- 231.
- Cerling T.E., (1984). The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 71, 229-240.
- Chadwick O.A., Brimhall G.H and Hendricks D.M., (1990). From a black to a gray box - a mass balance interpretation of pedogenesis. *Geomorphology*, 3, 369-390.
- Chesworth W., Dejou J. and Larroque P., (1981). The weathering of basalt and relative mobilities of the major elements at Belbex, France. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 45, 1235-1243.
- Choubert G. et Marçais J., (1952). Aperçu structural. *In : Géologie du Maroc*, p 9-73.
- Cogney G., Normand M., Termier H. and Termier G., (1974). Observations sur le basalte du bassin triasique de Rommanie-Maâziz (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 36, 264, 651-656.
- Colin F., Alarcon C. and Vieillard P., (1993). Zircon : an immobile index in soils ? *Chem. Geol.*, 107, 273-276.
- Colin F., Brimhall G.H., Nahon D., Lewis C.J. and Danti K., (1992). Equatorial rain forest lateritic mantles : A geomembrane filter. *Geology*, 20, 523-526.
- Colin F., Noack Y., Trescases J.J. et Nahon D., (1985). L'altération latéritique débutante des pyroxénites de Jacuba, Niquélandia, Brésil. *Clays Minerals*, 20, 93-113.
- Colo G., (1961). Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 139, 226 p.
- Coude-Gaussen G. et Blanc P., (1985). Présence de grains éolisés de playgorskite dans les poussières récents d'origine désertique. *Bull. Soc. géol. France*, 8, t. I, n° 4, 571-579.
- Coude-Gaussen G. et Rognon P., (1988). Origine éolienne de certains encroûtements calcaires sur l'île de Fuerteventura (Canaries orinetales). *Geoderma*, 42, 271-293.
- Coudé-Gaussen G., Rognon P., Bergametti G., Gomes L., Strauss B. and Gros J.M., (1987). Saharan dust on the Fuerteventura island (Canaries). Chemical and mineralogical characteristics, air-mass trajectories and probables sources. *J. Geophys. Res.*, 92, D8, 9753-9771.
- Craig D.C. and Loughnan F.C., (1964). Chemical and mineralogical transformations accompanying the weathering of basic volcanic rocks from New South Wales. *Aust. J. Soil Res.*, 2, 218-234.
- Craig H., (1957). Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 12, 133-149.
- Craig H., (1961). Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133, 1833.

- Craig H., (1965). "The measurement of oxygen isotope paleotemperatures", stable isotopes. *In Oceanographic Studies and Paleotemperatures (Tongiorgi E., Ed.)*, p 161, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa.
- Crovisier J.L., (1989). Dissolution des verres basaltiques dans l'eau de mer et dans l'eau douce. Essai de modélisation. Doctorat en Sciences, Univ. de Strasbourg, 253 p.
- Daux V., (1992). Comportement du strontium, des terres rares, de l'uranium pendant l'altération de verres basaltiques d'Islande. Doctorat en Sciences, Univ. Strasbourg, 129 p.
- De Kimp C., Dejou J. et Chevalier Y., (1987). Evolution géochimique superficielle des pyroxénites ignées du Mt St Bruno, Quebec. *Canadian Journal of Earth Science*, 24, 760-770.
- Dekayir A., (1994). Etude de l'altération supergène d'un basalte alcalin Quaternaire du Moyen Atlas (Maroc). Doctorat en Sciences, Univ. Aix-Marseille III, 181 p.
- Delvigne J., (1965). Pédogenèse en zone tropical : La formation des minéraux secondaires en milieu ferralitique. Mém. ORSTOM, Paris, 13, 157 p.
- Desprairies A., Tremblay P. and Laloy C., (1989). Secondary mineral assemblages in a volcanic sequence drilling during ODP LEG 104 in the Norwegian sea. *Proceeding of ODP*, 104.
- Dessandier D., (1995). Etude du milieu poreux et des propriétés de transfert des fluides du tuffeau blanc de Touraine. Application à la durabilité des pierres en oeuvre. Doctorat en Sciences, Univ. de Tours, 279 p.
- Destrigneville C., (1991). Etude de l'altération dans le massif basaltique de Mururoa (Polynésie française) : Analyses des phases solides et fluides et modélisation thermodynamique. Doctorat en Sciences, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 163 p.
- Dever L., (1985). Approches chimiques et isotopiques des interactions fluides-matrice en zone non saturée carbonatée. Doctorat ès Sciences, Univ. Paris sud, centre d'Orsay, 196 p.
- Dever L., Durand R., Fontes J. Ch. et Vachier P., (1982). Géochimie et teneurs isotopiques des systèmes saisonniers de dissolution de la calcite dans un sol sur craie. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 1947-1956.
- Dever L., Durand R., Fontes J.CH. et Vachier P., (1983). Etude pédogénétique et isotopique des néoformations de calcite dans un sol sur craie, caractéristiques et origines. *Géochimica et Cosmochemica Acta*, 47, 2079-2090.
- Ducloux J. and Laouina A., (1989). The pendent calcretes in semi-arid climates : An example locted near Taforalt, NW Morocco. *Catena*, 16, 237-249.
- Ducloux J. et Dupuis T., (1987). Influence de la matière organique des sols sur la cristallogenèse des carbonates de calcium. *In : N. Fedoroff, L.M. Bresson, M.A. Courty (Eds.)*, Micromorphologie des sols. Ass. Franç. Et. Sol., 315-321.
- Ducloux J., Dupuis T. et Laouina A., (1987). Influence des gels minéraux et d'argiles sur la cristallogenèse du carbonate de calcium à partir des solutions du sol. *Catena*, 14, 553-560.
- Ducloux J., Laouina A., Chaker M. and Dinel H., (1990). Carbonate accumulation and weathering of the granitic substratum of Tanecherfi basin, Northeastern Morocco. *Catena*, 17, 493-508.
- Dudoignon P., (1988). Altérations hydrothermales des roches volcaniques de l'atoll de Mururoa (Polynésie Française). Doctorat ès Sciences, Univ. Poitiers, 276 p.
- Dumont J.L., (1976). Les expériences d'encroûtements calcaires. *Bulletin du Centre de Géomorphologie*, n° 21, 45.
- Dumont J.L., (1980). Cimentation artificielle de sable par du calcaire. Utilisation de la radiographie X comme méthode d'observation non destructive. *Cristallisationn Déformation et Dissolution des Carbonates*, 181-187.
- Dumont J.L., (1983). Etude expérimentale de la précipitation du carbonate de calcium dans le sable. *Revue de l'Institut Francais du Pétrole*, 38, n°1.

- Dupuis T., Ducloux J., Butel P. et Nahon D., (1984). Etude par spectrographie infrarouge d'un encrôtement calcaire sous galet. Mise en évidence et modélisation expérimentale d'une suite minérale évolutive à partir de carbonate de calcium amorphe. *Clays Minerals*, 19, 605-614.
- Durand J.H., Gaucher G., Lacroix D., Mathieu L., Mercier J.L., Vogt T. et Wilbert J., (1979). Premiers résultats des travaux du groupe de travail sur les accumulations calcaires. *Bull. Ass. Sénégal. Et. Quat.*, 54-55, 25-29.
- Eggleton R.A., Foudoulis C. and Varkevisser D., (1987). Weathering of basalt: changes in rock chemistry and mineralogy. *Clays and Clays Minerals*, 35, 161-169.
- El Hamouti N., Lamb H., Fontes J.C. et Gasse F., (1991). Changements climatiques abrupts dans le Moyen Atlas marocain depuis le dernier maximum glaciaire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Série II, 259-265.
- El Hinnawi E., Loukina S. and Mandour M., (1990). Isotopic composition of calcrete from the Mediterranean coastal plain west of Alexandria, Egypt. *Journal of Arid Environments*, 19, 39-43.
- Emrich K., Ehhalt D. and Vogel J.C., (1970). Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth Planet. Sci. Letters*, 8, 363-371.
- Epstein S. and Mayeda T.K., (1953). Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4, 213-224.
- Fassi D., (1993). Les formations superficielles du Saïs de Fès et de Meknès. Du temps géologique à l'utilisation actuelle des sols. Doctorat ès Sciences, Univ. Paris I, Sorbonne, 605 p.
- Folk R.L., (1974). The natural history of crystalline calcium carbonate : effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Geology*, 44, 40-53.
- Fontes J.Ch. and Gasse F., (1989). On the ages of humid Holocene and late Pleistocene phases in North Africa-Remarks on "Late Quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa)" By Rognon P. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70, 393-398.
- Fontes J.Ch., (1971). Un ensemble destiné à la mesure de l'activité du radiocarbone naturel par scintillation liquide. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XIII, Fasc. 1, 67-86.
- Fontes J.Ch., (1976). Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : Quelques aspects. Doctorat ès Sciences, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 208 p.
- Foster M.D., (1960). Interpretation of the composition trioctahedral micas. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 345 B, 1-49.
- Freytet P. et Verrecchia E., (1989). Les carbonates continentaux du pourtour méditerranéen : microfaciès et milieux de formation. *Méditerranée*, N° 2-3, 5-27.
- Freytet P., Baltzer F., Conchon O., Plaziat J.C. et Purser B.H., (1994). Signification hydrologique et climatique des carbonates continentaux quaternaires de la bordure du désert oriental égyptien (côte de la mer Rouge). *Bulletin Soc. géol. France*, t. 165, n° 5, 593-601.
- Friedman I. and O'Neil J. R., (1977). Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest.
- Gaucher G., (1947). Les sols rubéfiés et les sols à croûtes du bas Chélib et des basses plaines oranaises. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 225, Série D, 133-135.
- Géraud Y., (1991). Déformation thermomécanique et porosité des roches granitiques. Evolution des espaces poreux. Doctorat en Sciences, Univ. Aix-Marseille I, 289 p.
- Gile L.H., (1979). The desert project soil mnograph: Washington. *Ed. U. S. Soil Conservation Service*, 984 p.
- Gile L.H., Peterson F.F. and Grossman R.B., (1966). Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci.*, 101, 347-360.
- Gislason S.R. and Arnorsson S., (1990). Saturation state of naturel waters in Iceland relative to primary and secondary

minerals in basalts. In : *Fluid-mineral interaction, The Geochemical Society*, Special publication N° 2.

- Gislason S.R. and Eugster H.P., (1987). Meteoric water interactions. I: Alaboratory study. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 51, 2827-2840.
- Gislason S.R. and Eugster H.P., (1987). Meteoric water interactions. II: A field study in N.E. Iceland. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 51, 2841-285.
- Glasman J.R. and Simonson G.H., (1984). Alteration of basalt in soils of western Oregon. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 49, 262-273.
- Goudie A.S., (1973). Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. *Ed. C. Press*, Oxford Univ. Press, New York, London, 174 p.
- Goudie A.S., (1983). Calcrete. in *Chemical sediments and geomorphology*, p 93-131.
- Grey D.R.C. and Cook H.J., (1977). Some problems in the quaternary evolution of the landforms of northern Botswana. *Catena*, 4, 123-133.
- Grimm W. D., (1973). Stepwise heavy mineral weathering in the residual quartz gravel, Bavarian molasse (Germany). *Contribution to Sedimentology*, 1, 103-125.
- Grousset F.E., Rognon P., Coude-Gaussen G. and Pedemay P., (1992). Origins of peri-Saharan dust deposits traced by their Nd and Sr isotopic composition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93, 203-212.
- Hailwood E.A. and Mitchell J.G., (1971). Paleomagnetic and radiometric dating results from jurassic intrusions in South Morocco. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 24, 351-364.
- Halitim A., (1985). Contribution à l'étude des sols des zones arides (Haute plaines steppiques de l'Algérie). Morphologie, distribution et rôle des sels dans la genèse et le comportement des sols. Doctorat ès Sciences, Univ. de Rennes, 359 p.
- Halitim A., Robert M. et Pedro G., (1983). Etude expérimentale de l'épigénie calcaire des silicates en milieu confiné-caractérisation des conditions de son développement et des modalités de sa mise en jeu. *Sci. Géol. Mem.*, 71, 63-73.
- Hamidi E.M., Boulangé B. et Colin F., (1996). Altération d'un basalte triasique de la région d'Elhajeb, Moyen Atlas, Maroc. *J.Afr. Earth Sci.*, 23, n° 1.
- Heitzmann P.P., (1987). Le Trias dans le Haut Atlas central de Midelt-Imilchil (Maroc)-lithostratigraphie et signification tectonique. *Eclogae geol. Helv.*, 80, N° 3, 669-684.
- Hendy C.H., (1971). The isotopic geochemistry of speleothems-I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35, 1117-1139.
- Huon S., Corneé J.J., Piqué A., Rais N., Clauer N., Liewig N. et Zayane R., (1993). Mise en évidence au Maroc d'événements thermiques d'âge triasico-liasique liés à l'ouverture de l'Atlantique. *Bull. Soc. géol. France*, t. 164, n° 2, 165-176.
- Huon S., Piqué A. et Clauer N., (1987). Etude de l'orogénèse hercynienne au Maroc par la datation K-Ar de l'évolution métamorphique de schistes ardoisiers. *Sci. Géol. Bull.*, 40, 3, 273-284.
- Ildefonse P., (1987). Analyse pétrologique des altérations prémétéoriques et météoriques de deux roches basaltiques (Basalte alcalin de Belbex, Cantal, et Hawaiiite de M'Bouda, Cameroun). Doctorat ès Sciences, Univ. Paris VII, 317 p.
- Innocent C., (1993). Contribution des isotopes à longue période à la connaissance de l'altération de la croûte continentale. Doctorat en Sciences, Univ. Aix-Marseille III, 191 p.
- Jaillard B., (1987). Les structures rhizomorphes calcaires: modèle de réorganisation des minéraux du sol par les racines. Doctorat en science, INRA, Montpellier, 221 p.

- Jaillard B., Guyon A. and Maurin A.F., (1991). Structure and composition of calcified roots, and their identification in calcareous soils. *Geoderma*, 50, 197-210.
- James N.P., (1972). Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles : criteria for subaerial exposure. *Journal of sedimentary Petrology*, 42, 817-836.
- Jercinovic M.J., Keil K., Smith M.R. and Schmitt R.A., (1990). Alteration of basaltic glasses from north-central British Columbia, Canada. *Géochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 2679-2696.
- Kabbaj A. et Combe M., (1977). Présentation du domaine Atlasique, in: Ressources en eau du Maroc: domaines Atlasique et sud Atlasique. *Notes Serv. Géol. Maroc*, N° 231 tome 3, 29-36.
- Kabbaj A., Zeryouhi I., Carlier Ph. and Marce A., (1978). Contribution des isotopes du milieu à l'étude de grands aquifères du Maroc. Isotope hydrology, AIEA, Vienne, Vol., II, 491-522.
- Kaemmerer M. and Revel J.C., (1991). Calcium carbonate accumulation in deep strata and calcrete in Quaternary alluvial formations of Morocco. *Geoderma*, 48, 43-57.
- Karrat Lh., Macaire J.J. et Perruchot A., (1989). Altération météorique des basaltes Quaternaires de la région d'Ifrane (Moyen Atlas, Maroc). Mécanismes et place dans le système morpho-sédimentaire karstique. *Sci. Géol. Mém., Strasbourg*, 84, 119-133.
- Keith M. L. and Weber J. N., (1964). Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28, 1787-1816.
- Kelly E.F., Yonker C. and Marino B., (1993). Stable carbon isotope composition of paleosols: An application to Holocene. In : *Climate Change in Continental Isotopic Records*, AGU, 233- 269.
- Kitano Y. and Hood D.W., (1965). The influence of organic material on the polymorphic crystallization of calcium carbonate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 29, 29-41.
- Klappa C.F., (1980). Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27, 613-629.
- Lafon G.M., (1990). Reversed equilibrium solubility of a high-magnesium calcite. In : *Fluid-Mineral interaction, The Geochemical Society, Ed. Spencer R.J. and Ming Chou I.*, Special publication N° 2.
- Lamb H. and van der Kaars S., (1995). Vegetational response to Holocene climatic change : pollen and palaeolimnological data from the Middle Atlas, Morocco. *The Holocene*, 5, 4, 400-408.
- Lamb H., Damblon F. and Maxted R.W., (1991). Human impact on the vegetation of the Middle Atlas, Morocco, during the last 5000 years. *Journal of Biogeography*, 18, 519-532.
- Lamb H., Eicher U. and Switsur V.R., (1989). An 18 000-year record of vegetation, lake-level and climatic change from Tigalmamine, Middle Atlas, Morocco. *Journal of Biogeography*, 16, 65-74.
- Lamb H., Gasse F., Benkaddour A., El Hammouti N., Van der Kaars S., P. W.T., Pearce N.J. and Roberts C.N., (1995). Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature*, 373, 134137.
- Laouina A., (1984). Les croûtes calcaires et leur contexte géomorphologique en région semi-aride. *Rev. Géogr. Maroc*, n° 8.
- Laouina A., (1987). Epandages détritiques et accumulations calcaires. Evolution Plio-Quaternaire d'une zone de piemont dans le Maroc nord-oriental. Le cas de la séquence Tanecherfi-Jefira. *Revue de Géographie du Maroc*, 11, nouvelle série, N° 1, 35-68.
- Lawrence J.R. and J. Taylor H.P., (1972). Hydrogen and oxygen isotope systematics in weathering profiles. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 36, 1377-1393.
- Lawrence J.R., (1991). Stable isotopic composition of pore waters and calcite veins. *Proceeding of ODP*, 121.
- Le Gleuher M., (1990). Olivine weathering in basalts near Cooma, New-South-Wales, Australia. *Geochemistry of the*

earth's surface and mineral formation, 2-8, 96-97.

- Leblanc M., (1973). Le grand dyke de dolérites de l'Anti-Atlas et le magmatisme Jurassique du sud marocain. *C.R. Acad. Sc., Paris*, 276 D, 2943-2946.
- Leterrier J., Maury R., Thonon P., Girard D. and Marchal M., (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Letters*, 59, 139-154.
- Lippmann F., (1982). Stable and metastable solubility diagrams for the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-H}_2\text{O}$ at ordinary temperature. *Bull. Minéral.*, 105, 273-279.
- Lorens R.B., (1981). Sr, Cd, Mn and Co distribution coefficients in calcite as a function of calcite precipitation rate. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 45, 553-561.
- Lucas G., (1962). La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 23, 202 p.
- Macaire J. J., Karrat L., Perruchot A. et Cocirca C., (1990). Influence des textures pétrographiques et des microfissurations des basaltes sur leur désagrégation par altération météorique. Exemple des épanchements de basaltes du Moyen Atlas au Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 311, Série II, 1213-1219.
- Macaire J.J., Perruchot A. et Dejou J., (1988). Transformations géochimiques au cours de l'altération météorique d'une basanite Pliocène du Massif Central Français. *Geoderma*, 41, 287-314.
- Machette M.N., (1985). Calcic soils of the southwestern United States. *Geological Society of America*, Special paper 203.
- Mack G.H. and James W.C., (1992). Calcic paleosols of the Plio-Pleistocene Camp Rice and Palomas formations, southern Rio Grande rift, USA. *Sedimentary Geology*, 77, 89-109.
- Mack G.H., Cole D.R., James W.C., Giorano T.H. and Salyards S.L., (1994). Stable oxygen and carbon isotopes of pedogenic carbonate as indicators of Plio-Pleistocene paleoclimate in the southern Rio Grande rift, south-central New Mexico. *American Journal of Science*, 294, 621-640.
- Majoube M., (1971). Fractionnement en oxygène-18 et deuterium entre l'eau et sa vapeur. *J. Chim. Phys.*, 68, 1423-1436.
- Manspeizer W., (1989). Triassic-Jurassic rifting and opening of the Atlantic : an overview. In : *Triassic-Jurassic rifting*, p 41-79.
- Manspeizer W., Puffer J.H. and Cousminer H.L., (1978). Separation of Morocco and Eastern North America : A triassic-Liassic stratigraphic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 901-920.
- Martin J., (1981). Le Moyen Atlas Central. Etude géomorphologique. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 258 bis.
- Mayer L., McFadden L. and Harden J. W., (1988). Distribution of calcium carbonate in desert soils: A model. *Geology*, 16, 303-306.
- McFadden L.D. and Tinsley J.C., (1985). Rate and depth of pedogenic -carbonate accumulation in soils : Formulation and testing of a compartment model. *Geological Society of America*, Special paper 203.
- McFadden L.D., Amundson R.G. and Chadwick O.A., (1991). Numerical Modeling, Chemical, and Isotopic Studies of Carbonate Accumulation in Soils of Arid Regions. *Soil Science Society of America*, Special Publication n° 26.
- Merino E., Nahon D. and Wang Y., (1993). Kinetics and mass transfer of pseudomorphic replacement: application to parent minerals and kaolinita by Al, Fe, and Mn oxides during weathering. *American Journal of Science*, 293, 135-155.
- Michard A., (1976). Eléments de géologie marocaine. *Ed. Service Géologique Maroc*, Rabat, N° 152, 408 p.
- Michaux L., (1988). Altérations supergènes et hydrothermales des roches basiques et ultrabasiques. Petrologie, géochimie et modélisations thermodynamiques. Doctorat en Sciences, Univ. Aix-Marseille III, 166 p.

- Milliken K. L. and Mack L. E., (1990). Subsurface dissolution of heavy minerals, Frio Formation sandstones of the ancestral Rio Grande Province, South Texas. *Sedimentary Geology*, 68, 187-199.
- Millot G. et Bonifas M., (1955). Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg*, 8, 3-20.
- Millot G., Nahon D., Paquet H., Ruellan A. et Tardy Y., (1977). L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subaride, Anti-Atlas, Maroc. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 3, 129-152.
- Millot G., Paquet H. et Ruellan A., (1969). Néof ormation de l'attapulгите dans les sols à carapaces calcaires de la basse Moulouya (Maroc oriental). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 268, D, 2771-2774.
- Montgomery C.W. and Brace W.F., (1975). Micropores in plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 17-28.
- Mook W.G., Bommerson J.C. and Staverman W.H., (1974). Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Letters*, 22, 169-176.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J. and Aoki K., (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Minéral.*, 11, 121-135.
- Morse J.W., Zullig J., Bernstein L.D., Millero F.J., Milne P., Mucci A. and Choppin G.R., (1985). Chemistry of calcium carbonate-rich shallow water sediment in the bahamas. *American Journal of Science*, 285, 147-185.
- Moussu R., (1954). Les basaltes permo-triasiques à indices de cuivre d'Agourir et de sidi Tiar (Haute Moulouya). *Service géologique du Maroc*.
- Mucci A. and Morse J.W., (1982). The incorporation of Mg⁺⁺ and Sr⁺⁺ into calcite overgrowths: influences of growth rate and solution composition. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 47, 217-233.
- Murray R. C., (1960). Origin of porosity in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 30, n° 1, 59-84.
- Nahon D., (1976). Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie, systèmes évolutifs: géochimie, structures, relais et coexistence. Th. Doc. Sc., Strasbourg, Mém. Sci. Géol., 44, 232 p.
- Nahon D., (1991). Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. *Ed. Wiley & sons*, New York, 313 p.
- Nahon D., Colin F. and Tardy Y., (1982). Formation and distribution of Mg, Fe, Mn-smectites in the first stages of the lateritic weathering of forsterite and tephroite. *Clays Minerals*, 17, 339-348.
- Nahon D., Ducloux J., Butel P., Augas C. et Paquet H., (1980). Néof ormation d'aragonite, première étape d'une suite minéralogique évolutive dans les encroûtements calcaires. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 291, Série D, 725-726.
- Nahon D., Janot C., Paquet H., Parron C. et Millot G., (1979). Epigénie du quartz et de la kaolinite dans les accumulations et cuirasses ferrugineuses superficielles. La signification des goethites et hématites alumineuses. *Sci. Geo. Bull.*, 32, 4, 165-180.
- Nahon D., Paquet H., Ruellan A. et Millot G., (1975). Encroûtements calcaires dans les altérations des marnes Eocènes de la falaise de Thiès (Sénégal). Organisation morphologique et minéralogique. *Sci. Géol., Bull.*, 28, 1, 29-46.
- Nesbitt H.W. and Wilson R.E., (1992). Recent chemical weathering of basalts. *American Journal of Science*, 292, 740-777.
- Nesbitt H.W., (1979). Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279, 206-210.
- Nesbitt H.W., (1985). A chemical equilibrium model for the Illinois basin formation waters. *American Journal of Science*, 285, 436-458.

- Nesbitt H.W., Markovics G. and Price R.C., (1980). Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Géochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1659-1666.
- Netterberg F., (1978). Dating and correlation of calcretes and other pedocretes. *Geological Society of South Africa*, 81, 379-391.
- Netterberg F., (1980). Geology of southern African calcretes : 1. Terminology, description, macrofeatures, and classification. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 83, N° 2, 255-283.
- Netterberg F., (1985). Pedocretes. *Engineering Geology of Southern Africa*, 4, 286-301.
- Noack Y., (1979). Altération sous-marine des verres volcaniques basiques: essai sur la palagonitisation. Thèse de 3^e cycle, Univ. de Strasbourg, 95 p.
- Noack Y., (1981). La palagonite: caractéristiques, facteurs d'évolution et mode de formation. *Bull. Minéral.*, 104, 36-46.
- Noack Y., Colin F., Nahon D., Delvigne J. and Michaux L., (1993). Secondary-mineral formation during natural weathering of pyroxene: Review and thermodynamic approach. *Am. Jou. of Sci.*, 293, 111-134.
- Noack Y., Mathieu D., Claparols C., Loubet M. and Bernet M., (1990). Weathering of basalts in north Parana basin (Brazil) , chemical aspects. *Geochemistry of the earth's surface and mineral formation*, 2-8, 111-113.
- O'Neil J.R. and Barnes I., (1971). ¹³C and ¹⁸O compositions in some fresh-water carbonates associated with ultramafic rocks and serpentinites: Western United States. *Géochimica et Cosmochimica Acta*, 35, 687-697.
- Opdyke B.N. and Wilkinson B.H., (1993). Carbonate mineral saturation state and cratonic limestone accumulation. *American Journal of Science*, 293, 217-234.
- Paquet H. et Ruellan A., (1993). Epigénie et encroûtements calcaires (calcrètes). *Coll. Sédimentologie et Géochimie de la surface*, à la mémoire de G. Millot.
- Paquet H., (1983). Stability, instability and significance of attapulgitite in the calcretes of mediteranean and tropical areas with marked dry saison. *Sci. Géol., Mém.*, 72, 131-140.
- Parfitt R.L., Russell M. and Orbell G.E., (1983). Weathering sequence of soils from volcanic ash involving allophane and halloysite, New Zeland. *Geoderma*, 29, 41-57.
- Park K.H. and Staudigel H., (1990). Radiogenic isotope ratios and initial seafloor alteration in submarine Serocki Volcano basalts. *Proceeding of ODP*, 106/109.
- Pavone D., (1982). Pétrographie et pétrophysique d'un calcaire oolithique et d'entroquite. Thèse, Ecole des Mines de Paris.
- Pellerin F.M., (1980). La porosité au mercure appliquée à l'étude géotechnique des sols et des roches. *Bull. Liaison Lab. Ponts et Chaussées*, 106, 105-116.
- Pendall E.G., Harden J.W., Trumbore S.E. and Chadwick O.A., (1994). Isotopic approach to soil carbonate dynamics and implications for paleoclimatic interpretations. *Quaternary research*, 42, 60-71.
- Philips S.E. and Self P.G., (1987). Morphology, crystallography and origin of needle-fibre calcite in Quaternary pedogenic calcretes of south Australia. *Australian Journal of Soil Research*, 25, 429-444.
- Pingitore N.E., Fretzdorff S.B., Seitz B.P., Estrada L.Y., Borrego P.M., Ccrawford G.M. and Love K.M., (1993). Dissolution kinetics of CaCO₃ in common laboratory solvents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, N° 4, 641-645.
- Pion J.C., (1979). Altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute Volta. Doctorat ès Sciences, Univ. Loius Pasteur de Strasbourg, 220 p.
- Piqué A. et Laville E., (1993). L'ouverture de l'Atlantique central: un rejeu en extension des structures paléozoïques? *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 317, Série II, 1325-1332.
- Piqué A. et Michard A., (1981). Les zones structurales du Maroc. *Sci. Géol. Bull.*, 34, 2, 135-146.

- Pouget M. et Rambaud D., (1980). Quelques types de cristallisation de calcite dans les sols à croûte calcaire (steppes algériennes). Apport de la microscopie électronique. *Cristallisation-Déformation-Dissolution des carbonates*, 371-380.
- Price G.D. and Sellwood B.W., (1994). Palaeotemperatures indicated by Upper Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) fossils from Mallorca determined by oxygen isotope composition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110, 1-10.
- Proust D., (1983). Mécanismes de l'altération des roches basiques. Etude des arènes d'orthoamphibolite du Limousin et de glaucophanite de l'île de Croix (Morbihan). Doctorat ès Sciences, Univ. de Poitiers, 197 p.
- Prudencio M.I., Ssqueira B.M.A. and Cabral J.M.P., (1990). Basalts weathering in the Lisbon volcanic complex (Portugal). *Geochemistry of the Earth's surface and of mineral formation*, 2-8, 119-121.
- Quade J. and Cerling T.E., (1990). Stable isotopic evidence for a pedogenic origin of carbonates in Trench 14 near Yucca Mountain, Nevada. *Science*, 250, 1549-1552.
- Quade J., Chivas A.R. and McCulloch M.T., (1995). Strontium and carbon isotope tracers and the origins of soil carbonate in south Australia and Victoria. *Palaeogeographie, Palaeoclimatologie, Palaeoecologie*, 95, 104-117.
- Rabenhorst M.C., Wilding L.P. and West L.T., (1984). Identification of pedogenic carbonates using stable carbon isotope and microfabric analyses. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 48, 125-132.
- Reddy M.M. and Nancollas G.H., (1971). The crystallization of calcium carbonate, I. Isotopic exchange and kinetics. *Journal of Colloid and Interface Science*, 36, n°2, 166-172.
- Reheis M.C., Sowers J.M., Taylor E.M., McFadden L.D. and Harden J.W., (1992). Morphology and genesis of carbonate soils on the Kyle Canyon fan, Nevada, U.S.A.. *Geoderma*, 52, 303-342.
- Riche G., Rambaud D. et Riera M., (1982). Etude morphologique d'un encroûtement calcaire. Région d'Irecê, Bahia, Brésil. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XIX, 257-270.
- Robillard D. et Piqué A., (1981). Epimétamorphisme du Permo-Trias dans le Moyen Atlas septentrional (Maroc) : mise en évidence et zonation régionale. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 24, 301-308.
- Rognon P., (1987). Late Quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (north Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 58, 11-34.
- Rognon P., Coudé-Gaussen G., Revel F., Grousset F.E. and Pedmay P., (1996). Holocene Saharan dust deposition on the Cape Verde Islands : sedimentological and Nd-Sr isotopic evidence. *Sedimentology*, 43, 359-366.
- Rossinsky V. and Swart P.K., (1993). Influence of climate on the formation and isotopic composition of calcretes. *In : Climate Change in Continental Isotopic Records*, AGU, 67-75.
- Rossinsky V. and Wanless H.R., (1992). Topographic and vegetative controls on calcrete formation, Turks and Caicos islands, British west Indies. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 84-98.
- Ruellan A., (1967). Individualisation et accumulation du calcaire dans les sols et les dépôts Quaternaires du Maroc. *Cah. ORSTOM, Série Pédologie*, 5, 421-462.
- Ruellan A., (1970). Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc oriental). *Mém. ORSTOM*, 54, 302 p.
- Ruellan A., Beudet G., Nahon D., Paquet H., Rognon P. et Millot G., (1979). Rôle des encroûtements dans le façonnement des glaciers d'ablation des régions arides et semi-arides du Maroc. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 289, 619-622.
- Ruellan A., Nahon D., Paquet H. and Millot G., (1977). Géochimie de la surface et formes du relief VI. Rôle des encroûtements et épigénies calcaires dans le façonnement du modelé en pays aride. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 4, 283-288.

- Saâdi A., (1985). Genèse des calcrêtes et de dolocrêtes Eocène de l'extrémité orientale de la chaîne nord des Chotts. *Notes Service Géologique de Tunisie*, N° 51, 20-26.
- Sadiki A., (1991). Evolution superficielle des granites et des basaltes de la région de Boumia (Haute Moulouya, Maroc). Impact sur la sédimentation fluviatile récente et actuelle. Thèse de 3^e cycle, Univ. Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès.
- Saller A.H. and Moore C.H., (1991). Geochemistry of meteoric calcite cements in some Pleistocene limestones. *Sedimentology*, 38, 601-621.
- Salomons W. and Mook W.G., (1986). Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone. p. 239-269. In : P. Fritz and J. CH. Fontes (ed.) *Handbook of environmental isotope geochemistry*, 2, the terrestrial environment, B. Elsevier, New York.
- Salomons W., Goudie A. and Mook W.G., (1978). isotopic composition of calcrete deposits from Europe, Africa and India. *Earth Surface Processes*, 3, 43-57.
- Searl A., (1992). Dolomite-carbonate replacement textures in veins cutting Carboniferous rocks in East Fife. *Sed. Geo.*, 77, 1-14.
- Sebai A., (1991). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth Planet. Sci. Letters*, 104, 455-472.
- Segalen P., Bouleau A., Quantin P., Bosch D., Camacho E., Ascanio O. et Castro N., (1983). Etude de quelques sols dérivés de calcaires durs des environs de Baracoa et Punta de Maisi (Cuba orientale). *Cah. ORSTOM., sér. Pédol.*, XX, 293-309.
- Sehgal J.L. and Stoops G., (1972). Pedogenic calcite accumulation in arid and semi-arid regions of the Indo-Gangetic alluvial plain of erstwhile Punjab (India)- Their morphology and origin. *Geoderma*, 8, 59-72.
- Semeniuk V. and Searle D.J., (1984). Distribution of calcrete in Holocene coastal sands in relationship to climate, southwestern Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 86-95.
- Smith J.V. and Mackenzie W.S., (1958). The alkali feldspars : IV The cooling history of high temperature sodium rich feldspars. *Amer. Miner.*, 43, 872-889.
- Stewart B.W., Chadwick O.A. and Graham R.C., (1993). Cation fluxes and soil weathering on a decade time scale : application of strontium isotopes. *Fall Meeting, AGU, San Fransisco, USA*, 74, N° 43, p 244.
- Stoops G.J., (1976). On the nature of "lublinit" from Hollanta (Turkey). *American Mineralogist*, 61, 172.
- Strakhov N.H., (1970). *Principles of Lithogenesis*, 3 : Plenum Pub. Co., New York, 557 p.
- Strong G.E., Giles R.A. and Wright V.P., (1992). A Holocene calcrete from North Yorkshire, Englan: implications for interpreting palaeoclimates using calcretes. *Sedimentology*, 39, 333-347.
- Termier H. et Termier G., (1949). Mode de gisement des basaltes permo-triasiques au Maroc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 111-134.
- Termier H., (1948). Observations nouvelles sur le Permo-Trias et la base du Lias dans le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5° sér., t. 18, fasc. 6-7, 395-405.
- Theulier C., Fritz B., Paquet H. and Millot G., (1988). Chemical and mineralogical effects of saline water movement through a soil during evaporation. *Soil Sci.*, 146, 22-29.
- Thomassin J.H., (1984). Etude expérimentale de l'altération des verres silicatés dans l'eau douce et en milieu océanique: apport des méthodes d'analyse de surface des solodes. Doctorat ès Sciences, Univ. d'Orléans, 215 p.
- Torres Cabrera J. M., (1995). El suelo como recurso natural : procesos de degradacion y su incidencia en la desertification de la isla Fuerteventura. Tesis doctoral, Univ. La Laguna.
- Touret O., Pons C.H., Tessier D. et Tardy Y. (1990). Etude de la répartition de l'eau dans des argiles saturées Mg²⁺ aux fortes teneurs en eau. *Clay Minerals*, 25, 217-233.

- Vaudour J., (1975). Encroûtements, croûtes et carapaces calcaires dans la région de Madrid. *Méditerranée*, 2, 39-59.
- Vaudour J., (1979). La région de Madrid, altérations, sols et paléosols; Contribution à l'étude géomorphologique d'une région méditerranéenne semi-aride. Thèse lettres, Univ. Aix-En-Provence, Ed. Ophrys, 390 p.
- Vaudour J., (1981). Travertins et croûtes calcaires. In : *Formations carbonatées externes, tufs et travertins*, Mém. A.F.K., p 193-197.
- Vaudour J., Verrecchia E. et Freydet P., (1989). Etude des croûtes calcaires complexes des environs de Madrid (paramo de la Alcarria et "Campina" del Henars, Espagne) : complémentarité des données géomorphologiques et pétrographiques. *Méditerranée*, N° 2.3, 61-73.
- Veizer J. and Hoefs J., (1976). The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 1387-1395.
- Velde B., (1985). Clay minerals, a physico-chemical explanation of their occurrences. Ed. Elsevier, *Developments in sedimentology*, 40, 427 p
- Veldkamp E. and Jongmans A.G., (1990). Weathering of alcali basalt gravel in two older allier river terraces, Limagne, France. *Geochemistry of the earth's surface and mineral formation*, 2-8, 148-149.
- Verges V., Madon M., Bruand A. et Bocquier G., (1982). Morphologie et cristallogénèse de microcristaux supergènes de calcite en aiguilles. *Bull. Minér.*, 105, 351-356.
- Verrecchia E. and Verrecchia K., (1994). Needle-fiber calcite : A critical review and a proposed classification. *Journal of Sedimentary Research*, A 64, N° 3, 650-664.
- Verrecchia E., (1992). Le rôle de la sédimentation, de l'activité biologique et de la diagenèse dans l'édification des Nari-calcrètes de Nazareth (Galilée, Israël). Doctorat en Sciences, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 326 p.
- Verrecchia E., (1994). L'origine biologique et suoficielle des croûtes zonaires. *Bull. Soc. géol. France*, t. 165, n° 6, 583-592.
- Verrecchia E., Dumont J.L. and Verrecchia K.E., (1993). Role of calcium oxalate biomineralization by fungi in the formation of calcretes : A case study from Nazareth, Israel. *Journal of sedimentary Petrology*, 63, N° 5, 1000-1006.
- Verrecchia E., Ribier J., Patillon M. et Polko K., (1991). Une origine biologique pour certaines croûtes zonaires : contribution des Cyanophycées à leur édification. Conséquences sur l'évolution des profils de type calcrète. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Série II, 1619-1625.
- Vogel J.C., Grottes P.M. and Mook W.G., (1970). Isotope fractionation between gaseous and dissolved carbon dioxide. *Z. Phys.*, 230, 255-258.
- Vogt T., (1984). Croûtes calcaires : Types et genèse. Exemples d'Afrique du Nord et de France méditerranéenne. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 228 p.
- Vogt T., (1987). Quelques microstructures de croûtes calcaires Quaternaires d'Afrique du Nord. *Actes VII eme Réunion Intern. Micromorphologie des sols*, 563-568.
- Walters S.G. and Ineson P.R., (1983). Clays minerals in the basalts of the south Pennines. *Miner. Magaz.*, 47, 21-26.
- Wang Y., Nahon D. and Merino E., (1994). Dynamic model of the genesis of calcretes replacing silicate rocks in semi-arid regions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, n° 8, 1559-1570.
- Wang Y., Wang Y. and Merino E., (1995). Dynamic weathering model : Constraints required by coupled dissolution and pseudomorphic replacement. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, N° 8, 1559-1570.
- Wardlaw N.C. and Mac Kellar M., (1981). Mercury porosimetry and the interpretation of pore geometry in sedimentary rocks and artificial models. *Powder Technol.*, 29, 127-143.
- Watts N.L., (1980). Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and

diagenesis. *Sedimentology*, 27, 661-687.

- Weaver E. and Pollard L.D., (1975). The chemistry of clay minerals. *Developments in Sedimentology*, 15, ed. Elsevier, 213 p.
- Westphal M., Montigny R., Thuizat R., Bardou C., Bossert A. et Hamzeh R., (1979). Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et crétacé du Maroc. *Can. J. Earth Sci.*, 16, 2150-2164.
- White J.C. and White S.H., (1981). On the structure of grain boundaries in tectonites. *Tectonophysics*, 78, 613-628.
- Wickham S.M., (1993). Identification of magmatic and meteoric fluid sources and upward-and downward- moving infiltration fronts in an amorphous core complex. *Geology*, 21, 81-84.
- Williams G.E. and Polach H.A., (1971). Radiocarbon dating of arid-zone calcareous paleosols. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 3069-3086.
- Winter B.L. and Knauth L., (1992). Stable isotope geochemistry of carbonate fracture fills in the Monterey formation, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, N° 2, 208-219.
- Wright V.P. and Tucker M.E., (1991). Calcretes : An introduction. in Calcretes. Blackwell Scientific, Wright V.P. and Tucker M.E. (Eds), Oxford, 1-22.
- Wright V.P., (1984). The significance of needle-fibre calcite in Lower Carboniferous palaeosol. *Geological Journal*, 19, 23-32.
- Wright V.P., (1986). The role of fungal biomineralization in the formation of early Carboniferous soil fabrics. *Sedimentology*, 33, 831-838.
- Wright V.P., (1989). Terrestrial stromatolites and laminar calcretes : A review. *Sedim. Geol.*, 65, 1-13.
- Wright V.P., Platt N.H., Mriott S.B. and Beck V.H., (1995). A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the upper Jurassic-Lower Cretaceous of Spain and Upper Cretaceous of Southern France. *Sedimentary Geology*, 100, 143-158.
- Yaalon D.H., (1981). Pedogenic carbonate in aridic soils-magnitude of the pool and annual fluxes. in *Abs. Int. Conf. on Aridic Soils*. p 94.

LISTE DES FIGURES, DES TABLEAUX ET DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Liste des figures

- Fig. I-2 : Modèle de formation des calcrètes par transferts "per ascensum" des solutions (d'après Goudie, 1983).
Fig. I-3 : Modèle de formation des calcrètes par transferts "per descensum" des solutions (d'après Goudie, 1983).
Fig. I-4 : Formation des calcrètes par des apports externes de calcium en solution ou sous forme particulière (d'après Goudie, 1983).
Fig. I-5 : Schéma de la répartition verticale et latérale des accumulations calcaires (d'après Ruellan, 1970).
- Fig. II-1 : Les grands domaines structuraux du Maroc.
Fig. II-2 : Localisation des zones d'étude sur une carte géologique du Moyen Atlas central (modifiée d'après Martin, 1966).
Fig. II-3 : Températures (a) et pluviométries (b) moyennes mensuelles aux stations d'Elhajeb et de Sefrou.
Fig. II-3 : Positions des pyroxènes du basalte du Trias du Moyen Atlas dans les diagrammes discriminants de Letterrier *et al.* (1982).
Fig. II-4 : Paragenèse minérale type des basaltes triasiques.
- Fig. III-1 : Localisation du site d'Elhajeb sur une carte géologique du Moyen Atlas central (a) (modifiée d'après Martin, 1966) et dans le paysage (b et c).
Fig. III-2 : Localisation des échantillons (a) et évolution du pourcentage des minéraux (b) dans le profil d'altération des basaltes d'Elhajeb.
Fig. III-3 : Spectres IR du talc trié dans le basalte (a) et des autres argiles dans différents faciès (b).
Fig. III-4 : Paragenèse minérale du basalte frais d'Elhajeb.
Fig. III-5 : Compositions des feldspaths dans le diagramme An-Ab-Or.
Fig. III-6 : Compositions des pyroxènes dans le diagramme de Morimoto *et al.* (1988).
Fig. III-7 : Compositions des minéraux opaques dans le diagramme $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$.
Fig. III-8 : Olivines pseudomorphosées par les argiles vues sous microscope optique.
Fig. III-9 : Position des produits d'altération des olivines dans le diagramme ternaire MR3-2R3-3R2 de Velde (1985), ($R_3 = Al + Fe^{III}$; $R_2 = Fe^{II} + Mg + Mn$ et $M = 2Ca + Na + K$).
Fig. III-10 : Analyses des éléments traces dans les carbonates de fissures.
Fig. III-11 : Position des argiles de fissures dans le diagramme cations non interfoliaires vs Aluminium total.
Fig. III-12 a et b : Evolution des teneurs en oxydes de la bordure microcristalline zoné au centre birefringent (talc) d'une vésicule argileuse.
Fig. III-13 a et b : Evolutions des teneurs de certains oxydes de la bordure lamellaire au centre microcristallin d'une vésicule argileuse.
Fig. III-14 : Observation au microscope optique d'un plagioclase en cours d'altération.
Fig. III-15 : Compositions des produits d'altération des plagioclases dans le diagramme Mg vs (Al+Fe^{IV}) (a) et dans le diagramme MR3-3R2-2R3 (b).
Fig. III-16 : Comparaison des produits d'altération des plagioclases dans les saprolites cohérente et friable.
Fig. III-17 : Compositions des produits d'altération des pyroxènes dans le diagramme Mg vs (Al VI + Fe) (a) et dans le diagramme cations non interfoliaires vs Aluminium total (b).
Fig. III-18 : Comparaisons des produits d'altération des pyroxènes dans le profil dans le diagramme $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$.
Fig. III-19 : Comparaison des compositions des produits d'altération du verre dans le diagramme cations non interfoliaires vs Aluminium total (a) et dans le diagramme $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$ (b).
Fig. III-20 : Comparaisons des compositions des argiles de centre de vésicules dans le basalte et dans la saprolite friable.
Fig. III-21 : Résumé des successions des produits secondaires dans le profil d'Elhajeb.
Fig. III-22 : Positions des argiles de fissures dans le diagramme cations non interfoliaires vs Aluminium total.
Fig. III-23 : Comparaison des compositions des argiles de transfert (fissures) de la saprolite dans le diagramme $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$.
- Fig. IV-1 : Variations des teneurs des éléments majeurs dans le profil.
Fig. IV-2 : Variations des teneurs en TiO_2 (a) et en Zr (b) dans le profil.
Fig. IV-3 : Evolution de la densité apparente (a) et de la porosité (b) dans le profil d'Elhajeb.
Fig. IV-4 : Evolution de l'indice d'altération chimique (CIA) dans le profil d'altération des basaltes d'Elhajeb.
Fig. IV-5 : Corrélations entre les teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 (a) et en TiO_2 et Zr (b) dans le profil d'Elhajeb.
Fig. IV-6 : Evolution des pertes et des gains en Al et Fe (a), Ti et Zr (b) dans le profil d'Elhajeb.
Fig. IV-7 : Evolutions des pertes et des gains en Si (a), Ca, Mg (b) et Na et K (c) dans le profil d'Elhajeb.
Fig. IV-8 : Analyse factorielle impliquant les paramètres physiques (porosité) et chimiques (CIA, fonction de transfert des éléments) et minéralogiques du profil (a) et succession des faciès d'altération dans un diagramme de variations des facteurs scores.

- Fig. V-1 : Localisation du site de Tazouta sur la carte géologique du Moyen Atlas central (modifiée d'après Martin, 1966).
- Fig. V-2 : Caractérisation des feldspaths dans le diagramme An-Ab-Or (a) et des pyroxènes dans le diagramme Wo-En-Fs (b).
- Fig. V-3 : Caractérisation des minéraux opaques dans le diagramme TiO_2 - Fe_2O_3 - FeO .
- Fig. V-4 : Caractérisation des argiles de vésicules dans le diagramme MR3-2R3-3R2.
- Fig. V-5 : Evolution des proportions relatifs des minéraux dans le profil.
- Fig. V-6 : Position du produit mixte (argile+ albite) issu des feldspaths dans le diagramme SiO_2 - Al_2O_3 + CaO - Fe_2O_3 + MgO + Na_2O .
- Fig. V-7 : Observation au MEB d'un pyroxène au cours d'altération.
- Fig. V-8 : Position des produits d'altération des pigeonites et des augites dans le diagramme MR3-2R3-3R2.
- Fig. V-9 : Position des produits d'altération du verre dans le diagramme somme des cations non interfoliaires vs Aluminium total.
- Fig. V-10 : Positions des argiles de fissures dans le diagramme de Velde (1985).
- Fig. V-11 : Evolution des teneurs en carbonates dans le profil.
- Fig. V-12 : Abondance de certains éléments traces dans les carbonates du lias de Tazouta.
- Fig. V-13 a, b et c : Abondance de certains éléments traces dans différentes générations de calcite de l'encroûtement de Tazouta.
- Fig. V-14 : Plagioclase en cours de remplacement par la calcite.
- Fig. V-15 : Microanalyses de l'interface plagioclase-micrite, le plagioclase étant en cours de remplacement par la micrite.
- Fig. V-16 : Observation au microscope optique d'un pyroxène en cours de remplacement par la calcite.
- Fig. V-17 : Microanalyses des interfaces de calcitisation des pyroxènes (a) et des pyroxènes et de leur produits d'altération (b).
- Fig. V-21 : Evolution de la porosité du basalte avec et sans matrice carbonatée dans le profil de Tazouta.
- Fig. V-22 : (a) Evolution de la porosité totale et des teneurs en argiles dans le profil de Tazouta, (b) porosité interne aux saponites (Sap) et entre celles-ci et les pyroxènes (Px) et (c) porosité de dissolution des plagioclases (Pl).
- Fig. V-23 : Angles de raccordement d'un liquide mouillant (a) et du mercure (b) à une surface solide.
- Fig. V-24 : Corrélation entre porosité totale (densité) et porosité ouverte (mercure).
- Fig. V-25 : Spectres et courbes de porosité du basalte frais; a: Tz1 et b: B1.
- Fig. V-26 : Caractéristiques porales des échantillons de la saprolite cohérente, a : échantillon Tz2 ; b : échantillon Tz3b.
- Fig. V-27 : Caractéristiques porales des échantillons de basalte de la saprolite friable, a : échantillon Tz9, b : échantillon Tz11, c : échantillon Tz12, d : échantillon Tz13.
- Fig. V-28 : Caractéristiques porales des échantillons de la matrice carbonatée (a, b et c) et du sol (d), a : Tz11, b : msf, c : Tz8, d : Tz14.
- Fig. V-31 : Evolution des teneurs en eau des échantillons dans le profil.
- Fig. V-32 : Evolution des teneurs en éléments majeurs dans le profil.
- Fig. V-33 : Diagrammes de variations des teneurs en TiO_2 vs CaO .
- Fig. V-34 : Variations des teneurs en SiO_2 (a), Al_2O_3 (b) et Zr (c) en fonction des teneurs en TiO_2 dans le profil de Tazouta.
- Fig. V-35 : Variations des teneurs en MgO (a), Na_2O et K_2O en fonction des teneurs en TiO_2 dans le profil de Tazouta.
- Fig. VI-1 : Corrélation entre CaO des carbonates, CaO des silicates et CaO total.
- Fig. VI-2 : Position du profil d'encroûtement par rapport aux formations sédimentaires triasiques et liasiques.
- Fig. VI-3 : Evolution de CaO dans le profil résultant d'un mélange apparent entre CaO basaltique et celui des sédiments du Lias.
- Fig. VI-4 : $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs Ca/Sr des carbonates de l'encroûtement et des sources potentielles de Ca.
- Fig. VI-5 : Positions des compositions isotopiques des eaux météoriques du le Moyen Atlas par rapport aux droites des eaux météoriques mondiales et méditerranéennes.
- Fig. VI-6 : Evolution des compositions isotopiques et de l'oxygène (a) et du carbone (b) dans le profil de Tazouta.
- Fig. VI-7 : Relation entre les compositions isotopiques de l'oxygène des carbonates et celles des eaux météoriques correspondants.
- Fig. VI-8 : Comparaison des compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone de certaines calcrètes.
- Fig. VI-9 : Evolution de l'âge (a) et des compositions isotopiques de l'oxygène (b) et du carbone (c) des carbonates de l'encroûtement de Tazouta.

Liste des tableaux

- Tableau I-1 : Récapitulatif de certains travaux effectués sur les encroûtements carbonatés.
Tableau II-1 : Données climatiques de certaines stations du Moyen Atlas (d'après Kabbaj & Combe, 1977).
Tableau II-2 : Données chronologiques des basaltes triasiques du Maroc.
Tableau II-3 : Compositions chimiques des basaltes du Trias.
Tableau III-1 : Compositions chimiques moyennes des feldspaths.
Tableau III-2 : Compositions chimiques moyennes des pyroxènes.
Tableau III-3 : Compositions moyennes des minéraux opaques
Tableau III-4 : Comparaison des compositions du verre des basaltes d'Elhajeb avec celles du verre des basaltes tholéitiques naturels et synthétiques.
Tableau III-5 : Compositions moyennes des argiles de vésicules dans la saprolite.
Tableau III-6 : Compositions des produits manganésifères des fissures.
Tableau IV-1 : pH, alcalinité (mmol/l) et concentrations (ppm) des anions et des cations dans les eaux de nappe du bassin d'Elhajeb et dans les pluies.
Tableau IV-2 : Teneurs en Zr et Ti dans les eaux de nappe du bassin d'Elhajeb.
Tableau V-2 : Teneurs en carbonates et paramètres cristallochimiques de la calcite.
Tableau V-3 : Densités réelles et apparentes et porosités totales dans le profil de Tazouta.
Tableau V-4 : Porosité ouverte et porosité piégée des différents faciès du profil de Tazouta.
Tableau V-5 : Répartition de la porosité totale entre macro, méso et microporosité.
Tableau VI-1 : Compositions isotopiques de Sr du basalte et des carbonates de l'encroûtement.
Tableau VI-2 : Compositions isotopiques du Sr des pluies et des formations géologiques surmontant les basaltes.
Tableau VI-3 : Enrichissements des isotopes de l'oxygène dans le système CO₂-H₂O-CaCO₃.
Tableau VI-4 : Enrichissements des isotopes du carbone dans le système H₂O-CO₂-CaCO₃.
Tableau VI-5 : Compositions isotopiques des eaux météoriques dans le Moyen Atlas.
Tableau VI-6 : Compositions isotopiques des carbonates de l'encroûtement et des carbonates du Lias.
Tableau VI-7 : Calcul des compositions isotopiques des eaux en équilibre avec les carbonates de l'encroûtement de Tazouta à des températures variables.
Tableau VI-8 : Résultats des datations radiochronologiques ¹⁴C des carbonates de la calcrète de Tazouta.

Liste des planches photographiques

- Planche III-1 : Types de remplissages vésiculaires dans le basalte d'Elhajeb.
Planche III-2 : Altération des pyroxènes.
Planche V-1 : Situation de la séquence d'encroûtement dans le paysage (a) et présentation schématique du profil (b) montrant la relation entre basalte et carbonate dans la saprolite cohérente (c) et dans la saprolite friable (d).
Planche V-2 : Les principales générations de calcites de l'encroûtement de Tazouta.
Planche V-3 : Observations au MEB de la micromorphologie des aiguilles de calcite.
Planche V-4 : Observations au MEB des différentes associations des aiguilles de calcite.
Planche V-5 : Observations macroscopiques et microscopiques des structures racinaires.
Planche V-6 : Observations des structures racinaires au MEB.
Planche V-7 : Milieu poreux du basalte.
Planche V-8 : Milieu poreux de la saprolite cohérente.
Planche V-9 : Milieu poreux de la saprolite friable.

Annexes

Annexe 1

I- MESURE DES DENSITES

1- Mesure des densités apparentes

La mesure de la densité apparente d'une roche poreuse nécessite la mesure de son volume apparent.

1-1- Principe de mesure

Le matériel est rendu imperméable par revêtement à la paraffine. La détermination du volume se fait par pesée de l'échantillon ainsi revêtu, dans l'air puis dans l'eau.

1-2- Mode opératoire

a- Peser l'échantillon sec et débarassé des grains et poussières adhérents, soit P ce poids.

b- Saisir l'échantillon au moyen d'une pince à points d'impacts les plus petits possible, le tremper dans la paraffine fondue juste au point de fusion. L'immersion doit être extrêmement rapide pour empêcher la paraffine de pénétrer dans les pores. et on laisse refroidir. Boucher alors les pores restés à nu, les bulles d'air et les points d'impacts de la pince avec une goutte de paraffine ou une pointe métallique chaude. Tremper l'échantillon une deuxième fois dans la paraffine si nécessaire. Laisser refroidir et durcir. Peser l'échantillon pour déterminer le poids de paraffine du revêtement, soit P_1 ce poids total :

$$P_1 - P = \text{poids de la paraffine}$$

$$V_p = \frac{P_1 - P}{0.906} \text{ volume de la paraffine, avec } 0,906 \text{ densité de la paraffine à } 20^\circ\text{C}$$

c- Suspendre l'échantillon à un fil métallique extrêmement fin suffisamment long pour l'accrocher à la balance. Peser dans l'eau en marquant la partie du fil qui trempe dans l'eau, soit P_2 ce poids. Le poids de l'eau déplacé par l'échantillon enrobé de paraffine est :

$$P_1 = (P_2 - P_f) \quad \text{avec } P_f \text{ poids du fil}$$

Le volume de l'échantillon V est:

$$V = \frac{P_1 - (P_2 - P_f)}{D_t} - V_p = \frac{P_1 - (P_2 - P_f)}{D} - \frac{(P_1 - P)}{0.906}$$

D_t : densité de l'eau à la température de l'expérience $D_{20^\circ\text{C}} = 0,998$

La densité apparente de l'échantillon est donnée par :

$$D = \frac{P}{\frac{P_1 - (P_2 - P_f)}{D_i} - \frac{(P_1 - P)}{0.906}}$$

2- Mesure de la densité réelle

Plusieurs méthodes permettent de déterminer la densité réelle, encore appelée densité du solide ou densité de constitution. Dans notre cas, nous nous servirons du pycnomètre.

2-1- Mode opératoire

La roche est préalablement réduite en poudre fine, de sorte à éliminer les pores aussi petits qu'ils soient. La poudre est séchée à l'étuve à 105 °C, puis ramenée à la température ambiante.

Le pycnomètre utilisé a une capacité de 50 cm³ environ. Pour une détermination de la densité réelle, 4 pesées doivent être réalisées:

* Le pycnomètre (pycnomètre + aimant) doit être nettoyé à l'eau, puis à l'alcool et séché à l'étuve (105 °C). Il est ensuite pesé, soit P_1 ce poids.

* Le pycnomètre est rempli d'eau, et le bouchon creux y est ajusté. À l'aide de minces bandes de papier filtre enroulées, le film d'eau qui adhère aux parois du tube capillaire est enlevé jusqu'au dessus du repère indiqué. Le pycnomètre tenu avec deux doigts au niveau du col est essuié extérieurement et pesé: soit P_2 cette valeur.

* Après avoir vidé l'eau et séché le pycnomètre, la poudre est alors introduite et pesée exactement, P_3 ce poids.

* La poudre est alors imbibée par l'eau et le pycnomètre est placé sur un agitateur aimanté, de façon à désaérer celle-ci. Le pycnomètre est rempli d'eau jusqu'à la graduation, et pesé: P_4 ce quatrième poids.

Cette suite de mesures est refaite 3 ou 2 fois pour chaque échantillon.

2-2- Calcul de la densité réelle

Le poids de la poudre est donné par la différence entre P_3 et P_1 : $P = P_3 - P_1$

Le volume de l'échantillon est obtenu par: $V = (P_2 - P_1) - (P_4 - P_3)$

La densité réelle de l'échantillon est :

$$D = \frac{(P_3 - P_1)}{(P_2 + P_3) - (P_1 + P_4)}$$

II- SEPARATION ET ETUDE DES MINERAUX LOURDS

1- Protocole expérimental

1-1- Préparation de l'échantillon.

La séparation des minéraux par densité se fait sur la fraction sableuse de l'échantillon (>50 μ). Les roches cohérentes doivent être préalablement broyées, dans ce cas, il ne sera pas possible de faire une analyse quantitative (comptage des grains des différentes espèces minérales) dans la mesure où le broyage casse les grains et modifie la granulométrie. L'échantillon à analyser est tamisé sous l'eau sur tamis de 50 μ afin d'éliminer la fraction fine.

1-2- Destruction des carbonates

L'analyse minéralogique des échantillons à l'aide de la diffraction des rayons X montre que la fraction carbonaté est représentée par la calcite. La grande solubilité de ce minéral permet de mener une attaque acide modérée (10 %) en étant sûr de ne pas détruire d'autres minéraux fragiles.

1-3- Destruction des hydroxydes de fer

Certains échantillons une fois décarbonaté montrent à la loupe des agrégats ferrugineux. Ces derniers faussent d'abord la granulométrie et rendent la détermination des minéraux difficile. Pour résoudre ce problème, on a procédé à une attaque acide à 20 % et à chaud. Une fois cette attaque terminée, les échantillons sont relavés sur tamis à 50 μ .

2- Séparation des minéraux lourds

La séparation des minéraux lourds au bromoforme s'effectue sur la fraction sableuse de granulométrie comprise entre 50 et 500 μ . Le sable sec est tamisé, la fraction 50-500 μ récupéré et pesée. On divise arbitrairement cette fraction en trois lots :

fraction I: 500-315 μ

fraction II: 315-160 μ

fraction III: 160-50 μ

Ces coupures ont l'avantage de faciliter la séparation densimétrique, le montage des frottis et les comptages car les fractions sont homogènes. les trois fractions doivent être peser.

Séparation au bromoforme

Le bromoforme est la liqueur lourde la plus couramment utilisée. Elle permet d'obtenir une "fraction légère" de densité inférieure à 2.95 et une "fraction lourde" renfermant les minéraux accessoires des sables.

La séparation se fait dans des ampoules à décantation: la fraction lourde qui tombe dans le bas de l'ampoule est recueillie sur un papier filtre placé dans un entonnoire et le bromoforme filtré dans un becher. La séparation terminée, on récupère la fraction légère de la même façon.

3- Montage des minéraux lourds en frottis

Lorsque la quantité de minéraux recueillis sur chaque fraction est très petite, la totalité est montée sur lame de verre; par contre, lorsque la quantité de minéraux est importante, seule une partie est montée sur lame. Dans ce dernier cas, la quantité de minéraux montés doit être pesée.

III- POROSIMETRIE PAR INJECTION DE MERCURE

1- Principe

La porosimétrie par injection de mercure est une méthode indirecte de mesure de la porosité. Il consiste à faire pénétrer du mercure, dans un échantillon préalablement dégazé, en exerçant des pressions croissantes. Plus la pression appliquée est élevée, plus la taille des pores atteints par le mercure est petite.

L'injection du mercure se fait dans un échantillon dont le poids et le volume sont connus, cette injection doit être réalisée en régime isotherme (ne pas modifier les caractéristiques du mercure).

2- Dispositif expérimental

Les mesures sont faites sur un porosimètre :

La mesure se fait selon un procédé capacitif (non volumétrique). Le volume de mercure introduit dans les pores d'un échantillon par une pression appliquée est mesuré par la variation de la capacité électrique d'un condensateur cylindrique coaxial formé par :

- une protection métallique externe placée autour de la tige du pénétromètre,
- la capillarité interne du mercure.

Le niveau du mercure dans le tube capillaire descend lorsque les pores de l'échantillon sont remplis sous une pression croissante, il en résulte une diminution linéaire de la capacité électrique avec l'augmentation du volume des pores remplis. Les variations de capacité sont ensuite converties en variations de volume en les multipliant par un facteur de calibration propre au pénétromètre.

2-1- Le pénétromètre

Le pénétromètre est l'élément de l'appareillage servant de support à l'échantillon testé. C'est une pièce très importante, car c'est par son intermédiaire que s'effectue le processus de capacité électrique du condensateur. Un pénétromètre est composé de plusieurs éléments :

* La tige de verre est formée d'un tube capillaire en borosilicate recouvert d'une feuille de métal et relié à la chambre contenant l'échantillon,

* Une pince avec trois tiges de fer maintenant un couvercle en place en utilisant la force d'un ressort comprimé.

Il existe plusieurs types d'ampoules de pénétromètres selon les besoins de divers

échantillons: taille, forme et le diamètre interne de la tige capillaire.

2-2- Le système de vide

La création du vide dans le porosimètre permet d'extraire l'air de l'échantillon, ce retrait de l'air se fait par un circuit différent de celui par lequel le mercure rentre dans le pénétromètre. On peut atteindre des vides de l'ordre de 50 $\mu\text{m Hg}$, valeur limite atteinte au cours de nos mesures.

2-3- Production de basse pression

Après avoir effectué le vide dans l'échantillon placé avec le pénétromètre en position horizontale dans la chambre à basse pression, on augmente la pression à partir de 50 $\mu\text{m Hg}$ par l'utilisation d'une valve, l'ouverture de la valve est contrôlée par un programme informatique. On monte ainsi en pression jusqu'à la pression atmosphérique (0,1 MPa).

2-4- Production de haute pression

Le pénétromètre est alors placé verticalement dans la cuve à haute pression contenant de l'huile. La production de haute pression est assurée par un piston lié à un moteur. La montée de la pression est gérée automatiquement, on peut alors programmer des montés progressives ou par coups selon la vitesse et l'amplitude désirées.

3- Mode opératoire

3-1- Production de vide dans l'échantillon

Après avoir taillé la roche à la forme d'un petit cylindre pour occuper la cellule du pénétromètre, on le place en étuve de façon à le désaérer pendant plusieurs heures. La dimension des plus gros pores ne doit pas dépasser la millimètre pour assurer la représentativité de l'essai.

L'échantillon est ensuite introduit dans le pénétromètre que l'on referme hermétiquement grâce à une graisse assurant une très bonne étanchéité. Le pénétromètre est alors engagé en position horizontale dans le poste à basse pression, après avoir sélectionné le circuit électronique commandant la production de basse pression.

3-2- Expérience en basse pression

Lorsque le vide désiré (50 $\mu\text{m Hg}$) a été atteint, on passe après à la mesure de porosité en basse pression.

On introduit d'abord le mercure dans le pénétromètre, la capsule et le tube capillaire sont ainsi remplis. Le circuit d'introduction du mercure est différent de celui du retrait d'air. La quantité de mercure qui va intervenir dans les manipulations en haute et basse pression est uniquement celle contenue dans le pénétromètre. L'expérience en basse pression peut alors commencer.

3-3- Expérience en haute pression

Cette dernière partie de la manipulation se déroule en trois étapes.

* Montée en pression : Après être parvenue à la pression atmosphérique, on retire le pénétromètre et l'échantillon du poste de basse pression pour l'introduire en position verticale dans la chambre à haute pression. On sélectionne par la suite le circuit électronique de production de haute pression, l'expérience est démarrée à la pression atmosphérique. La montée de la pression est faite par paliers en laissant un temps d'équilibrage lors de chaque variation de pression.

* Descente en pression : La deuxième étape consiste à redescendre en pression, selon le schéma inverse de celui de la montée. la décompression se fait les mêmes paliers pour les mêmes valeurs de pression.

* Deuxième montée en pression : La troisième et dernière étape reprend le même schéma mis en oeuvre que la première. Après être redescendu jusqu'à 1 MPa, nous procédons à une remontée en pression jusqu'à 300 MPa. Il est important de noter que le mercure envahit l'échantillon de manière homogène et isotrope (aucune orientation préférentielle) à partir de toutes les surfaces.

IV- LES DATATIONS AU ^{14}C

Les datations au ^{14}C ont été faites sur des carbonates issus du profil de Tazouta. Les mesures ont été faites, au laboratoire de géochimie isotopique de l'ORSTOM à Bondy, sur benzène par spectrométrie à scintillation liquide.

Les préparations d'échantillons passent par 4 phases avant d'arriver au stade de mesure sur le spectromètre.

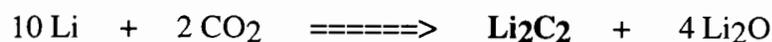
Obtention du CO_2

40 g d'échantillon sont attaqués à H_3PO_4 selon la réaction suivante :



Carburation

C'est une réaction chimique qui a lieu dans un four vertical, celui ci est chauffé à la base. La carburation peut être direct ou succéder à l'attaque acide et à la combustion (tourbe). La carburation se fait suivant la réaction suivante:

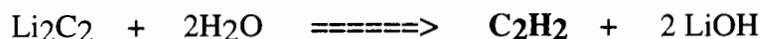


La quantité de lithium est de 2,4 gramme par litre de gaz carbonique (50 % par rapport à la quantité stoechiométrique).

Obtention du C_2H_2

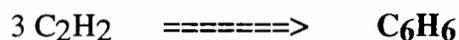
L'obtention de l'acétylène est une réaction chimique qui se réalise par un apport d'eau (hydrolyse) sur "la ligne hydrolyse", et qui se déroule dans un four vertical à température ambiante

selon :



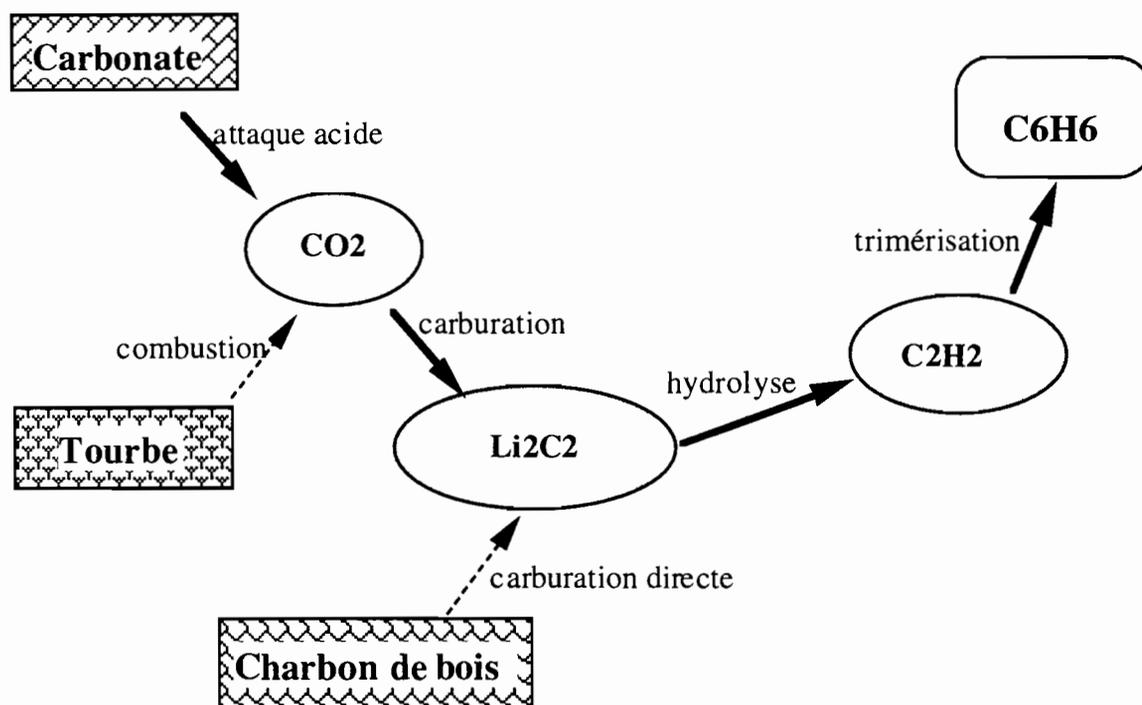
Obtention de C_6H_6

L'obtention du benzène se fait par trimérisation de l'acétylène sur un catalyseur. Cette synthèse se fait selon la réaction :



Après cette série de manipulation, on passe au comptage de l'activité (cpm) par spectrométrie en scintillation liquide. La détermination de l'âge se fait par application de la loi de décroissance radioactive.

L'ensemble de ces manipulations peut être résumé dans le schéma suivant :



Résumé des traitements des matériaux carbonés en vue de les dater au ^{14}C

Annexe 2

TABLEAU 1 : COMPOSITIONS CHIMIQUES DES PLAGIOCLASES DANS LES BASALTES D'ELHAJEB ET DE TAZOUTA

Analyses N°	Elhajeb - basalte à texture microcristallique										Elhajeb - basalte à texture microgrenue										Elhajeb - Basalte de la saprolite cohérente							Basalte de Tazouta																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42		
SiO2	49,53	49,82	49,28	48,54	50,05	49,47	46,73	49,75	49,93	49,03	51,76	51,00	49,33	48,84	49,03	48,62	50,11	50,02	49,84	49,99	50,74	51,39	52,32	52,43	51,01	50,52	51,50	51,30	52,94	52,90	52,61	51,47	51,28	51,89	50,28	48,27	46,88	54,02	57,79	51,12	50,79	51,04		
Al2O3	29,88	30,14	30,79	30,33	29,59	30,73	32,23	31,02	29,50	30,12	27,44	28,73	30,46	30,18	30,23	30,48	30,22	29,55	29,46	29,87	27,96	28,05	28,15	28,30	28,34	28,37	26,96	27,91	28,20	28,26	28,18	29,11	28,01	29,04	29,96	31,26	31,91	27,52	24,51	29,63	29,54	29,53		
FeO	0,50	0,51	0,50	0,50	0,52	0,62	0,56	0,48	0,51	0,49	0,73	0,64	0,53	0,52	0,54	0,37	0,49	0,67	0,50	0,68	0,80	0,60	0,86	0,89	0,63	0,64	0,80	0,76	0,72	0,77	0,77	0,83	0,74	0,81	0,84	0,76	0,78	0,76	0,70	0,71	0,82	0,68		
MnO	0,02	0,04	0,11	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03		
MgO	0,20	0,23	0,21	0,18	0,24	0,23	0,16	0,22	0,22	0,22	0,15	0,19	0,20	0,26	0,19	0,15	0,17	0,27	0,15	0,16	0,13	0,07	0,11	0,11	0,13	0,14	0,02	0,04	0,02	0,12	0,03	0,02	0,02	0,07	0,02	0,00	0,00	0,02	0,09	0,10	0,06	0,05		
CaO	15,21	15,36	15,30	15,47	14,75	15,38	17,01	15,56	14,79	15,39	13,23	13,66	15,10	15,07	15,42	15,71	14,55	14,07	14,12	14,19	13,63	13,06	12,92	13,26	13,44	13,64	11,79	12,11	12,33	12,40	12,58	13,67	12,15	13,41	14,46	15,94	16,64	11,45	7,87	14,01	13,97	13,96		
Na2O	2,81	2,63	2,51	2,50	2,70	2,47	1,86	2,43	2,79	2,52	3,68	3,33	2,59	2,53	2,65	2,47	3,05	2,99	3,27	3,07	3,64	3,88	3,87	3,91	3,77	3,64	4,59	4,40	4,43	4,32	4,20	3,72	4,56	3,91	3,25	2,43	1,93	4,85	6,16	3,55	3,46	3,45		
K2O	0,14	0,10	0,08	0,12	0,17	0,13	0,04	0,13	0,15	0,13	0,19	0,19	0,13	0,12	0,10	0,13	0,16	0,35	0,14	0,22	0,17	0,21	0,22	0,21	0,19	0,19	0,29	0,35	0,31	0,40	0,32	0,23	0,37	0,28	0,19	0,13	0,09	0,35	0,78	0,25	0,21	0,20		
TiO2	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,05	0,07	0,03	0,07	0,05	0,06	0,03	0,04	0,02	0,08	0,03	0,03	0,00	0,02	0,07	0,04	0,02	0,03	0,00		
Total	98,29	98,84	98,96	97,65	98,25	99,06	98,76	99,62	98,29	98,02	97,18	97,73	98,44	97,52	98,15	97,94	98,74	97,92	97,49	98,37	97,07	97,30	98,52	99,15	97,59	97,16	98,35	98,93	99,04	99,21	98,80	99,10	99,23	99,45	99,02	98,80	98,30	99,04	97,98	99,38	98,89	98,93		
Si	2,31	2,31	2,28	2,28	2,33	2,29	2,18	2,28	2,33	2,29	2,39	2,35	2,27	2,26	2,26	2,24	2,29	2,30	2,30	2,29	2,39	2,41	2,42	2,41	2,38	2,37	2,48	2,45	2,43	2,43	2,42	2,37	2,44	2,38	2,32	2,25	2,20	2,47	2,65	2,35	2,35	2,36		
Al	1,64	1,64	1,68	1,68	1,62	1,67	1,77	1,68	1,62	1,66	1,49	1,56	1,64	1,65	1,64	1,66	1,63	1,60	1,60	1,61	1,55	1,55	1,53	1,53	1,56	1,57	1,47	1,51	1,53	1,53	1,53	1,58	1,51	1,57	1,63	1,71	1,76	1,49	1,32	1,61	1,61	1,61		
Fe	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03		
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ca	0,76	0,76	0,76	0,78	0,74	0,76	0,85	0,77	0,74	0,77	0,66	0,67	0,74	0,75	0,76	0,78	0,71	0,69	0,70	0,71	0,69	0,66	0,64	0,65	0,67	0,69	0,59	0,60	0,61	0,61	0,62	0,68	0,60	0,66	0,72	0,79	0,84	0,56	0,39	0,69	0,69	0,69		
Na	0,25	0,24	0,23	0,23	0,24	0,22	0,17	0,22	0,25	0,23	0,33	0,30	0,23	0,23	0,24	0,22	0,27	0,27	0,29	0,27	0,33	0,35	0,35	0,35	0,34	0,33	0,41	0,39	0,39	0,38	0,38	0,33	0,41	0,35	0,29	0,22	0,18	0,43	0,55	0,32	0,31	0,31		
K	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01		
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
An	74,30	75,93	76,77	76,87	73,47	76,84	83,30	77,38	73,87	76,55	65,78	68,61	75,71	76,19	75,84	77,25	71,87	70,69	69,87	71,25	66,76	64,26	64,01	64,40	65,64	66,73	57,68	59,12	59,52	59,93	61,19	66,12	58,27	64,45	70,32	77,78	82,21	55,46	39,48	67,55	68,24	68,31		
Ab	24,88	23,51	22,75	22,43	24,36	22,36	16,44	21,87	25,25	22,70	33,09	30,26	23,52	23,12	23,55	22,01	27,22	27,20	29,29	27,47	32,25	34,51	34,70	34,39	33,29	32,19	40,64	38,86	38,72	37,77	36,98	32,58	39,60	33,98	28,58	21,47	17,28	42,51	55,89	31,00	30,57	30,51		
Or	0,82	0,56	0,48	0,70	2,18	0,80	0,26	0,75	0,88	0,75	1,14	1,14	0,76	0,69	0,60	0,73	0,92	2,11	0,84	1,29	0,99	1,22	1,29	1,20	1,08	1,08	1,69	2,02	1,76	2,31	1,82	1,31	2,13	1,57	1,09	0,74	0,51	2,03	4,63	1,45	1,19	1,18		

**TABLEAU 2 : COMPOSITIONS CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES DES AUGITES DANS
LES BASALTES D'ELHAJEB ET DE TAZOUTA**

Analyse N°	Basalte d'Elhajeb							Basalte de Tazouta								
	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	52,32	52,54	52,00	51,54	51,84	51,68	51,89	51,85	52,00	52,06	51,68	51,65	51,77	51,71	51,55	51,40
Al ₂ O ₃	2,17	1,76	1,86	2,17	2,12	2,36	1,86	1,63	1,70	1,65	2,10	1,51	1,69	2,31	2,33	2,32
FeO _t	7,42	6,74	6,85	6,67	7,19	7,72	6,93	7,88	7,11	7,17	6,50	8,42	7,21	5,32	7,26	7,06
MnO	0,20	0,22	0,21	0,18	0,20	0,21	0,07	0,21	0,16	0,19	0,13	0,22	0,18	0,19	0,18	0,22
MgO	18,19	17,88	17,77	17,73	17,49	18,03	17,64	16,28	16,31	16,38	16,04	15,47	16,44	17,52	16,40	16,01
CaO	16,72	18,16	18,57	18,86	18,28	17,30	18,44	18,70	18,66	18,83	18,89	18,55	18,77	19,12	18,70	19,47
Na ₂ O	0,19	0,17	0,17	0,16	0,16	0,14	0,15	0,19	0,19	0,24	0,18	0,23	0,15	0,20	0,12	0,21
K ₂ O	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
TiO ₂	0,29	0,23	0,29	0,36	0,37	0,43	0,32	0,40	0,31	0,31	0,34	0,38	0,28	0,43	0,38	0,47
Total	97,95	98,28	98,31	98,20	98,15	98,33	97,66	97,14	96,44	96,84	95,87	96,43	96,49	98,60	96,93	97,16
Si	1,95	1,96	1,94	1,92	1,94	1,92	1,94	1,96	1,97	1,97	1,97	1,98	1,97	1,91	1,95	1,94
Al IV	0,05	0,05	0,07	0,08	0,07	0,08	0,06	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,09	0,05	0,06
Al VI	0,05	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04	0,06	0,05	0,04	0,01	0,05	0,04
Fe ²⁺	0,24	0,21	0,19	0,16	0,21	0,22	0,20	0,25	0,23	0,23	0,21	0,27	0,23	0,17	0,22	0,22
Fe ³⁺	0,01	0,00	0,03	0,04	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,01	0,99	0,99	0,98	0,97	1,00	0,99	0,92	0,92	0,92	0,91	0,88	0,93	0,97	0,92	0,90
Ca	0,67	0,72	0,74	0,75	0,73	0,69	0,74	0,76	0,76	0,76	0,77	0,76	0,76	0,76	0,76	0,79
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02
Fm	0,20	0,18	0,16	0,15	0,18	0,18	0,17	0,23	0,23	0,22	0,23	0,26	0,22	0,15	0,22	0,21
Wo	34,64	37,42	38,59	39,46	38,06	36,04	38,34	38,97	38,82	39,30	39,52	38,94	39,13	40,00	39,02	40,95
En	52,43	51,27	51,37	51,61	50,66	52,23	51,01	47,20	47,20	47,56	46,68	45,17	47,67	50,99	47,61	46,85
Fs	12,93	11,31	10,04	8,92	11,28	11,73	10,65	13,83	13,97	13,14	13,81	15,89	13,20	9,01	13,37	12,20

TABLEAU 3 : COMPOSITIONS CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES DES PIGEONITES DANS LES BASALTES D'ELHAJEB ET DE TAZOUTA

Analyse N°	Basalte d'Elhajeb								Basalte de Tazouta							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	51,69	52,79	53,04	53,11	54,13	54,33	54,32	53,29	52,83	52,70	53,37	52,62	52,02	52,92	52,93	52,00
Al ₂ O ₃	0,55	0,53	0,64	0,65	0,65	0,63	0,70	0,71	0,75	0,72	0,80	0,78	0,79	0,77	0,68	0,84
FeO _t	16,61	15,64	15,21	14,28	13,49	12,85	12,33	13,93	17,06	16,76	16,58	16,65	17,92	17,06	16,10	17,93
MnO	0,24	0,42	0,19	0,29	0,27	0,44	0,35	0,33	0,37	0,37	0,29	0,32	0,41	0,32	0,54	0,33
MgO	25,14	24,50	24,31	24,96	25,83	26,33	26,22	25,69	23,86	23,50	23,73	21,76	21,07	21,99	21,95	21,52
CaO	4,17	4,45	4,53	4,71	4,68	4,56	4,75	4,41	4,48	4,31	4,26	4,36	4,35	4,43	4,36	4,51
Na ₂ O	0,08	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,05	0,08	0,04	0,03	0,08	0,04	0,08	0,01	0,05	0,04
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
TiO ₂	0,16	0,15	0,12	0,13	0,09	0,12	0,14	0,14	0,22	0,21	0,21	0,24	0,23	0,23	0,22	0,31
Total	98,65	98,55	98,19	98,20	99,27	99,35	98,97	98,66	99,61	98,60	99,32	96,79	96,87	97,73	96,84	97,48
Si	1,90	1,95	1,96	1,96	1,97	1,97	1,97	1,95	1,94	1,96	1,96	2,00	1,99	2,00	2,01	1,97
ALIV	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03
ALVI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,03	0,01
Fe ₂₊	0,35	0,41	0,43	0,39	0,37	0,35	0,36	0,36	0,45	0,48	0,48	0,53	0,57	0,54	0,51	0,57
Fe ₃₊	0,16	0,08	0,04	0,06	0,04	0,04	0,02	0,07	0,08	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Mg	1,38	1,35	1,34	1,37	1,40	1,42	1,42	1,40	1,31	1,30	1,30	1,23	1,20	1,24	1,24	1,22
Ca	0,17	0,18	0,18	0,19	0,18	0,18	0,19	0,17	0,18	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18
Na	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fm	0,20	0,24	0,25	0,22	0,21	0,20	0,20	0,21	0,26	0,27	0,27	0,32	0,33	0,32	0,32	0,32
Wo	8,67	9,05	9,18	9,54	9,30	9,03	9,38	8,91	9,08	8,75	8,58	8,88	8,98	8,95	8,83	9,28
En	72,65	69,30	68,51	70,28	71,41	72,49	72,05	72,16	67,29	66,41	66,46	61,66	60,53	61,78	61,87	61,59
Fs	18,68	21,64	22,30	20,18	19,29	18,48	18,57	18,94	23,63	24,84	24,96	29,46	30,49	29,28	29,30	29,13

TABLEAU 4 : COMPOSITIONS CHIMIQUES DES MINÉRAUX OPAQUES DES BASALTES D'ELHAJEB ET DE TAZOUTA

N° analysc	ILMENITE, Tazouta										TITANOMANGNETITE, Tazouta										TITANOMAGNETITE, Elhajeb									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SrO2	0.16	0.21	0.21	0.18	0.19	0.16	0.20	0.21	0.18	0.19	4.71	9.66	4.74	2.70	2.06	0.46	0.42	0.51	1.52	0.74	2.11	2.79	3.82	3.03	6.68	0.28	0.58	2.51	2.08	1.68
Al2O3	0.00	0.02	0.03	0.02	0.07	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	2.28	5.04	2.16	1.58	2.24	1.96	1.96	1.95	1.98	1.96	1.88	1.51	1.89	1.94	2.41	1.65	1.68	1.54	1.91	1.99
FeOt	44,13	43,65	43,69	43,20	43,26	43,13	43,15	43,44	43,44	42,57	54,70	54,20	56,89	59,93	59,87	62,50	62,87	62,91	61,64	62,83	59,49	61,35	58,39	58,70	44,11	60,29	66,18	49,81	55,75	56,94
FeO	43,43	43,61	43,69	43,20	43,26	43,13	43,15	43,44	43,44	42,57	15,12	19,23	17,22	16,16	19,81	21,49	21,57	21,72	19,24	20,24	19,87	17,83	17,82	17,70	23,23	24,71	18,57	30,36	24,86	23,54
Fe2O3	0.78	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	43,98	38,86	44,07	48,63	44,51	45,57	45,89	45,77	47,11	47,31	44,02	48,35	45,08	45,56	23,20	39,54	52,90	21,61	34,32	37,11
MnO	0.39	0.43	0.47	0.47	0.34	0.35	0.35	0.38	0.38	0.42	2,23	2,32	2,80	2,42	2,19	2,34	2,27	2,38	2,28	2,46	2,11	1,96	2,02	1,81	2,63	1,02	1,00	1,28	1,24	1,38
MgO	1.04	1.04	1.08	1.46	1.49	1.43	1.48	1.54	1.53	1.81	2,73	0,64	1,40	1,33	0,69	0,02	0,00	0,05	0,53	0,13	0,42	0,39	1,14	0,67	1,40	0,06	0,03	0,49	0,36	0,45
TiO2	50.79	50.98	51.85	51.92	52.03	52.16	51.91	51.84	51.93	52.76	22,91	21,31	23,41	22,10	24,07	25,05	25,02	25,42	23,48	24,02	23,84	21,64	22,88	21,55	29,68	27,46	20,52	34,94	28,26	27,04
Cr2O3	0.00	0.08	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0,09	0,02	0,00	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,02	0,04	
Total	96,51	96,41	97,35	97,25	97,42	97,27	97,14	97,45	97,50	97,82	89,64	93,18	91,39	90,07	91,18	92,34	92,54	93,22	91,43	92,16	89,85	89,63	90,16	87,71	86,91	90,88	89,99	90,95	89,87	89,71
Sr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0,24	0,46	0,24	0,14	0,11	0,02	0,02	0,03	0,08	0,04	0,11	0,15	0,20	0,16	0,36	0,02	0,03	0,13	0,11	0,09
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0,14	0,28	0,13	0,10	0,14	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,09	0,12	0,12	0,15	0,10	0,11	0,10	0,12	0,13
Fe2	1.88	1.89	1.87	1.85	1.85	1.84	1.85	1.86	1.86	1.80	0,64	0,77	0,72	0,70	0,85	0,93	0,93	0,93	0,83	0,87	0,89	0,80	0,78	0,80	1,04	1,12	0,84	1,36	1,12	1,06
Fe3	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1,67	1,39	1,66	1,88	1,72	1,77	1,78	1,76	1,83	1,84	1,77	1,94	1,78	1,86	0,93	1,61	2,15	0,87	1,39	1,51
Mg	0.08	0.08	0.08	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.14	0,10	0,09	0,12	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10	0,09	0,09	0,08	0,12	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0,20	0,05	0,10	0,10	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,03	0,03	0,09	0,05	0,11	0,00	0,00	0,04	0,03	0,04
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1.98	1.99	2.00	2.00	2.00	2.01	2.00	1.99	1.99	2.01	0,87	0,76	0,88	0,86	0,93	0,97	0,97	0,98	0,91	0,93	0,96	0,87	0,90	0,88	1,19	1,11	0,83	1,40	1,14	1,10
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hem(a)	0.80	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	59,48	52,72	55,79	59,24	52,38	50,47	50,54	50,29	54,28	53,02	51,63	56,45	55,15	55,64	32,65	43,03	57,78	24,95	39,64	43,01
Hem(c)	0.76	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	49,00	47,71	48,51	52,40	48,05	47,64	47,85	47,39	50,10	49,64	48,02	52,78	49,64	51,41	28,12	41,88	56,33	23,63	37,80	40,71

TABLEAU 5 : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES DES PRODUITS D'ALTERATION DES OLIVINES DANS LE BASALTE D'ELHAJEB

N° analyse	Argile a extinction roulante							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO2	45.23	46.55	51.39	44.93	46.14	49.33	49.41	46.30
Al2O3	4.62	4.54	4.05	4.61	4.52	3.98	3.80	4.39
FeO	7.25	7.56	7.88	7.27	6.99	7.05	7.06	7.14
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	19.84	20.37	19.67	19.38	20.13	21.02	21.91	20.19
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.02	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03
CaO	1.53	1.48	1.25	1.57	1.46	1.27	1.23	1.52
Na2O	0.09	0.13	0.09	0.10	0.10	0.15	0.15	0.05
K2O	0.09	0.09	0.11	0.08	0.12	0.13	0.10	0.11
Total	78.72	80.72	84.47	77.93	79.51	82.92	83.65	79.73
Si	3.66	3.67	3.84	3.67	3.68	3.76	3.73	3.69
Al	0.34	0.33	0.16	0.33	0.32	0.24	0.27	0.31
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ChT	0.34	0.33	0.16	0.33	0.32	0.24	0.27	0.31
Al	0.10	0.09	0.19	0.11	0.11	0.11	0.07	0.10
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2+	0.49	0.50	0.49	0.50	0.47	0.45	0.45	0.48
Mg	2.39	2.39	2.19	2.36	2.39	2.39	2.47	2.39
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SCO	2.98	2.98	2.87	2.96	2.97	2.95	2.98	2.97
ChO	0.06	0.05	0.06	0.03	0.04	0.00	0.04	0.04
Ca	0.13	0.12	0.10	0.14	0.12	0.10	0.10	0.13
Na	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
ChI	0.29	0.28	0.22	0.30	0.28	0.24	0.23	0.28
ChF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

N° analyse	Argile vert olive									
	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO2	54.52	53.35	52.84	52.72	53.79	51.46	54.39	52.86	53.85	51.07
Al2O3	1.14	2.05	1.52	1.25	1.94	1.89	1.16	2.10	1.96	1.30
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	14.06	13.72	11.55	12.72	11.81	14.25	12.31	11.91	14.16	11.77
MgO	22.27	20.36	23.27	23.05	21.82	20.78	22.74	22.32	20.27	20.09
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.20	0.00	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.00
CaO	0.41	0.61	0.49	0.46	0.53	0.56	0.39	0.66	0.55	0.43
Na2O	0.03	0.07	0.05	0.04	0.10	0.08	0.04	0.02	0.05	0.05
K2O	0.07	0.15	0.11	0.09	0.13	0.15	0.08	0.14	0.12	0.06
Total	91.30	88.94	88.87	89.13	89.01	87.78	89.91	88.89	89.75	83.60
Si	3.73	3.74	3.70	3.69	3.75	3.67	3.76	3.70	3.75	3.75
Al	0.10	0.16	0.13	0.11	0.16	0.16	0.11	0.18	0.16	0.16
Fe	0.17	0.09	0.17	0.20	0.09	0.17	0.15	0.12	0.09	0.09
ChT	0.27	0.25	0.30	0.31	0.25	0.33	0.26	0.30	0.25	0.25
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3+	0.55	0.63	0.44	0.47	0.53	0.60	0.49	0.51	0.65	0.65
Fe2+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.27	2.13	2.43	2.41	2.27	2.21	2.34	2.33	2.10	2.10
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SCO	2.82	2.76	2.88	2.88	2.80	2.81	2.83	2.84	2.75	2.75
ChO	0.20	0.14	0.21	0.23	0.13	0.23	0.16	0.20	0.16	0.16
Ca	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04
Na	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
ChI	0.07	0.11	0.09	0.08	0.10	0.11	0.07	0.11	0.10	0.10
ChF	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01

**TABLEAU 6 : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES DES ARGILES
DE FISSURES DANS LE BASALTE D'ELHAJEB**

N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Moyenne
SiO2	42,24	39,79	40,88	39,28	42,02	36,36	40,63	43,53	39,87	39,91	40,45
Al2O3	8,98	9,23	8,72	8,89	8,62	8,07	8,07	9,04	9,28	9,19	8,81
FeO	12,12	11,87	12,10	13,25	11,57	11,65	11,34	11,47	11,77	11,79	11,89
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	13,87	16,19	16,75	16,08	15,27	14,50	14,46	13,77	16,15	15,45	15,25
TiO2	0,05	0,02	0,00	0,07	0,00	0,02	0,04	0,03	0,03	0,00	0,03
MnO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
CaO	1,76	1,15	1,36	2,21	1,81	1,41	1,50	1,48	1,32	1,09	1,51
Na2O	0,51	0,14	0,17	0,06	0,04	0,16	0,20	0,10	0,07	0,15	0,16
K2O	0,62	0,43	0,45	0,18	0,17	0,32	0,30	0,22	0,04	0,10	0,28
Total	80,15	78,88	80,43	80,04	79,63	72,48	76,53	79,64	78,54	77,69	78,40
Si	3,47	3,33	3,35	3,27	3,45	3,33	3,48	3,55	3,33	3,33	3,39
Al	0,53	0,67	0,65	0,73	0,55	0,67	0,52	0,45	0,67	0,67	0,61
ChT	0,53	0,67	0,65	0,73	0,55	0,67	0,52	0,45	0,67	0,67	0,61
Al	0,34	0,23	0,19	0,15	0,29	0,20	0,29	0,41	0,25	0,25	0,26
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,83	0,83	0,83	0,92	0,79	0,89	0,81	0,78	0,82	0,82	0,83
Mg	1,70	1,94	1,98	1,93	1,87	1,91	1,84	1,67	1,93	1,93	1,87
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SCO	2,87	3,00	3,00	3,00	2,96	3,00	2,95	2,87	3,00	3,00	2,96
ChO	0,08	0,24	0,20	0,16	0,21	0,19	0,18	0,16	0,26	0,26	0,19
Ca	0,15	0,10	0,12	0,20	0,16	0,14	0,14	0,13	0,12	0,12	0,14
Mg	0,00	0,08	0,07	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,08	0,08	0,05
Na	0,08	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02
K	0,06	0,05	0,05	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03
ChI	0,46	0,43	0,45	0,56	0,34	0,48	0,34	0,30	0,41	0,41	0,42
ChF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Base 11 oxygènes

TABLEAU 7 : MICROANALYSE CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES LE LONG D'UN TRANSECT DE LA BORDURE EU CENTRE D'UNE VÉSICULE ARGILEUSE A CENTRE OCCUPE PAR LE TALC DANS LE BASALTE D'ELHAJEB

N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	47,92	47,56	48,20	50,59	49,88	50,19	49,91	50,57	50,06	53,16	56,30	56,32	56,40	56,43	57,10	58,03
Al2O3	9,55	10,86	11,85	11,36	10,94	10,75	12,01	8,77	7,24	6,16	4,21	2,61	1,80	1,48	2,76	1,17
FeO	9,64	8,91	8,36	8,75	8,98	9,12	8,62	7,60	7,22	7,11	10,12	11,14	11,79	12,41	12,09	15,41
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	18,22	17,45	16,03	17,81	17,71	17,92	17,14	20,00	20,74	21,04	20,64	21,07	21,62	21,52	20,82	20,14
TiO2	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,00	0,03	0,03	0,04
CaO	1,45	1,26	1,24	1,34	1,28	1,27	1,20	0,94	0,92	0,75	0,30	0,30	0,18	0,09	0,10	0,11
Na2O	0,05	0,08	0,00	0,05	0,06	0,06	0,06	0,08	0,05	0,06	0,05	0,04	0,02	0,05	0,03	0,02
K2O	0,13	0,10	0,07	0,10	0,11	0,10	0,13	0,15	0,12	0,07	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01
Total	87,01	86,24	85,76	90,33	88,96	89,45	89,11	88,12	86,38	88,36	91,74	91,53	91,85	92,03	92,96	92,92
Si	3,52	3,50	3,54	3,55	3,55	3,56	3,54	3,61	3,65	3,65	5,76	3,88	3,91	3,93	3,92	4,00
Al	0,48	0,50	0,46	0,45	0,45	0,44	0,46	0,39	0,35	0,35	0,24	0,12	0,09	0,07	0,08	0,00
ChT	0,48	0,50	0,46	0,45	0,45	0,44	0,46	0,39	0,35	0,35	0,24	0,12	0,09	0,07	0,08	0,00
Al	0,35	0,45	0,57	0,49	0,47	0,46	0,54	0,35	0,27	0,27	0,28	0,22	0,13	0,05	0,14	0,10
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,59	0,55	0,51	0,51	0,53	0,54	0,51	0,45	0,44	0,44	0,42	0,58	0,65	0,72	0,69	0,77
Mg	2,00	1,92	1,76	1,86	1,88	1,89	1,81	2,13	2,25	2,25	2,22	2,12	2,18	2,23	2,13	2,07
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SCO	2,94	2,91	2,84	2,87	2,88	2,89	2,86	2,93	2,96	2,96	2,92	2,92	2,96	3,00	2,96	2,94
ChO	0,23	0,28	0,26	0,23	0,24	0,23	0,26	0,22	0,19	0,19	0,11	0,07	0,04	0,05	0,06	-0,07
Ca	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,07	0,07	0,07	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Nu	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ChI	0,25	0,22	0,20	0,22	0,21	0,21	0,20	0,17	0,16	0,16	0,13	0,05	0,05	0,02	0,02	0,02
ChF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01

Base 11 Oxygènes

TABLEAU 8 : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES LE LONG D'UN TRANSECT DE LA BORDURE AU CENTRE D'UNE VÉSICULE A CENTRE SILICEUX DANS LE BASALTE MICROGRENUÉ D'ELHAJEB

N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO2	48,53	45,95	45,87	43,53	43,36	44,65	52,35	53,95	54,31	54,73
Al2O3	4,51	4,15	3,98	3,54	3,49	2,73	1,92	1,16	0,66	0,63
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	14,63	15,65	16,05	14,51	13,77	12,88	12,97	13,57	13,46	12,89
MgO	16,14	19,46	19,81	17,37	19,05	20,85	22,31	23,13	22,69	23,08
TiO2	0,03	0,07	0,05	0,06	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,10	0,01	0,01	0,03
CaO	1,44	1,50	1,39	1,12	1,36	0,72	0,47	0,28	0,29	0,27
Na2O	0,09	0,07	0,09	0,08	0,13	0,14	0,04	0,03	0,05	0,05
K2O	0,17	0,18	0,20	0,20	0,18	0,14	0,13	0,06	0,03	0,01
Total	84,11	85,47	85,86	79,02	80,06	80,89	89,00	90,86	90,17	90,41
Si	3,62	3,42	3,40	3,49	3,44	3,49	3,67	3,71	3,75	3,75
Al	0,38	0,36	0,35	0,34	0,33	0,25	0,16	0,09	0,06	0,06
Fe	0,00	0,22	0,25	0,17	0,23	0,26	0,17	0,20	0,19	0,19
ChT	0,38	0,58	0,60	0,51	0,56	0,51	0,33	0,29	0,25	0,25
Al	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,82	0,88	0,90	0,88	0,82	0,76	0,69	0,70	0,70	0,70
Fe2+	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,80	2,12	2,10	2,08	2,17	2,24	2,30	2,30	2,30	2,30
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SCO	2,64	3,00	3,00	2,96	3,00	3,00	2,99	3,00	3,00	3,00
ChO	0,12	0,88	0,90	0,80	0,82	0,76	0,67	0,71	0,70	0,70
Ca	0,12	0,12	0,11	0,10	0,12	0,06	0,04	0,02	0,02	0,02
Mg	0,00	0,04	0,09	0,00	0,08	0,19	0,03	0,07	0,04	0,04
Nu	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
ChI	0,26	0,35	0,43	0,22	0,43	0,54	0,15	0,19	0,13	0,13
ChF	0,00	0,04	0,13	0,07	0,17	0,29	0,19	0,22	0,32	0,32

Base 11 Oxygènes

TABLEAU 9 : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES DES PRODUITS D'ALTÉRATION DES PLAGIOCLASES DANS LE PROFIL D'ELHAJEJ

Produits d'altération des plagioclase dans le basalte microlitique												
N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Moyenne
SiO2	47,14	47,36	47,86	48,02	48,40	48,98	46,25	46,39	46,29	51,93	48,83	47,95
Al2O3	22,40	22,22	22,21	22,98	23,09	22,65	22,96	23,11	22,40	21,70	20,28	22,36
Fe2O3	1,11	1,31	1,23	1,95	1,21	2,25	1,21	0,71	1,19	1,77	1,66	1,42
MgO	3,65	3,87	3,62	3,09	3,68	3,33	3,32	3,09	3,64	4,20	4,08	3,60
TiO2	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
MnO	0,03	0,22	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,03
CaO	4,31	2,85	3,59	2,49	3,63	2,29	4,35	4,93	3,16	2,82	2,03	3,31
Na2O	0,11	0,07	0,11	0,11	0,05	0,08	0,10	0,06	0,07	0,04	0,09	0,08
K2O	0,05	0,04	0,12	0,08	0,07	0,11	0,07	0,09	0,09	0,12	0,06	0,08
Total	78,73	77,80	78,64	78,53	80,02	79,46	78,16	78,34	76,75	82,51	76,88	78,71
Si	3,57	3,60	3,61	3,61	3,59	3,64	3,53	3,53	3,57	3,57	3,72	3,59
Al	0,43	0,40	0,39	0,39	0,41	0,36	0,47	0,47	0,43	0,43	0,28	0,41
ChT	0,43	0,40	0,39	0,39	0,41	0,36	0,47	0,47	0,43	0,43	0,28	0,41
Al	1,56	1,60	1,58	1,65	1,60	1,62	1,59	1,61	1,61	1,61	1,55	1,60
Fe3+	0,06	0,07	0,07	0,11	0,07	0,13	0,07	0,04	0,07	0,07	0,10	0,08
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,41	0,44	0,41	0,35	0,41	0,37	0,38	0,35	0,42	0,42	0,45	0,40
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SCO	2,04	2,12	2,06	2,10	2,08	2,12	2,04	2,00	2,10	2,10	2,09	2,08
ChO	0,28	0,08	0,22	0,03	0,18	0,02	0,26	0,35	0,12	0,12	0,17	0,17
Ca	0,35	0,23	0,29	0,20	0,29	0,18	0,36	0,40	0,26	0,26	0,22	0,28
Na	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
ChI	0,72	0,48	0,61	0,42	0,59	0,38	0,73	0,82	0,54	0,54	0,45	0,57
ChF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Produits d'altération des plagioclases dans la saproïte cohérente												
N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Moyenne	
SiO2	49,29	47,47	50,80	47,38	48,62	49,10	51,82	50,76	50,83	49,61	49,57	
Al2O3	21,49	19,52	20,13	19,62	24,94	22,68	22,69	20,97	20,83	19,90	21,28	
Fe2O3	1,74	1,75	2,45	1,82	3,91	3,89	1,98	3,75	3,14	3,22	2,77	
MgO	4,61	4,29	4,55	4,65	2,59	3,27	4,39	3,83	3,96	3,98	4,01	
TiO2	0,06	0,06	0,10	0,05	0,07	0,08	0,05	0,04	0,04	0,07	0,06	
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	
CaO	1,56	3,29	3,49	1,89	1,96	1,90	1,75	2,14	2,07	1,98	2,20	
Na2O	0,10	0,17	0,23	0,12	0,09	0,08	0,08	0,04	0,08	0,11	0,11	
K2O	0,16	0,21	0,19	0,26	0,17	0,28	0,15	0,14	0,21	0,32	0,21	
Total	78,67	76,77	81,71	75,62	81,95	80,91	82,71	81,33	80,85	78,87	79,94	
Si	3,68	3,68	3,70	3,70	3,52	3,60	3,69	3,70	3,72	3,72	3,67	
Al	0,32	0,32	0,30	0,30	0,48	0,40	0,31	0,30	0,28	0,28	0,33	
ChT	0,32	0,32	0,30	0,30	0,48	0,40	0,31	0,30	0,28	0,28	0,33	
Al	1,58	1,47	1,43	1,51	1,65	1,56	1,59	1,50	1,51	1,51	1,53	
Fe3+	0,09	0,10	0,13	0,11	0,21	0,21	0,11	0,21	0,17	0,17	0,15	
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,51	0,50	0,49	0,54	0,28	0,36	0,47	0,42	0,43	0,43	0,44	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
SCO	2,18	2,07	2,06	2,16	2,14	2,14	2,16	2,12	2,12	2,12	2,13	
ChO	0,04	0,28	0,30	0,06	0,15	0,06	0,02	0,05	0,07	0,07	0,11	
Ca	0,12	0,27	0,27	0,16	0,15	0,15	0,13	0,17	0,16	0,16	0,18	
Na	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	
K	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	
ChI	0,28	0,59	0,59	0,36	0,33	0,34	0,29	0,35	0,36	0,36	0,39	
ChF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	

Produits d'altération des plagioclases dans la saproïte friable												
N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Moyenne		
SiO2	46,26	44,33	47,44	41,53	47,94	43,91	41,22	41,60	43,82	44,23		
Al2O3	27,35	28,49	27,34	27,45	27,54	26,88	27,70	25,09	26,03	27,10		
Fe2O3	1,19	1,70	1,65	1,09	2,50	3,12	2,20	2,04	2,15	1,96		
MgO	1,73	1,67	1,71	1,58	1,55	1,44	1,42	1,58	2,08	1,64		
TiO2	0,01	0,00	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03		
MnO	0,01	0,00	0,03	0,02	0,05	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01		
CaO	1,57	1,91	2,04	1,41	2,07	2,11	1,60	1,95	1,96	1,85		
Na2O	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,05		
K2O	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02		
Total	78,20	78,14	80,30	73,14	81,74	77,54	74,27	72,38	76,16	76,88		
Si	3,47	3,35	3,48	3,34	3,47	3,37	3,29	3,40	3,41	3,40		
Al	0,53	0,65	0,52	0,66	0,53	0,63	0,71	0,60	0,59	0,60		
ChT	0,53	0,65	0,52	0,66	0,53	0,63	0,71	0,60	0,59	0,60		
Al	1,89	1,89	1,84	1,94	1,82	1,80	1,89	1,82	1,80	1,86		
Fe3+	0,07	0,10	0,09	0,07	0,14	0,18	0,13	0,13	0,13	0,11		
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Mg	0,19	0,19	0,19	0,19	0,17	0,16	0,17	0,19	0,24	0,19		
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
SCO	2,15	2,17	2,12	2,20	2,12	2,14	2,20	2,14	2,16	2,16		
ChO	0,26	0,33	0,19	0,41	0,20	0,28	0,43	0,24	0,26	0,29		
Ca	0,13	0,15	0,16	0,12	0,16	0,17	0,14	0,17	0,16	0,15		
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
ChI	0,26	0,32	0,33	0,25	0,33	0,35	0,29	0,35	0,34	0,31		
ChF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		

TABLEAU 10 : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES DES PRODUITS D'ALTÉRATION DES PYROXÈNES DANS LA SAPROLITE COHÉRENTE DU PROFIL D'ELHAJEB

Produits d'altération de la pigeonite									
N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	Moyenne
SiO2	49,38	45,26	49,50	49,70	49,73	51,78	52,01	51,73	49,89
Al2O3	3,79	3,76	3,63	3,51	3,57	3,53	3,37	3,72	3,61
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	13,67	13,56	13,07	12,60	12,84	12,64	12,73	13,28	13,05
MgO	19,32	18,84	20,49	21,22	17,95	18,73	21,32	17,71	19,45
TiO2	0,24	0,10	0,15	0,04	0,02	0,10	0,04	0,25	0,12
MnO	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02
CaO	0,81	1,01	0,84	0,91	1,13	0,77	0,96	0,70	0,89
Na2O	0,08	0,06	0,16	0,14	0,12	0,09	0,09	0,09	0,10
K2O	0,18	0,19	0,20	0,18	0,16	0,16	0,18	0,20	0,18
Total	86,44	81,45	86,76	87,08	84,33	86,59	89,49	86,42	86,07
Si	3,59	3,51	3,58	3,58	3,68	3,72	3,63	3,72	3,63
Al	0,33	0,34	0,31	0,30	0,31	0,28	0,28	0,28	0,30
Fe3+	0,08	0,15	0,11	0,12	0,01	0,00	0,09	0,00	0,07
ChT	0,41	0,49	0,42	0,42	0,32	0,28	0,37	0,28	0,37
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01
Fe3+	0,67	0,64	0,60	0,56	0,71	0,68	0,58	0,72	0,65
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,10	2,18	2,21	2,28	1,98	2,00	2,22	1,90	2,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
ChO	0,25	0,30	0,25	0,24	0,11	0,14	0,19	0,14	0,20
Ca	0,06	0,08	0,07	0,07	0,09	0,06	0,07	0,05	0,07
Na	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
ChI	0,16	0,20	0,17	0,18	0,21	0,15	0,17	0,14	0,17
ChF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Produits jaune orange d'altération de l'augite											
N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Moyenne
SiO2	45,95	47,62	46,54	45,72	48,35	48,01	47,73	48,13	46,91	46,65	47,16
Al2O3	6,84	6,15	6,59	7,79	6,09	6,09	6,21	5,74	6,81	8,51	6,68
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	10,03	8,78	8,80	10,50	8,50	8,57	8,48	8,48	8,54	8,52	8,92
MgO	18,10	19,01	19,59	17,88	19,83	20,16	20,12	19,55	18,28	18,11	19,06
TiO2	0,02	0,02	0,00	0,12	0,04	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,03
MnO	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,13	0,01	0,00	0,02
CaO	1,46	1,19	1,33	1,47	1,06	1,14	1,11	1,08	1,29	1,47	1,26
Na2O	0,05	0,08	0,06	0,08	0,06	0,06	0,07	0,00	0,06	0,10	0,06
K2O	0,07	0,10	0,10	0,11	0,09	0,08	0,11	0,11	0,06	0,09	0,09
Total	81,75	82,32	82,28	82,81	83,17	83,42	83,12	82,57	81,25	83,19	82,59
Si	3,51	3,59	3,52	3,45	3,60	3,57	3,56	3,61	3,58	3,58	3,56
Al	0,49	0,41	0,48	0,55	0,40	0,43	0,44	0,39	0,42	0,42	0,44
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ChT	0,49	0,41	0,48	0,55	0,40	0,43	0,44	0,39	0,42	0,42	0,44
Al	0,13	0,14	0,11	0,15	0,13	0,11	0,11	0,12	0,19	0,19	0,14
Fe3+	0,58	0,50	0,50	0,60	0,48	0,48	0,48	0,48	0,49	0,49	0,51
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,06	2,14	2,21	2,01	2,20	2,24	2,24	2,19	2,08	2,08	2,14
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ChO	0,24	0,20	0,25	0,29	0,22	0,23	0,24	0,20	0,20	0,20	0,23
Ca	0,12	0,10	0,11	0,12	0,08	0,09	0,09	0,09	0,11	0,11	0,10
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
ChI	0,25	0,21	0,23	0,26	0,18	0,20	0,20	0,18	0,22	0,22	0,22
ChF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Produits microcristallins d'altération de l'augite											
N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Moyenne
SiO2	47,82	48,31	47,65	46,83	47,65	46,92	46,28	47,45	44,67	46,95	47,05
Al2O3	8,63	8,94	7,83	8,16	8,36	8,86	8,57	10,56	9,44	8,16	8,75
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	10,05	10,08	10,68	10,32	10,37	10,57	10,77	9,99	10,48	10,68	10,40
MgO	17,48	17,12	17,76	17,45	17,40	17,56	17,62	16,26	15,85	16,61	17,11
TiO2	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,05	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	1,59	0,93	1,07	1,03	1,04	1,12	1,15	1,10	1,26	1,21	1,15
Na2O	0,08	0,05	0,10	0,06	0,11	0,10	0,07	0,08	0,07	0,03	0,08
K2O	0,15	0,16	0,16	0,16	0,14	0,15	0,08	0,11	0,13	0,17	0,14
Total	84,81	84,64	84,24	83,04	84,05	84,23	83,50	84,71	80,94	82,80	83,70
Si	3,50	3,53	3,52	3,50	3,52	3,46	3,45	3,47	3,44	3,44	3,48
Al	0,50	0,47	0,48	0,50	0,48	0,54	0,55	0,53	0,56	0,56	0,52
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ChT	0,50	0,47	0,48	0,50	0,48	0,54	0,55	0,53	0,56	0,56	0,52
Al	0,25	0,30	0,20	0,22	0,24	0,24	0,21	0,38	0,29	0,29	0,26
Fe3+	0,55	0,55	0,59	0,58	0,58	0,59	0,60	0,55	0,61	0,61	0,58
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,91	1,86	1,95	1,95	1,91	1,93	1,96	1,77	1,82	1,82	1,89
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ChO	0,22	0,30	0,28	0,31	0,29	0,33	0,35	0,34	0,33	0,33	0,31
Ca	0,12	0,07	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
ChI	0,27	0,17	0,20	0,19	0,19	0,21	0,20	0,19	0,23	0,23	0,21
ChF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Base 11,00 Oxygènes

TABEAU 11 : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES DES PRODUITS D'ALTERATION DES PYROXENES DANS LA SAPROLITE FRIABLE DU PROFIL D'ELHAJEB

N° analyse	Produits d'altération des pyroxènes à la base de la saprolite friable							
	2	3	4	5	6	7	8	Moyenne
SiO2	44,10	44,36	42,23	37,68	40,45	42,20	39,92	41,56
Al2O3	26,82	25,73	26,24	25,15	23,90	26,63	28,65	26,16
Fe2O3	6,72	7,23	7,89	10,96	8,27	6,84	4,92	7,55
MgO	3,70	4,11	3,78	2,97	3,33	4,16	3,06	3,59
TiO2	0,01	0,00	0,01	0,28	0,00	0,01	0,04	0,05
MnO	0,06	0,02	0,04	0,07	0,06	0,01	0,00	0,04
CaO	1,96	1,97	1,83	1,96	2,23	1,81	1,43	1,88
Na2O	0,09	0,07	0,11	0,07	0,07	0,13	0,07	0,09
K2O	0,03	0,03	0,04	0,00	0,03	0,02	0,03	0,03
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Total	82,88	82,86	81,44	78,14	77,59	81,19	77,67	80,26
Si	3,21	3,24	3,15	2,98	3,18	3,15	3,09	3,14
Al	0,79	0,76	0,85	1,02	0,82	0,85	0,91	0,86
ChT	0,79	0,76	0,85	1,02	0,82	0,85	0,91	0,86
Al	1,52	1,45	1,45	1,32	1,39	1,49	1,70	1,47
Fe3+	0,37	0,40	0,44	0,65	0,49	0,38	0,29	0,43
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg2+	0,40	0,45	0,42	0,35	0,39	0,46	0,35	0,40
SCO	2,29	2,30	2,32	2,34	2,28	2,34	2,34	2,31
ChO	0,46	0,44	0,53	0,61	0,42	0,54	0,66	0,48
Ca	0,15	0,15	0,15	0,17	0,19	0,14	0,12	0,15
Na	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ChI	0,32	0,32	0,31	0,34	0,39	0,31	0,25	0,32
ChF	0,01	0,00	0,01	0,08	0,01	0,00	0,01	0,02

Base : 11 Oxygènes

N° analyse	Produits d'altération des pyroxènes au sommet de la saprolite friable								
	1	2	3	4	5	6	7	8	Moyenne
SiO2	17,78	14,18	8,11	17,28	12,12	20,36	26,44	18,76	16,88
Al2O3	11,19	10,11	9,34	13,57	10,90	18,82	21,74	14,94	13,82
Fe2O3	25,87	21,52	37,65	25,64	32,80	36,04	29,03	35,97	30,56
MgO	0,09	0,26	1,08	1,80	0,60	2,29	1,37	2,04	1,19
TiO2	0,92	1,22	0,99	0,99	0,96	1,43	0,94	1,20	1,08
MnO	0,96	0,23	0,18	0,23	0,18	0,19	0,13	0,19	0,29
CaO	0,75	0,66	0,71	0,78	0,65	0,87	0,87	1,11	0,80
Na2O	0,00	0,03	0,08	0,08	0,00	0,03	0,03	0,05	0,04
K2O	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,71	1,04	0,40	0,47	0,46	0,30	0,27	0,34	0,50
Total	55,71	47,14	54,82	58,30	55,41	76,75	77,94	71,04	62,14

TABLEAU 12 : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES DES PRODUITS D'ALTÉRATIONS DU VERRE DANS LE PROFIL D'ELHAJEB

N° analyt.	Produits d'altération du verre dans le basalte et dans la saproélite cohérente										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Moyenne
SiO2	41,95	48,91	43,98	43,25	47,09	47,23	43,95	46,90	48,21	48,31	45,98
Al2O3	6,19	6,08	6,16	6,94	6,04	4,19	4,42	4,76	4,97	4,73	5,45
Fe2O3	18,58	14,23	16,09	11,75	15,64	14,30	12,75	13,55	13,58	14,28	14,48
MgO	13,00	10,10	13,55	15,14	17,07	19,77	15,10	18,91	17,40	19,82	15,99
TiO2	1,78	1,32	1,64	0,23	2,78	0,05	0,10	0,08	0,06	0,05	0,81
MnO	0,22	0,19	0,13	0,07	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,07
CaO	4,13	3,30	2,72	1,39	1,89	1,09	1,09	0,87	1,18	1,17	1,88
Na2O	0,43	0,50	0,39	0,14	0,11	0,09	0,05	0,20	0,07	0,09	0,21
K2O	0,20	0,36	0,27	0,18	0,20	0,26	0,21	0,25	0,22	0,23	0,24
Somme	84,65	83,59	83,50	77,93	89,38	85,58	76,42	84,20	84,34	87,26	83,68
Si	3,23	3,68	3,38	3,48	3,35	3,49	3,60	3,51	3,58	3,58	3,49
Al	0,56	0,32	0,55	0,52	0,51	0,36	0,40	0,42	0,42	0,42	0,45
Fe3+	0,21	0,00	0,07	0,00	0,14	0,15	0,00	0,07	0,00	0,00	0,06
ChT	0,77	0,32	0,62	0,52	0,65	0,51	0,40	0,49	0,42	0,42	0,51
Al	0,00	0,22	0,00	0,14	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,04
Fe3+	0,86	0,81	0,86	0,71	0,70	0,64	0,79	0,69	0,76	0,76	0,76
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,49	1,13	1,55	1,82	1,81	2,18	1,85	2,11	1,93	1,93	1,78
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,10	0,07	0,09	0,01	0,15	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05
SCO	2,47	2,25	2,51	2,68	2,66	2,82	2,67	2,80	2,71	2,71	2,63
ChO	0,00	0,32	0,08	0,24	0,32	0,28	0,17	0,30	0,20	0,20	0,21
Ca	0,34	0,27	0,22	0,12	0,14	0,09	0,10	0,07	0,09	0,09	0,15
Na	0,06	0,07	0,06	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03
K	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
ChI	0,76	0,64	0,53	0,28	0,32	0,21	0,22	0,19	0,22	0,22	0,36
ChF	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	-0,01	0,00	0,00	0,00

Base : 11 oxygènes

N° analyt.	Produits d'altération du verre dans la saproélite friable								
	1	2	3	4	5	6	7	8	Moyenne
SiO2	44,13	43,85	41,03	40,26	42,46	40,39	40,73	41,78	41,83
Al2O3	24,07	26,12	26,40	26,09	27,99	26,31	27,43	27,35	26,47
Fe2O3	10,28	9,12	9,28	7,07	6,05	7,77	6,59	6,85	7,88
MgO	4,01	4,06	3,76	3,45	3,47	3,46	3,00	3,43	3,58
TiO2	0,04	0,06	0,04	0,03	0,04	0,04	0,01	0,00	0,03
MnO	0,02	0,00	0,03	0,06	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
CaO	2,23	2,32	2,18	2,28	1,92	2,23	1,97	2,09	2,15
Na2O	0,09	0,10	0,11	0,08	0,08	0,11	0,09	0,09	0,09
K2O	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,00	0,04	0,02
Total	83,90	84,73	81,96	78,64	81,46	79,59	79,22	80,96	81,31
Si	3,22	3,15	3,06	3,11	3,14	3,09	3,11	3,12	3,13
Al	0,78	0,85	0,94	0,89	0,86	0,91	0,89	0,88	0,87
FE3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ChT	0,78	0,85	0,94	0,89	0,86	0,91	0,89	0,88	0,87
Al	1,28	1,37	1,39	1,49	1,58	1,46	1,58	1,53	1,46
Fe3+	0,56	0,49	0,52	0,41	0,34	0,45	0,38	0,39	0,44
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,44	0,43	0,42	0,40	0,38	0,39	0,34	0,38	0,40
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SCO	2,29	2,30	2,33	2,30	2,31	2,31	2,30	2,30	2,30
ChO	0,42	0,47	0,57	0,50	0,54	0,53	0,56	0,53	0,51
Ca	0,17	0,18	0,17	0,19	0,15	0,18	0,16	0,17	0,17
Na	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ChI	0,36	0,37	0,37	0,39	0,32	0,38	0,34	0,35	0,36
ChF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Base : 11 oxygènes

**TABLEAU 13 : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES DES ARGILES DE VÉSICULES
DE LA SAPROLITE FRIABLE DU PROFIL D'ELHAJEB**

N° analyse	Argiles de centre des vésicules								Argiles de bordure de vésicules						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO2	37,27	36,64	35,50	33,91	34,52	34,96	36,06	38,36	41,38	39,41	42,00	40,62	39,89	42,62	42,08
Al2O3	17,81	17,38	17,28	17,57	17,91	17,31	17,91	18,20	16,02	16,44	16,91	18,00	17,06	17,52	16,43
Fe2O3	22,58	23,70	24,87	26,72	25,71	26,03	22,76	21,01	17,65	18,70	20,46	18,17	18,46	19,40	16,18
MgO	2,30	2,03	2,18	2,14	1,57	1,48	2,26	2,11	2,22	2,15	2,40	2,17	1,98	2,31	2,05
TiO2	0,01	0,05	0,04	0,04	0,03	0,05	0,07	0,04	0,04	0,02	0,03	0,01	0,05	0,03	0,01
MnO	0,05	0,05	0,01	0,00	0,05	0,05	0,04	0,02	0,07	0,09	0,07	0,06	0,08	0,07	0,05
CaO	1,99	1,94	1,81	1,67	1,79	1,91	1,80	1,87	2,65	2,52	2,86	2,35	2,34	2,68	2,68
Na2O	0,07	0,09	0,13	0,07	0,08	0,09	0,09	0,09	0,10	0,15	0,17	0,10	0,09	0,12	0,10
K2O	0,06	0,09	0,10	0,06	0,08	0,02	0,04	0,04	0,08	0,12	0,13	0,09	0,09	0,12	0,12
Total	79,91	79,64	79,50	79,54	79,20	79,34	78,77	79,63	78,46	77,77	83,02	79,77	78,27	82,94	78,10
Si	2,99	2,96	2,89	2,78	2,83	2,86	2,94	3,06	3,31	3,21	3,21	3,20	3,21	3,24	3,36
Al	1,01	1,04	1,11	1,22	1,17	1,14	1,06	0,94	0,69	0,79	0,79	0,80	0,79	0,76	0,64
ChT	1,01	1,04	1,11	1,22	1,17	1,14	1,06	0,94	0,69	0,79	0,79	0,80	0,79	0,76	0,64
Al	0,67	0,62	0,55	0,48	0,56	0,53	0,66	0,77	0,82	0,78	0,73	0,87	0,83	0,81	0,91
Fe3+	1,36	1,44	1,52	1,65	1,59	1,60	1,40	1,26	1,06	1,14	1,18	1,08	1,12	1,11	0,97
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,27	0,24	0,26	0,26	0,19	0,18	0,27	0,25	0,26	0,26	0,27	0,25	0,24	0,26	0,24
SCO	2,31	2,30	2,34	2,39	2,34	2,32	2,33	2,28	2,15	2,19	2,18	2,21	2,19	2,18	2,13
ChO	0,65	0,67	0,75	0,90	0,83	0,78	0,71	0,60	0,20	0,31	0,28	0,38	0,35	0,29	0,15
Ca	0,17	0,17	0,16	0,15	0,16	0,17	0,16	0,16	0,23	0,22	0,23	0,20	0,20	0,22	0,23
Na	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
ChI	0,36	0,36	0,35	0,31	0,34	0,35	0,33	0,34	0,48	0,48	0,51	0,42	0,43	0,47	0,49
ChF	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01

Base : 11 Oxygènes

TABLEAU 14 A : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES DES ARGILES DE TRANSFERT DANS LA SAPROLITE COHÉRENTE

Argile vert olive									
N° analyses	1	2	3	4	5	6	7	8	Moyenne ±
SiO2	44,70	45,86	45,18	45,74	43,52	43,70	45,18	42,79	44,80
Al2O3	10,66	10,38	10,55	10,78	10,66	10,60	10,14	12,05	10,73
Fe2O3	25,30	26,52	26,06	26,08	25,77	25,21	26,34	25,10	26,00
MgO	7,35	6,72	7,00	7,02	7,41	7,59	6,76	7,79	7,21
TiO2	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,07	0,02	0,00	0,04	0,02
CaO	2,00	2,13	1,98	2,07	1,96	1,88	2,22	1,84	2,01
Na2O	0,09	0,05	0,06	0,06	0,08	0,06	0,05	0,08	0,06
K2O	0,07	0,07	0,07	0,04	0,15	0,14	0,15	0,11	0,10
Total	87,68	89,13	88,33	89,21	86,99	86,72	88,24	87,31	87,95
Si	3,28	3,31	3,29	3,29	3,23	3,25	3,30	3,16	3,26
Al	0,72	0,69	0,71	0,71	0,77	0,75	0,70	0,84	0,74
ChT	0,72	0,69	0,71	0,71	0,77	0,75	0,70	0,84	0,74
Al	0,20	0,19	0,19	0,21	0,16	0,17	0,17	0,21	0,19
Fe3+	1,40	1,44	1,43	1,41	1,44	1,41	1,45	1,39	1,42
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,80	0,72	0,76	0,75	0,82	0,84	0,74	0,86	0,79
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SCO	2,40	2,36	2,38	2,38	2,42	2,42	2,36	2,46	2,40
ChO	0,39	0,35	0,39	0,37	0,44	0,43	0,33	0,53	0,40
Ca	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	0,15	0,17	0,15	0,16
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
ChI	0,33	0,34	0,32	0,33	0,33	0,32	0,37	0,31	0,33
ChF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Base 11 Oxygènes

Argile vert clair							
N° analyses	1	2	3	4	5	6	Moyenne ±
SiO2	51,42	46,65	47,85	48,02	46,90	46,04	47,81
Al2O3	28,56	27,69	27,37	27,25	23,36	24,75	26,98
Fe2O3	2,08	3,02	2,74	1,97	5,33	3,64	3,13
MgO	2,72	3,17	3,75	2,53	2,89	2,52	3,26
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
MnO	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
CaO	2,04	1,51	1,77	1,80	2,13	1,93	1,86
Na2O	0,07	0,06	0,06	0,04	0,10	0,05	0,06
K2O	0,06	0,06	0,05	0,07	0,05	0,06	0,06
Total	86,96	82,17	82,61	81,64	80,77	78,99	82,20
Si	3,49	3,37	3,43	3,47	3,49	3,47	3,46
Al	0,51	0,63	0,57	0,53	0,51	0,53	0,54
ChT	0,51	0,63	0,57	0,53	0,51	0,53	0,55
Al	1,78	1,73	1,75	1,79	1,54	1,67	1,71
Fe3+	0,11	0,16	0,15	0,11	0,30	0,21	0,17
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,28	0,34	0,29	0,27	0,32	0,28	0,30
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SCO	2,16	2,24	2,19	2,17	2,16	2,16	2,18
ChO	0,20	0,38	0,28	0,24	0,15	0,20	0,34
Ca	0,15	0,12	0,14	0,14	0,17	0,16	0,14
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
ChI	0,31	0,25	0,28	0,29	0,36	0,32	0,30
ChF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Base 11 Oxygènes

TABLEAU 14 B : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES DES ARGILES DE TRANSFERT DANS LA SAPROLITE FRIABLE

Argile vert olive				
N° analyses	1	2	3	Moyenne ±
SiO2	48,16	47,50	47,71	47,79
Al2O3	14,34	14,71	15,41	14,82
Fe2O3	21,15	21,72	19,02	20,63
MgO	1,52	1,59	1,55	1,56
TiO2	0,00	0,00	0,03	0,01
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	2,88	2,99	2,77	2,80
Na2O	0,11	0,14	0,12	0,12
K2O	0,04	0,06	0,05	0,05
Total	88,20	88,72	86,65	87,85
Si	3,51	3,45	3,51	3,49
Al	0,49	0,55	0,49	0,51
ChT	0,49	0,55	0,49	0,51
Al	0,74	0,71	0,84	0,77
Fe3+	1,16	1,19	1,05	1,13
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,17	0,17	0,17	0,17
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
SCO	2,06	2,08	2,07	2,07
ChO	0,02	0,06	0,03	0,04
Ca	0,22	0,23	0,22	0,22
Na	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,01	0,00	0,00
ChI	0,47	0,49	0,46	0,47
ChF	0,00	0,00	0,01	0,00

Base 11 Oxygènes

Argile vert clair							
N° analyses	1	2	3	4	5	6	Moyenne ±
SiO2	47,49	45,04	45,54	46,09	47,97	48,05	46,78
Al2O3	26,71	26,78	26,53	26,12	25,54	26,51	26,36
Fe2O3	1,33	1,39	1,76	1,32	2,70	1,84	1,72
MgO	2,41	2,10	2,22	2,39	2,38	2,49	2,33
TiO2	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,01
MnO	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01
CaO	1,98	1,82	1,81	1,81	2,12	2,10	1,94
Na2O	0,09	0,05	0,05	0,05	0,05	0,09	0,06
K2O	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
Total	80,10	77,23	77,95	77,86	80,78	81,16	79,18
Si	3,49	3,44	3,45	3,48	3,32	3,50	3,40
Al	0,51	0,56	0,55	0,52	0,48	0,50	0,52
ChT	0,51	0,56	0,55	0,52	0,48	0,50	0,52
Al	1,81	1,85	1,82	1,81	1,72	1,77	1,80
Fe3+	0,07	0,08	0,10	0,07	0,15	0,10	0,10
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,26	0,24	0,25	0,27	0,26	0,27	0,26
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SCO	2,15	2,16	2,17	2,16	2,13	2,14	2,15
ChO	0,17	0,25	0,25	0,20	0,14	0,15	0,20
Ca	0,16	0,15	0,15	0,15	0,17	0,16	0,15
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ChI	0,33	0,31	0,30	0,30	0,34	0,34	0,32
ChF	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00

Base 11 Oxygènes

TABLEAU 15 : ANALYSES CHIMIQUES GLOBALES DES ÉCHANTILLONS DU PROFIL D'ALTÉRATION DES BASALTES D'ELHAJEB

Echantillon	Prof(m)	Facès	SiO2	Al2O3	Fe2O3	TiO2	Cr2O3	Na2O	K2O	P2O5	CaO	MgO	MnO	LOI	Total	Ba	Rb	Sr	Nb	Zr	Y	Co	Cu	Ni	Se	P	V
HBRM1	40.00	BS	47.17	15.55	8.4	1.23	0.05	1.86	0.18	0.1	7.33	9.14	0.05	8.87	99.93	70	5	170	10	100	20	20	79	54	24	480	185
HBRM2	40.00	BS	47.11	15.5	8.34	1.24	0.05	1.87	0.17	0.11	7.42	8.98	0.04	9.12	99.95	80	5	170	10	100	20	21	79	54	24	500	187
HBRM3	40.00	BS	46.21	14.12	7.55	1.13	0.04	1.6	0.16	0.11	8.79	8.01	0.08	12.08	99.88	70	5	150	10	90	20	22	111	44	23	480	179
HBRM4	40.00	BS	48.17	15.41	8.21	1.22	0.06	1.88	0.17	0.11	8.51	8.7	0.07	7.62	0.15	80	5	170	10	100	20	18	124	47	19	470	147
1a	38.00	F	45.08	7.96	7.15	0.62	0.08	0.74	0.05	11.17	5.61	0.07	20.35	98.92	40	15	10	10	50	10	11	83	34	13	230	102	
2a	36.00	SC	41.58	10.69	12.56	0.86	0.04	0.05	1.18	0.04	2.74	9.72	0.02	20.15	99.63	40	55	20	10	70	10	31	86	63	14	190	181
3a	34.00	SC	43.75	15.26	8.71	1.24	0.06	0.05	0.14	0.13	2.38	6.69	0.02	21.78	100.2	40	5	20	10	100	30	27	127	54	20	530	107
4a	32.00	F	30.76	7.32	7.32	0.57	0.01	0.07	0.8	0.02	19.98	5.85	0.05	26.25	99.00	70	30	30	10	50	10	24	51	53	11	190	72
5a	30.00	BS	49.78	14.41	9.34	1.06	0.06	1.79	0.2	0.08	9.73	9.45	0.14	3.66	99.7	110	5	160	10	80	20	18	168	36	8	400	104
6a	28.00	SC	47.47	13.26	8.02	1.14	0.03	0.9	0.13	0.09	4.08	10.77	0.09	14.19	100.25	70	5	90	10	90	20	24	77	57	20	380	175
7a	26.00	F	39.67	11.01	5.93	0.83	0.03	0.11	0.1	0.07	10.88	7.72	0.06	24.43	100.45	30	5	10	10	70	20	17	38	45	16	310	128
8a	24.00	F	38.98	12.22	8.57	1.00	0.03	0.04	0.09	0.09	10.32	4.16	0.04	24.37	99.91	20	5	10	10	80	20	20	76	53	19	410	103
10a	22.00	SC	46.54	14.95	7.76	1.2	0.04	1.27	0.14	0.09	7.07	8.24	0.07	12.99	100.35	100	5	120	10	100	20	23	173	46	16	420	136
11a	20.00	SC	39.75	11.76	8.08	0.92	0.02	0.27	0.09	0.06	9.33	7.52	0.07	21.99	99.86	80	5	10	10	80	20	19	109	42	14	290	91
12a	18.00	SC	46.99	14.48	8.39	1.12	0.04	1.39	0.15	0.08	7.05	9.45	0.08	10.61	99.83	80	5	130	10	90	20	23	141	42	14	370	163
13a	16.00	F	29.92	9.52	7.42	0.77	0.01	0.03	0.06	0.06	20.71	2.71	0.12	28.68	99.98	20	5	10	10	60	10	16	75	41	12	330	87
14a	14.00	F	33.31	8.95	13.41	0.72	0.01	0.01	0.48	0.07	11.67	5.07	0.03	25.38	99.11	20	25	10	10	60	10	29	94	68	12	320	136
1b	6.4	SF	37.12	18.36	12.85	1.37	0.06	0.03	0.01	0.21	4.39	2.4	0.24	22.8	99.84	190	5	10	10	110	30	68	208	78	22	820	147
2b	6.2	SF	34.02	21.91	15.09	2.04	0.04	0.02	0.01	0.32	1.89	1.59	0.12	21.86	98.91	280	5	10	10	160	30	62	284	166	26	1170	247
3b	6.00	SF	37.87	18.93	12.38	1.39	0.05	0.01	0.01	0.18	3.01	2.63	0.11	23.11	99.68	80	5	10	10	110	30	66	236	70	23	750	127
4b	5.8	SF	37.08	18.32	13.37	1.9	0.01	0.01	0.01	0.23	2.85	2.72	0.07	23.72	100.3	90	5	10	10	150	40	62	220	72	24	940	155
5b	5.6	SF	38.24	20.7	12.06	1.63	0.05	0.02	0.01	0.21	2.21	2.55	0.1	21.87	99.67	100	5	10	10	120	30	43	191	93	25	970	184
6b	5.4	F	16.36	2.00	3.98	0.15	0.01	0.02	0.01	0.02	40.89	0.8	0.12	34.39	98.75	60	5	10	10	20	10	17	57	18	6	130	52
7b	4.8	SF	26.31	14.17	9.47	1.16	0.02	0.04	0.01	0.14	18.6	1.95	0.09	27.64	99.7	120	5	10	10	90	30	54	173	63	28	670	145
8b	4.5	SF	36.47	18.96	12.15	1.52	0.01	0.02	0.01	0.19	5.54	2.93	0.1	22.06	99.58	120	5	10	10	110	20	56	211	82	28	870	192
9b	4.2	SF	37.94	20.13	12.64	1.64	0.04	0.03	0.01	0.23	3.26	2.53	0.11	21.12	99.68	120	5	10	10	120	20	59	211	90	29	950	189
10b	3.9	SF	37.08	18.06	12.5	1.29	0.04	0.04	0.01	0.17	5.43	2.9	0.09	22.27	99.88	80	5	10	10	90	20	54	204	73	28	790	187
11b	3.6	F	19.89	1.59	3.86	0.3	0.01	0.03	0.01	0.01	39.06	0.8	0.13	34.29	99.78	30	5	10	10	10	10	16	62	18	7	120	98
12b	3.3	SF	36.54	17.21	12.33	1.23	0.01	0.01	0.01	0.18	5.04	2.76	0.16	24.38	99.88	60	5	10	10	90	20	73	196	80	26	790	165
13b	3.00	SF	38.17	19.03	12.6	1.35	0.04	0.02	0.01	0.17	2.75	3.2	0.14	22.15	99.63	100	5	10	10	100	20	72	157	86	29	770	167
14b	2.7	SF	37.15	20.44	12.32	1.61	0.04	0.04	0.02	0.22	2.24	2.73	0.11	21.84	99.76	160	5	10	10	110	30	69	199	100	27	960	197
21b	1.8	SF	31.49	17.83	12.46	1.54	0.03	0.04	0.01	0.21	10.05	1.8	0.24	24.06	99.78	130	5	10	10	170	30	62	255	92	21	890	203
22b	1.6	SF	35.72	19.76	13.48	1.62	0.04	0.04	0.02	0.22	3.75	2.29	0.2	22.32	99.46	180	5	10	10	120	30	78	246	114	26	930	227
23b	1.4	SF	36.59	19.45	12.8	1.56	0.03	0.08	0.01	0.22	3.98	2.37	0.49	22.2	99.78	280	5	10	10	110	30	96	253	103	24	830	199
24b	1.2	SF	35.1	17.96	13.13	1.46	0.03	0.09	0.01	0.19	5.55	2.26	0.23	23.7	99.71	80	5	10	10	110	20	80	341	83	23	700	208
25b	1.00	SF	30.62	13.67	11.63	1.11	0.01	0.05	0.02	0.12	13.8	1.86	0.09	26.65	99.63	60	5	10	10	90	20	49	205	49	19	470	206
26b	0.8	SF	37.65	15.85	11.43	1.08	0.02	0.04	0.02	0.11	7.34	2.23	0.09	24.39	100.25	40	5	10	10	80	10	42	223	49	25	440	194
27b	0.7	SFC	28.21	16.35	8.51	1.13	0.01	0.07	0.02	0.12	16.57	1.44	0.06	27.72	110	5	10	10	80	10	36	180	52	20	480	145	
28b	0.6	SFC	25.09	13.81	13.24	1.00	0.01	0.06	0.02	0.13	16.96	1.29	0.1	27.49	99.2	130	5	10	10	80	10	54	248	65	22	510	191
29b	0.5	SFC	23.02	14.35	9.79	1.14	0.03	0.1	0.06	0.13	20.63	0.98	0.12	29.22	99.55	360	5	10	10	90	10	55	181	100	20	520	184
30b	0.4	SFC	28.7	16.41	14.09	1.37	0.03	0.09	0.04	0.11	11.36	1.17	0.09	25.75	99.21	330	5	10	10	90	20	57	221	96	23	350	249
31bn	-	N	6.67	3.67	2.27	0.27	0.01	0.07	0.02	0.01	46.41	0.67	0.02	39.56	99.65	80	5	20	10	20	10	10	32	22	9	110	39
31bm	0.3	S	24.26	11.78	8.38	0.93	0.04	0.11	0.26	0.14	21.64	1.04	0.16	30.89	99.63	280	15	20	10	90	20	36	105	71	11	450	138
32bn	-	N	5.7	2.3	2.46	0.14	0.01	0.08	0.1	0.03	47.95	0.75	0.1	39.73	99.35	90	5	30	10	30	10	12	22	13	4	160	36
32bm	0.2	S	28.58	9.42	7.42	0.67	0.01	0.09	0.52	0.13	22.39	1.12	0.23	29.06	99.64	210	5	20	10	120	30	31	71	42	10	580	115
33bn	0.00	S	25.54	14.11	9.38	1.13	0.02	0.09	0.16	0.15	19.28	1.14	0.18	28.17	99.55	280	10	10	10	90	30	46	153	91	16	550	177
33bm	-	N	8.67	4.83	3.03	0.36	0.01	0.08	0.03	0.04	43.52	0.81	0.09	37.97	99.44	90	5	10	10	30	10	17	58	35	10	230	60
calc.	-	Carb	7.51	2.01	4.85	0.12	0.01	0.07	0.13	0.08	44.96	0.78	0.21	37.96	98.69	130	5	20	10	30	10	17	23	18	3	310	93

BS basalte sans SF saproïte fragile S sel N nodules
 SC saproïte cohérente SFC saproïte fragile calcifiée F fissure Carb carbonates complémentaires

TABLEAU 16 : Bilan de transfert de matière (expimé en %) établi à volume constant pour le profil d'Elhajeb

Echantillon	Prof (m)	Densité app	SiO2	Al2O3	FeO	TiO2	Cr2O3	Na2O	K	CaO	MgO	MnO	Ba	Nb	Zr	Y	Co	Cu	Ni	V	CIA
Hbrm (1 à 4)	40	2,39	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	60
1a	38	1,99	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2a	36	2,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3a	34	1,9	-0,26	-0,19	-0,15	-0,18	-0,04	-0,98	-0,34	-0,76	-0,39	-0,73	-0,58	-0,2	-0,18	0,19	0,06	0,03	-0,14	-0,51	85,59
4a	32	1,98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5a	44	2,46	0,09	-0,02	0,19	-0,09	0,24	0,02	0,21	0,25	0,12	1,41	0,51	0,03	-0,15	0,03	-0,08	0,76	-0,25	-0,39	55,15
6a	28	1,98	-0,16	-0,27	-0,18	-0,21	-0,5	-0,59	-0,37	-0,58	0,03	0,25	-0,23	-0,17	-0,23	-0,17	-0,02	-0,35	-0,05	-0,17	72,18
7a	26	1,91	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8a	24	1,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10a	22	2,14	-0,12	-0,11	-0,14	-0,11	-0,28	-0,37	-0,26	-0,21	-0,15	0,05	0,2	-0,1	-0,08	-0,1	0,02	0,58	-0,17	-0,3	63,81
11a	20	2,23	-0,21	-0,27	-0,07	-0,29	-0,63	-0,86	-0,5	0,09	-0,19	0,09	0	-0,06	-0,23	-0,06	-0,12	0,04	-0,21	-0,51	54,83
12a	18	2,37	-0,01	-0,05	0,03	-0,08	-0,21	-0,23	-0,12	-0,13	0,08	0,32	0,06	-0,01	-0,08	-0,01	0,13	0,43	-0,16	-0,07	62,77
13a	16	1,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14a	14	1,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1b	6,4	1,14	-0,62	-0,42	-0,24	-0,46	-0,43	-0,99	-0,97	-0,74	-0,87	0,91	0,21	-0,52	-0,46	-0,28	0,61	0,01	-0,25	-0,6	80,56
2b	6,2	1,23	-0,63	-0,25	-0,04	-0,13	-0,59	-0,99	-0,97	-0,88	-0,91	0,03	0,93	-0,48	-0,15	-0,23	0,58	0,49	0,72	-0,27	91,94
3b	6	1,19	-0,6	-0,37	-0,24	-0,42	-0,5	-1	-0,97	-0,81	-0,85	-0,09	-0,47	-0,5	-0,44	-0,25	0,63	0,2	-0,3	-0,64	86,2
4b	5,8	1,38	-0,55	-0,3	-0,05	-0,09	-0,88	-1	-0,97	-0,79	-0,82	-0,32	-0,31	-0,42	-0,11	0,16	0,77	0,3	-0,16	-0,49	86,46
5b	5,6	1,33	-0,55	-0,24	-0,17	-0,25	-0,44	-0,99	-0,97	-0,85	-0,84	-0,07	-0,26	-0,44	-0,31	-0,16	0,18	0,08	0,04	-0,41	90,24
6b	5,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7b	4,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8b	4,5	1,24	-0,6	-0,35	-0,22	-0,34	-0,69	-0,99	-0,97	-0,64	-0,85	-0,13	-0,17	-0,48	-0,41	-0,48	0,44	0,12	-0,14	-0,43	77,29
9b	4,2	1,29	-0,57	-0,28	-0,16	-0,26	-0,57	-0,99	-0,97	-0,78	-0,84	-0,01	-0,13	-0,46	-0,33	-0,46	0,58	0,16	-0,02	-0,41	85,92
10b	3,9	1,23	-0,6	-0,38	-0,21	-0,45	-0,59	-0,99	-0,97	-0,65	-0,83	-0,23	-0,45	-0,48	-0,52	-0,48	0,38	0,07	-0,24	-0,45	76,72
11b	3,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12b	3,3	1,33	-0,57	-0,36	-0,15	-0,43	-0,67	-1	-0,97	-0,65	-0,82	0,49	-0,55	-0,44	-0,49	-0,44	1,01	0,11	-0,1	-0,47	77,28
13b	3	1,24	-0,58	-0,34	-0,19	-0,42	-0,58	-0,99	-0,97	-0,82	-0,81	0,21	-0,31	-0,48	-0,47	-0,48	0,85	-0,17	-0,1	-0,5	87,25
14b	2,7	1,22	-0,6	-0,31	-0,22	-0,32	-0,59	-0,99	-0,94	-0,86	-0,84	-0,06	0,09	-0,49	-0,42	-0,23	0,74	0,04	0,03	-0,42	89,89
21b	1,8	1,27	-0,65	-0,37	-0,18	-0,32	-0,68	-0,99	-0,97	-0,33	-0,89	1,13	-0,08	-0,47	-0,07	-0,2	0,63	0,38	-0,02	0,38	96,17
22b	1,6	1,19	-0,62	-0,35	-0,17	-0,33	-0,6	-0,99	-0,94	-0,77	-0,87	0,66	0,2	-0,5	-0,39	-0,25	0,92	0,25	0,14	-0,35	96,48
23b	1,4	1,23	-0,6	-0,34	-0,19	-0,33	-0,69	-0,98	-0,97	-0,74	-0,86	3,21	0,93	-0,48	-0,42	-0,23	1,44	0,33	0,07	-0,41	96,29
24b	1,2	1,39	-0,57	-0,31	-0,06	-0,29	-0,65	-0,97	-0,97	-0,6	-0,85	1,23	-0,38	-0,42	-0,34	-0,42	1,3	1,02	-0,03	-0,31	95,94
25b	1	1,38	-0,63	-0,48	-0,17	-0,47	-0,88	-0,98	-0,93	0	-0,88	-0,13	-0,54	-0,42	-0,47	-0,42	0,14	0,21	-0,43	-0,32	-
26b	0,8	1,4	-0,53	-0,38	-0,17	-0,47	-0,77	-0,99	-0,93	-0,46	-0,85	-0,12	-0,69	-0,41	-0,52	-0,71	0,22	0,33	-0,42	-0,35	94,93
27b	0,7	1,38	-0,65	-0,37	-0,39	-0,46	-0,88	-0,98	-0,93	0,2	-0,9	-0,42	-0,15	-0,42	-0,53	-0,71	0,03	0,06	-0,4	-0,52	95,61
28b	0,6	1,47	-0,67	-0,44	0	-0,49	-0,88	-0,98	-0,93	0,3	-0,91	0,03	0,07	-0,38	-0,49	-0,69	0,64	0,56	-0,19	-0,33	94,91
29b	0,5	1,86	-0,62	-0,26	-0,06	-0,26	-0,84	-0,96	-0,72	1,01	-0,91	0,56	2,74	-0,22	-0,28	-0,61	1,12	0,44	0,57	-0,18	94,59
30b	0,4	1,74	-0,56	-0,21	0,27	-0,17	-0,56	-0,96	-0,83	0,03	-0,9	0,09	2,21	-0,27	-0,33	-0,27	1,05	0,64	0,41	0,04	95,41
31bm	0,3	1,41	-0,7	-0,54	-0,39	-0,54	-0,53	-0,96	-0,1	0,6	-0,93	0,58	1,21	-0,41	-0,45	-0,41	0,05	-0,37	-0,16	-0,53	91,96
32bm	0,2	1,5	-0,62	-0,61	-0,43	-0,65	-0,87	-0,97	0,92	0,76	-0,92	1,41	0,76	-0,37	-0,23	-0,06	-0,04	-0,55	-0,47	-0,59	88,12
33bm	0	1,57	-0,64	-0,38	-0,24	-0,38	-0,74	-0,97	-0,38	0,58	-0,91	0,97	1,46	-0,34	-0,39	-0,01	0,5	0,03	0,2	-0,33	93,94

CIA indice de l'altération chimique en %

TABLEAU 17 : Analyses chimiques globales des échantillons du profil de Tazouta

Echantillon	profondeur (m)	SiO2	Al2O3	Fe2O3	TiO2	CaO	MgO	Na2O	K2O	P2O5	H2O+	H2O-	total
Tz1	2,80	49,36	12,38	10,92	0,92	9,03	10,31	1,91	0,66	0,10	3,04	1,92	100,55
Tz2	2,60	48,98	12,11	10,57	0,87	9,01	10,13	1,12	0,25	0,12	4,08	3,04	100,28
Tz3	2,50	46,45	11,53	10,09	0,77	9,95	9,08	0,87	0,21	0,09	6,80	5,16	101,00
Tz4	2,30	38,98	9,90	8,90	0,70	15,22	7,09	0,63	0,20	0,08	13,08	5,24	100,02
Tz5	2,10	44,26	11,44	9,73	0,87	12,05	8,31	0,91	0,32	0,08	8,38	4,10	100,45
Tz6	2,00	39,70	10,72	7,47	0,80	16,68	6,44	0,88	0,24	0,08	13,06	3,68	99,75
Tz7	1,70	39,34	10,56	8,53	0,68	13,73	6,04	0,62	0,18	0,05	13,74	6,76	100,23
Tz8	1,50	30,95	8,55	6,48	0,53	20,66	4,58	0,50	0,14	0,06	21,17	4,55	98,17
Tz9	1,30	34,91	10,25	6,90	0,60	18,57	5,57	0,60	0,17	0,07	17,26	3,70	98,60
Tz10	1,00	20,60	5,60	4,58	0,35	29,90	4,26	0,28	0,12	0,06	29,60	2,82	98,17
Tz11	0,70	20,15	5,71	5,00	0,35	30,07	3,78	0,32	0,08	0,07	29,84	2,60	97,97
Tz12	0,50	39,15	10,72	7,60	0,75	16,85	5,84	0,86	0,24	0,09	13,78	2,86	98,74
Tz13	0,30	28,90	7,60	7,02	0,48	21,95	4,92	0,47	0,15	0,07	22,40	4,50	98,46
Tz14	0,00	45,00	11,85	8,77	1,02	8,63	5,46	1,25	0,54	0,08	12,88	4,74	100,22

Echantillon	profondeur (m)	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Zn	Zr
Tz1	2,80	144	66	302	90	204	140	210	78	93
Tz2	2,60	131	256	345	88	409	127	210	72	83
Tz3	2,50	112	45	345	91	165	117	190	75	73
Tz4	2,30	92	43	278	92	105	121	180	97	64
Tz5	2,10	140	48	357	93	128	129	225	64	78
Tz6	2,00	105	188	275	100	179	157	192	54	75
Tz7	1,70	82	36	230	114	54	102	165	50	69
Tz8	1,50	69	30	145	93	41	129	123	35	45
Tz9	1,30	79	32	251	79	56	129	165	47	53
Tz10	1,00	45	19	125	56	20	163	86	17	23
Tz11	0,70	45	42	111	62	43	121	94	46	34
Tz12	0,50	92	36	236	83	50	114	190	69	71
Tz13	0,30	60	27	144	94	43	96	189	87	41
Tz14	0,00	169	38	165	103	47	105	209	67	119

TABLEAUX 18 A, B, C et D : MICROANALYSES DES DOLOMIES DU LIAS ET DES DIFFERENTES GENERATIONS DE CALCITES DU PROFIL D'ENCROUTEMENT DE TAZOUTA

A : Calcite primaire (sparite) du basalte

	CaCO ₃	MgCO ₃	SiCO ₃	SrCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	PCO ₃	BaCO ₃	total
16	96,94	0,52	0,56	0,05	0,03	0,22	0,21	0,00	98,54
17	97,37	0,41	0,42	0,03	0,03	0,14	0,29	0,00	98,69
18	97,36	0,45	0,24	0,00	0,14	0,04	0,30	0,01	98,54
19	97,16	0,55	0,69	0,03	0,04	0,21	0,31	0,00	98,98
20	95,98	0,30	0,33	0,08	0,02	0,09	0,27	0,00	97,06
21	97,43	0,17	0,21	0,05	0,03	0,04	0,24	0,00	98,18

B : Calcite primaire recristallisée en micrite

	CaCO ₃	MgCO ₃	SiCO ₃	SrCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	PCO ₃	BaCO ₃	total
22	94,19	2,24	1,09	0,19	0,02	0,44	0,26	0,02	98,45
23	96,19	1,79	1,17	0,07	0,00	0,70	0,27	0,00	100,23
24	92,01	3,21	1,98	0,10	0,02	0,69	0,31	0,00	98,33
25	92,12	2,59	1,58	0,00	0,03	0,63	0,28	0,01	97,24
26	92,37	2,26	1,33	0,00	0,01	0,45	0,31	0,02	96,74
27	93,27	2,60	0,67	0,02	0,03	0,34	0,24	0,00	97,16
28	92,13	2,91	1,25	0,11	0,00	0,49	0,30	0,01	97,19

C : Calcite micritique à aspect sombre

	CaCO ₃	MgCO ₃	SiCO ₃	SrCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	PCO ₃	BaCO ₃	total
29	86,14	5,18	0,38	0,14	0,01	0,05	0,27	0,01	92,18
30	75,68	4,51	0,36	0,16	0,00	0,03	0,21	0,00	80,96
31	74,90	4,62	0,46	0,11	0,04	0,01	0,22	0,00	80,35
32	74,37	4,26	1,44	0,12	0,01	0,11	0,21	0,00	80,52
33	66,40	4,32	0,29	0,10	0,00	0,03	0,18	0,00	71,32
34	76,65	5,00	0,18	0,17	0,00	0,02	0,19	0,00	82,21
35	77,24	4,45	4,76	0,05	0,00	0,03	0,24	0,00	86,77
36	78,74	4,81	0,33	0,11	0,01	0,02	0,25	0,01	84,27
37	83,82	4,74	0,51	0,11	0,00	0,06	0,24	0,04	89,51
38	82,26	4,70	0,33	0,20	0,00	0,07	0,24	0,01	87,82
39	85,28	5,09	0,78	0,15	0,00	0,06	0,23	0,02	91,62

D : Calcite micritique à aspect claire

	CaCO ₃	MgCO ₃	SiCO ₃	SrCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	PCO ₃	BaCO ₃	total
40	80,03	1,57	0,16	0,08	0,01	0,00	0,23	0,00	82,09
41	84,58	1,34	0,27	0,05	0,00	0,08	0,23	0,00	86,55
42	86,91	1,08	0,30	0,05	0,00	0,00	0,26	0,00	88,61
43	89,04	1,12	0,19	0,06	0,00	0,01	0,27	0,02	90,71
44	81,14	1,09	0,39	0,13	0,00	0,03	0,29	0,00	83,06
45	79,52	1,69	0,85	0,07	0,00	0,19	0,26	0,00	82,56
46	89,96	1,41	0,37	0,05	0,01	0,09	0,31	0,02	92,23
47	88,86	1,20	0,93	0,02	0,02	0,52	0,32	0,00	91,87

**TABLEAU 19 : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES DES ARGILES
DE VÉSICULES DANS LE BASALTE DE TAZOUTA**

N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Moyenne
SiO2	41,853	44,964	46,904	48,378	48,892	51,114	50,678	44,987	45,374	44,572	46,772
Al2O3	8,257	7,410	7,261	6,424	6,045	4,699	5,496	10,192	10,639	10,014	7,644
FeO	14,748	14,181	13,858	13,520	13,335	13,559	13,680	15,899	16,337	16,571	14,569
MgO	15,152	15,021	14,512	15,781	15,679	17,340	16,767	13,563	13,100	13,275	15,821
TiO2	0,030	0,045	0,017	0,004	0,025	0,000	0,010	0,024	0,033	0,017	0,021
MnO	0,000	0,000	0,018	0,000	0,029	0,002	0,013	0,025	0,021	0,000	0,011
CaO	2,304	1,497	1,424	1,163	1,017	0,976	1,112	2,273	2,564	2,619	1,695
Na2O	0,113	0,132	0,132	0,147	0,151	0,113	0,058	0,116	0,119	0,089	0,117
K2O	0,103	0,152	0,126	0,140	0,114	0,066	0,087	0,057	0,062	0,059	0,097
Cr2O3	0,046	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,049	0,011	0,032	0,000	0,015
Total	82,607	83,401	84,253	85,557	85,288	87,879	87,950	87,168	88,280	87,217	85,960
Si	3,387	3,554	3,643	3,685	3,725	3,776	3,746	3,432	3,425	3,425	3,588
Al	0,613	0,446	0,357	0,315	0,275	0,224	0,254	0,568	0,575	0,575	0,420
ChT	0,613	0,446	0,357	0,315	0,275	0,224	0,254	0,568	0,575	0,575	0,420
Al	0,175	0,244	0,307	0,261	0,268	0,185	0,224	0,349	0,372	0,372	0,276
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,998	0,937	0,900	0,861	0,850	0,837	0,845	1,014	1,031	1,031	0,931
Mg	1,828	1,770	1,680	1,791	1,781	1,909	1,847	1,545	1,474	1,474	1,710
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001
Ti	0,002	0,003	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001
SCO	3,001	2,951	2,888	2,914	2,901	2,931	2,918	2,909	2,879	2,879	2,917
ChO	0,185	0,157	0,088	0,090	0,075	0,048	0,062	0,173	0,137	0,137	0,115
Ca	0,200	0,127	0,118	0,095	0,083	0,077	0,088	0,186	0,207	0,207	0,139
Na	0,018	0,020	0,020	0,022	0,022	0,016	0,008	0,017	0,017	0,017	0,018
K	0,011	0,015	0,012	0,014	0,011	0,006	0,008	0,006	0,006	0,006	0,010
ChI	0,428	0,289	0,269	0,225	0,199	0,177	0,193	0,394	0,438	0,438	0,345
ChF	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Base 11 Oxygènes

**TABLEAU 20 : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES
DES PRODUITS D'ALTÉRATION DES AUGITES DANS LE PROFIL DE TAZOUTA**

N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	Moyenne
SiO2	41,01	40,80	43,01	40,78	39,60	44,78	42,13	40,77	41,61
Al2O3	10,42	11,53	10,82	9,97	9,83	11,20	10,76	10,43	10,62
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	14,83	15,01	14,77	15,03	14,71	14,54	14,23	14,20	14,67
MgO	17,39	17,90	16,62	17,32	16,83	16,98	16,13	17,04	17,03
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,02	0,05	0,00	0,00	0,05	0,08	0,01	0,01	0,02
CaO	2,45	1,92	2,40	2,71	2,52	2,50	2,45	2,40	2,42
Na2O	0,17	0,19	0,17	0,21	0,20	0,22	0,16	0,16	0,19
K2O	0,09	0,11	0,12	0,13	0,14	0,16	0,12	0,11	0,12
Total	84,93	86,06	86,44	84,66	82,74	89,03	84,59	83,75	85,28
Si	3,09	3,08	3,17	3,09	3,08	3,20	3,17	3,11	3,12
Al	0,91	0,97	0,83	0,91	0,92	0,90	0,83	0,89	0,90
Ch.T	0,91	0,97	0,83	0,91	0,92	0,90	0,83	0,89	0,90
Al	0,02	0,04	0,11	0,00	0,00	0,14	0,12	0,05	0,06
Fe3+	0,84	0,84	0,82	0,84	0,86	0,78	0,81	0,82	0,83
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,95	1,98	1,82	1,96	1,95	1,81	1,81	1,94	1,90
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ch.O	0,48	0,62	0,42	0,43	0,50	0,38	0,40	0,46	0,46
Ca	0,20	0,15	0,19	0,22	0,21	0,19	0,20	0,20	0,19
Na	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ch.I	0,43	0,34	0,42	0,48	0,47	0,43	0,43	0,43	0,43
Ch.F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01

Base 11 Oxygènes

**TABLEAU 21 : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES
DES PRODUITS D'ALTÉRATION DES PIGEONITES DANS LE PROFIL DE TAZOUTA**

N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	Moyenne
SiO2	45,66	45,76	46,41	45,52	41,77	43,85	46,29	47,37	45,33
Al2O3	9,36	9,74	10,31	10,47	8,46	8,34	9,07	9,82	9,45
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	17,03	16,93	16,57	16,07	16,15	16,50	19,13	15,83	16,78
MgO	12,79	12,67	13,14	12,35	11,97	12,88	12,56	10,06	12,30
TiO2	0,03	0,11	0,04	0,07	0,03	0,04	0,04	0,17	0,06
MnO	0,02	0,02	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,16	0,04
CaO	2,03	2,02	2,02	2,09	2,20	1,90	2,34	3,67	2,27
Na2O	0,12	0,09	0,07	0,08	0,15	0,08	0,09	0,13	0,10
K2O	0,10	0,13	0,10	0,08	0,08	0,10	0,16	0,06	0,10
Total	85,48	85,79	87,10	85,16	79,25	82,07	87,67	85,70	84,78
Si	3,38	3,37	3,36	3,37	3,35	3,38	3,36	3,49	3,38
Al	0,62	0,63	0,64	0,63	0,65	0,62	0,64	0,51	0,62
Ch.T	0,62	0,63	0,64	0,63	0,65	0,62	0,64	0,51	0,62
Al	0,20	0,22	0,25	0,28	0,15	0,14	0,14	0,34	0,21
Fe3+	0,95	0,94	0,90	0,90	0,97	0,96	1,04	0,88	0,94
Fe2+	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,08
Mg	1,41	1,39	1,42	1,36	1,43	1,48	1,36	1,10	1,37
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ti	0,00	0,11	0,20	0,20	0,00	0,00	0,00	0,21	0,08
Ch.O	0,27	0,28	0,30	0,28	0,24	0,28	0,27	0,29	0,23
Ca	0,16	0,16	0,16	0,17	0,19	0,16	0,17	0,29	0,18
Na	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ch.I	0,35	0,34	0,33	0,35	0,41	0,34	0,37	0,60	0,39
Ch.F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Base 11 Oxygènes

**TABLEAU 22 : MICROANALYSES CHIMIQUES ET FORMULES STRUCTURALES
DES PRODUITS D'ALTÉRATION DU VERRE DANS LE PROFIL DE TAZOUTA**

N° analyse	1	2	3	4	5	6	7	Moyenne
SiO2	43,75	42,47	42,60	41,08	41,84	40,63	44,08	42,33
Al2O3	12,26	10,38	10,65	10,05	10,57	10,39	12,23	10,93
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	16,84	16,75	17,29	17,52	16,74	16,45	17,86	17,06
MgO	10,10	10,53	9,55	11,62	12,26	11,70	7,78	10,51
TiO2	0,05	0,79	0,73	0,16	0,07	0,09	0,46	0,34
MnO	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01
CaO	2,48	2,76	2,75	2,71	2,53	2,28	2,45	2,56
Na2O	0,00	0,08	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K2O	0,21	0,19	0,23	0,19	0,19	0,18	0,20	0,20
Total	85,69	83,89	83,88	83,34	84,20	81,72	85,07	83,97
Si	3,29	3,29	3,30	3,22	3,23	3,23	3,34	3,27
Al	0,71	0,71	0,70	0,78	0,77	0,77	0,86	0,73
Ch.T	0,71	0,71	0,70	0,78	0,77	0,77	0,86	0,73
Al	0,38	0,23	0,27	0,15	0,19	0,20	0,44	0,27
Fe3+	0,95	0,97	1,01	1,23	0,97	0,98	1,02	0,99
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,13	1,21	1,10	1,36	1,41	1,39	0,88	1,21
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,25	0,24	0,21	0,00	0,11	0,23	0,02
Ch.O	0,29	0,23	0,21	0,30	0,33	0,36	0,24	0,28
Ca	0,20	0,23	0,23	0,23	0,21	0,19	0,20	0,21
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ch.I	0,42	0,48	0,49	0,47	0,44	0,41	0,42	0,45
Ch.F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Base 11 Oxygènes

**TABLEAU 23 : Analyses chimiques des formations
sédimentaires surmontant les basaltes du Trias**

Echantillons	Carbonate	Marne jaune	Argile rouge (n=3)	Marne verte
Age	Lias	Trias-Lias	Trias	Trias
SiO ₂	0,83	9,83	37,61	32,85
Al ₂ O ₃	0,18	3,18	13,2	11,02
Fe ₂ O ₃	0,19	4,21	5,67	4,17
MnO	-	0,1	0,12	0,17
MgO	22,49	10,74	17,44	16,88
CaO	29,09	31,37	7,6	11,37
Na ₂ O	0,03	0,9	0,24	0,28
K ₂ O	0,02	0,4	1,69	1,52
TiO ₂	-	0,17	0,73	0,54
P ₂ O ₅	0,03	0,06	0,15	0,11
H ₂ O	-	38,16	16,12	21,71
Total	-	99,12	100,56	100,62
Ba	5	94	267,67	252
Co	-	10	17	16
Cr	9	29	76,33	67
Cu	-	8	29,33	53
Nb	3	2	12,67	11
Ni	13	14	38,33	35
Rb	6	15	67,67	53
Sr	41	112	85,33	112
V	12	55	108	116
Y	2	8	29,33	24
Zn	2	46	221,67	292
Zr	-	33	168,67	108



ALTÉRATION ET FORMATION DES ENCROÛTEMENTS CARBONATÉS SUR BASALTES : EXEMPLE DES BASALTES TRIASIQUES DU MOYEN ATLAS (MAROC)

Le travail présenté ici porte sur l'altération et la formation des encroûtements carbonatés sur les basaltes triasiques du Moyen Atlas (Elhajeb et Tazouta) marocain.

Dans la région d'Elhajeb, l'altération supergène du basalte développe une saprolite argileuse de 40 m d'épaisseur. Les produits secondaires argileux sont essentiellement de type smectitique, principalement trioctaédriques magnésiens dans la zone saturée et dioctaédriques aluminos-ferrifères dans la zone non saturée du profil. Des oxyhydroxydes de fer apparaissent également dans la zone non saturée. Ces transformations se traduisent par un lessivage des alcalins et des alcalino-terreux. Zr et Ti sont immobiles au cours de l'altération. Ces tendances chimiques sont concordantes avec l'abondance de ces éléments dans les eaux de nappe.

Dans le profil de Tazouta, l'altération smectitique des minéraux du basalte est accompagnée d'une accumulation croissante de carbonates sous forme d'encroûtement. Cette accumulation se fait aux dépens des minéraux silicatés primaires et secondaires par remplacement épigénique. Les signatures isotopiques de l'oxygène (-5,24 ‰ PDB) et de carbone (-9,24 ‰ PDB) des carbonates montrent d'une part, que la précipitation des carbonates se fait par évaporation des eaux météoriques locales, et d'autre part l'importance des processus de dissolutions-reprécipitations en présence de CO₂ d'origine organique (C3). Le traçage des sources de calcium à l'aide des isotopes de strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) et le calcul des flux de matière dans les eaux de pluie montrent que l'essentiel du calcium de l'encroûtement proviendrait des carbonates du Lias situés en amont par transfert latéral en solution, l'apport du basalte étant réduit. Les datations des carbonates au ¹⁴C donnent des âges couvrant la fin du Pléistocène supérieur-début Holocène (15000 à 8500 ans) correspondant à une période paléoclimatique semi-aride. Au cours de cette intervalle de temps, l'accumulation de carbonates s'est faite à raison de 205 mm/ 1000 ans.

Mots-clés : Basalte, altération supergène, smectites, calcium, encroûtement, calcite, δ¹⁸O, δ¹³C, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, radiocarbone, porosité, Moyen Atlas.