



HAL
open science

**Etude des relations entre l'altération et la couleur des
sédiments à travers deux exemples : la molasse rouge
oligocène de Barles et les sables éocènes du Royans
(Alpes françaises)**

van Tri Nguyen

► **To cite this version:**

van Tri Nguyen. Etude des relations entre l'altération et la couleur des sédiments à travers deux exemples : la molasse rouge oligocène de Barles et les sables éocènes du Royans (Alpes françaises). Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1988. Français. NNT : . tel-00633815

HAL Id: tel-00633815

<https://theses.hal.science/tel-00633815>

Submitted on 19 Oct 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE de 3^e cycle GÉOLOGIE APPLIQUÉE

Titre de l'ouvrage :

ETUDE DES RELATIONS ENTRE L'ALTÉRATION ET
LA COULEUR DES SÉDIMENTS A TRAVERS
DEUX EXEMPLES : LA MOLASSE ROUGE OLIGOCENE
DE BARLES ET LES SABLES EOCENES DU ROYANS
(ALPES FRANÇAISES)

Nom de l'auteur : Van Tri NGUYEN

Etablissement : Université Scientifique Technologique et
Médicale - Grenoble I -

RÉSUMÉ

Cette étude a été effectuée sur deux formations dans les Alpes françaises :

a/ La Molasse rouge oligocène de Barles qui est un dépôt fluviatile (alternance de grès silteux et de marnes, de silts et de marnes dans la plaine d'inondation ; grès dans les chenaux), dont la couleur originelle de cette molasse est grise.

b/ Les Sables éocènes du Royans dont la couleur originelle est blanche.

La coloration rouge de ces deux formations est authigène et se produit par des processus postérieurs aux dépôts. Les analyses de la diffractométrie X, de microscopes (polarisant et microscope électronique à balayage) et de géochimie montrent que la nature des minéraux parentés du fer est différente entre ces deux terrains mais leurs processus de rubéfaction sont les mêmes.

1/ **Nature des minéraux parentés du fer** : Dans la Molasse rouge, le minéral parenté du fer est la glauconie détritique. Dans les Sables éocènes, ce sont, d'une part, des minéraux ferromagnésiens détritiques et d'autre part, des produits d'altération.

2/ **Processus** : Après leurs dépôts, les sédiments de ces deux formations subissent les mêmes processus de la coloration en rouge :

- *Altération par hydrolyse des minéraux parentés du fer*, cette altération est liée à l'eau percolée et au milieu oxydant de la surface. Car le faciès rouge se trouve toujours au sommet de la formation et la teneur en minéraux parentés du fer diminue du faciès originel au faciès rouge.

Cette altération se produit dans un milieu acide confirmé par la néoformation de la kaolinite (plaquettes hexagonales et les feuilletés en accordéon).

- *Deshydratation de goethite* : La goethite existe dans le faciès rouge depuis la limite inférieure, alors que l'hématite se développe de plus en plus vers le sommet de ce faciès. Ceci montre que les minéraux parentés du fer libère du fer ferrique qui cristallise en goethite et cette dernière se déshydrate en hématite.

- *Un lessivage étant simultané avec cette altération* provoque un départ vers le bas de certaines espèces chimiques telles que SiO₂, Na₂O et une accumulation au sommet des autres, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂. Ce lessivage est marqué par la forme de pénétration du faciès rouge dans le faciès originel.

Les autres phénomènes observés sont la transformation des argiles, l'épigenèse calcitique et la dissolution du quartz.

MOTS-CLÉS

Goethite, hématite, hydrolyse, lessivage, deshydratation.

TS 88/GRE1/0019
double

TS 88/GRE1/0019

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE TECHNOLOGIQUE ET MEDICALE
GRENOBLE I

par

van tri NGUYEN

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE
DE GEOLOGIE APPLIQUEE

ETUDE DES RELATIONS ENTRE L'ALTERATION ET LA COULEUR DES
SEDIMENTS A TRAVERS DEUX EXEMPLES: LA MOLASSE ROUGE
OLIGOCENE DE BARLES ET LES SABLES EOCENES DU ROYANS
(ALPES FRANCAISES)



Soutenue le 5 Février 1988 devant la Commission d'Examen

Président J. PERRIAUX, Professeur USTM Grenoble.

Examineurs J. AMOSSE, Chargé de Recherche au CNRS, USTM Grenoble.

M. BONHOMME, Directeur de Recherche au CNRS, USTM Grenoble.

G. TRUC, Maitre de Conférence, Université Claude Bernard, Lyon.

J.P. USELLE, Maitre de Conférence, USTM Grenoble.

G. VIVIER, Ingénieur de Recherche au CNRS, USTM Grenoble.

TS 88/GRE1/0019
DOUBLE

A mes parents

A mes beaux-parents

AVANT - PROPOS

Comme toute recherche scientifique, cette étude est le fruit d'un travail d'équipe. En premier lieu, je tiens à remercier :

Monsieur J. PERRIAUX qui m'a accueilli dans son équipe de Sédimentologie. Il m'a aidé avec une grande patience aussi bien dans mes recherches que dans la rédaction de ce mémoire malgré ses préoccupations.

Monsieur M. BONHOMME qui m'a fait profiter de ses connaissances et surtout de ses critiques et conseils efficaces et rigoureux.

Monsieur J. AMOSSE pour ses conseils dans le domaine de la thermodynamique.

Monsieur G. TRUC, à qui que je dois d'être initié aux problèmes traités dans ce mémoire et pour l'honneur qu'il me fait en acceptant d'être membre du Jury.

Monsieur J.P. USELLE qui m'a accompagné plusieurs fois sur mes terrains.

Monsieur G. VIVIER qui m'a guidé dans l'expérimentation du matériel de diffractométrie X et m'a permis de l'utiliser.

J'adresse aussi mes remerciements à Messieurs J. APRAHAMIAN, W. FISCHER, P. GIBERGY, J.L. PAIRIS ainsi qu'à Mesdames KELLER, REVOL, USELLE et Messieurs DOMEYN, J.P. REVOL, F. SENEBIER.

Je pense :

- à P. BLUNAT qui m'a aidé beaucoup aussi bien sur le plan du travail que sur le plan informatique.
- à H. MAILLOUX pour la recherche thermodynamique.
- à tous mes camarades à Dolomieu.

Je voudrais remercier tous les membres de l'Association Familiale Rurale de Biviers et particulièrement Mesdames et Messieurs ROBACH, SIMON, WACK qui m'ont énormément aidé aussi bien sur le plan moral que sur le plan matériel.

Enfin je remercie TRONG, mon épouse qui a pris une grande partie de ce travail.

ABSTRACT

The Oligocene Red Molasse (Barles) is a cyclothem formation: chenal (sandstone) and overbank (siltstone and mustone), its original colour is gray. The Eocene Sands (Royans) have a white original colour.

Red coloration in these two formations is authigenic and produced by post-depositional process. The analysis by X-Ray powder, by electron microscopy and by geochemistry show that the nature of the iron bearing detrital grains is different between two formations but their process of redness is similar.

1/ **Nature of the iron bearing detrital grains:** In the Oligocene Red Molasse, the iron bearing detrital grains are the glauconitic grains. In the Eocene Sands they are both ferromagnesian detrital grains and the weathering materials.

2/ **Process:** After their deposition, the sediments of these two formations have the same process of the red coloration:

a/ **The alteration process by hydrolysis** of the iron bearing detrital grains frees the ferric oxides. This alteration, resulting from infiltrated water and to oxidizing environment of the surface, involves a drop of iron bearing grains content in the red facies which are always in the upper part of the both formations. Moreover, the alteration of glauconitic grains could produce the interstratified smectite. This alteration process takes place in the acid environment showing by the authigenic hexagonal kaolinite plates and by booklet kaolinite came from the reorganisation of detrital kaolinite.

b/ **Deshydration of goethite:** In the boundary of red facies and original facies, there is uniquely the goethite and in the red facies we have both goethite and hematite. That means that the ferric oxides crystallize in goethite as the red precursor which deshydrates next into hematite according to thermodynamic study. This phenomena is supported by the authigenic acicular goethite and by the hexagonal hematite plates (electron microscopy).

c/ According to the evolution of chemical species, this alteration process is simultaneously followed by the leaching from the surface to the lower part of some chemical species as SiO_2 , Na_2O and by the accumulation at the upper part of the others (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2). This leaching is emphasized by a penetrating form of red facies into original facies.

The others observed process are the transformation of the clay minerals, the calcitic epigenesis and the quartz dissolution.

RESUME

Cette étude a été effectuée sur deux formations dans les Alpes françaises:

a/ La Molasse rouge oligocène de Barles qui est un dépôt fluviatile (alternance de grès silteux et de marnes, de silts et de marnes dans la plaine d'inondation; grès dans les chenaux), dont la couleur originelle de cette molasse est grise.

b/ Les Sables éocènes du Royans dont la couleur originelle est blanche.

La coloration rouge de ces deux formations est authigène et se produit par des processus postérieurs aux dépôts. Les analyses de la diffractométrie X, de microscopes (polarisant et microscope électronique à balayage) et de géochimie montrent que la nature des minéraux parents du fer est différente entre ces deux terrains mais leurs processus de rubéfaction sont les mêmes.

1/ **Nature des minéraux parents du fer:** Dans la Molasse rouge, le minéral parenté du fer est la glauconie détritique. Dans les Sables éocènes, ce sont, d'une part, des minéraux ferromagnésiens détritiques et d'autre part, des produits d'altération.

2/ **Processus:** Après leurs dépôts, les sédiments de ces deux formations subissent les mêmes processus de la coloration en rouge:

* Altération par hydrolyse des minéraux parents du fer, cette altération est liée à l'eau percolée et au milieu oxydant de la surface. Car le faciès rouge se trouve toujours au sommet de la formation et la teneur en minéraux parents du fer diminue du faciès originel au faciès rouge.

Cette altération se produit dans un milieu acide confirmé par la néoformation de la kaolinite (plaquettes hexagonales et les feuillets en accordéon).

* Deshydratation de goethite: La goethite existe dans le faciès rouge depuis la limite inférieure, alors que l'hématite se développe de plus en plus vers le sommet de ce faciès. Ceci montre que les minéraux parentés du fer libèrent du fer ferrique qui cristallise en goethite et cette dernière se deshydrate en hématite.

* Un lessivage étant simultané avec cette altération provoque un départ vers le bas de certaines espèces chimiques telles que SiO_2 , Na_2O et une accumulation au sommet des autres, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 . Ce lessivage est marqué par la forme de pénétration du faciès rouge dans le faciès originel.

Les autres phénomènes observés sont la transformation des argiles, l'épigenèse calcitique et la dissolution du quartz.

SOMMAIRE

CHAPITRE 1

REVUE BIBLIOGRAPHIQUE DES TRAVAUX RECENTS SUR LA NATURE, LA GEOCHIMIE ET LA THERMODYNAMIQUE DU FER DANS LES SEDIMENTS

I. INTRODUCTION.....	1
II. LES OXYDES DE FER DANS LA NATURE.....	1
II.1. Hydrolyse et pH.....	4
II.2. Potentiel d'oxydo-réduction et Eh.....	5
II.3. Les diagrammes Eh/pH.....	7
II.4. Association argile-fer.....	16
III. CONCLUSION A L'ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE DES TRAVAUX RECENTS.....	17

CHAPITRE 2

METHODES ANALYTIQUES UTILISEES DANS L'ETUDE DE LA COLORATION DES SEDIMENTS

I. SCHEMA DES TECHNIQUES UTILISEES DANS L'ETUDE DE LA COLORATION DES SEDIMENTS.....	21
II. COULEURS.....	21
II.1. HUE.....	21
II.2. VALUE.....	22
II.3. CHROMA.....	22
III. MICROSCOPIE.....	
III.1. Microscope polarisant.....	22
III.2. Microscope électronique à balayage.....	22
IV. DIFFRACTOMETRIE X DE POUDRE NON ORIENTEE.....	23
V. DIFFRACTOMETRIE X SUR LAME ORIENTEE.....	23
V.1. Préparation.....	24
V.2. Estimation semi-quantitative relative des argiles.....	24
VI. GEOCHIMIE.....	25
VI.1. La fluorescence X.....	26
VI.2. La voie humide.....	26

CHAPITRE 3

LA MOLASSE ROUGE OLIGOCENE DE BARLES

I. INTRODUCTION.....	30
II. BIBLIOGRAPHIE.....	30
III. DEFINITION DES LITHOFACIES ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS.....	30
IV. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DE LA MOLASSE ROUGE DE BARLES.....	33
IV.1. Description générale de la série.....	33
IV.2. La coloration de la Molasse rouge de Barles....	36
V. MINERALOGIE ET GEOCHIMIE.....	37
VI. DESCRIPTION MICROSCOPIQUE DU FACIES GRIS DE BARLES... 43	43
VI.1. Microscope polarisant.....	43
VI.2. Microscope électronique à balayage.....	43
VII. DESCRIPTION MICROSCOPIQUE DU FACIES ROUGE DE BARLES. 44	44
VII.1. Microscope polarisant.....	44
VII.2. Microscope électronique à balayage.....	44
VIII. RESUME DES OBSERVATIONS.....	45
VIII.1. Le faciès gris.....	45
VIII.2. Le faciès rouge.....	45
VIII.3. La calcite.....	47
IX. INTERPRETATION DES DONNEES MACROSCOPIQUES.....	47
X. INTERPRETATION DES DONNEES MICROSCOPIQUES.....	48
X.1. La glauconie.....	48
X.2. Les oxydes de fer et la kaolinite.....	49
X.3. La calcite.....	50
X.4. Conclusion des données microscopiques.....	51
XI. INTERPRETATION DES DONNEES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES.....	51
XI.1. La glauconie et les oxydes de fer.....	51
XI.2. Les argiles.....	52
XI.3. L'évolution des espèces chimiques.....	54
XI.4. Conclusion des données minéralogiques et géochimiques.....	55
XII. CONCLUSION DE L'ETUDE DE LA COLORATION DE LA MOLASSE ROUGE DE BARLES.....	56
XII.1. Schéma de la sédimentation.....	56
XII.2. Conditions physico-chimiques du dépôt.....	56
XII.3. Origine et nature des pigments.....	56
XII.4. Processus de la coloration en rouge.....	59

CHAPITRE 4

SABLES ARGILEUX EOCENES DU ROYANS

I. INTRODUCTION ET BIBLIOGRAPHIE.....	61
II. LOCALISATIONS DES COUPES.....	62
III. DESCRIPTION GENERALE DES AFFLEUREMENTS DU ROYANS.... 65	65
III.1. Dans le versant oriental.....	65
III.2. Dans le versant occidental.....	65
IV. DESCRIPTION DU FACIES INCOLORE DU ROYANS.....	67
IV.1. Macroscopie du faciès incolore.....	67
IV.2. Microscopie du faciès incolore.....	68
IV.3. Minéralogie et géochimie du faciès incolore....	69
V. DESCRIPTION DU FACIES JAUNE DU ROYANS.....	80
V.1. Macroscopie du faciès jaune.....	80
V.2. Microscopie du faciès jaune.....	81
V.3. Minéralogie et géochimie du faciès jaune.....	82
VI. DESCRIPTION DU FACIES ROUGE DU ROYANS.....	83
VI.1. Macroscopie du faciès rouge.....	83
VI.2. Microscopie du faciès rouge.....	83
VI.3. Minéralogie et géochimie du faciès rouge.....	84
VII. DESCRIPTION DES FACIES VERT ET VIOLET.....	85
VIII. RESUME DES OBSERVATIONS DES SABLES ARGILEUX EOCENES DU ROYANS.....	85
IX. INTERPRETATION DES DONNEES MACROSCOPIQUES.....	85
X. INTERPRETATION DES DONNEES MICROSCOPIQUES.....	88
X.1. Le quartz.....	88
X.2. Les oxydes de fer.....	89
X.3. Les argiles.....	92
X.4. Le mica.....	93
X.5. Conclusion des données microscopiques.....	94
XI. INTERPRETATION DES DONNEES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES.....	95
XI.1. Le quartz et SiO ₂	95
XI.2. Les argiles.....	96
XI.3. Les oxydes de fer.....	98
XI.4. L'évolution des espèces chimiques.....	101
XI.5. Conclusion des données minéralogiques et géochimiques.....	102
XII. CONCLUSION DE L'ETUDE DE LA COLORATION DES SABLES ARGILEUX EOCENES DU ROYANS.....	103
XII.1. Schéma de la sédimentation.....	103

XII.2. Les conditions physico-chimiques du dépôt.... 104
 XII.3. Origine des oxydes de fer..... 104
 XII.5. Mécanisme de la coloration et de la décoloration : le problème de la couleur originelle.. 105

CONCLUSION GENERALE..... 108
 PLANCHES..... 111
 LISTE DES TABLEAUX..... 155
 LISTE DES FIGURES..... 156
 LISTE DES PLANCHES..... 158
 BIBLIOGRAPHIE..... 160
 ANNEXE 1..... 168
 ANNEXE 2..... 169
 ANNEXE 3..... 172
 ANNEXE 4..... 173

CHAPITRE 1
 REVUE BIBLIOGRAPHIQUE DES TRAVAUX RECENTS
 SUR LA NATURE, LA GEOCHIMIE ET LA THERMODYNAMIQUE
 DU FER DANS LES SEDIMENTS

I . INTRODUCTION
 II . LES OXYDES DE FER DANS LA NATURE
 III . CONCLUSION DE LA REVUE BIBLIOGRAPHIQUE DES TRAVAUX RECENTS

I. INTRODUCTION

Ce chapitre résume les travaux récents relatifs aux formations sédimentaires ferrugineuses.

Dans les formations sédimentaires ferrugineuses, les sédiments sont fréquemment colorés en rouge, en vert ou en violet. Ces colorations traduisent les états différents du fer, le fer ferrique étant rouge, le fer ferreux vert.

Le fer est souvent lié à la fraction fine de sédiments. Il en est ainsi dans les sols meubles ferrugineux et dans les sédiments indurés où le fer se trouve dans le ciment ou sous forme de mince pellicule ferrugineuse autour de grains détritiques.

Trois mécanismes de la formation du fer ont été mis en évidence:

- Cristallisation du fer dans le sédiment sous forme de cryptocristaux de très petite dimension.

- Association moléculaire du fer avec l'argile par substitution avec l'aluminium.

- Cristallisation simultanée du fer et de l'argile dans le sédiment lorsque certaines conditions physico-chimiques sont réunies.

II. LES OXYDES DE FER DANS LA NATURE

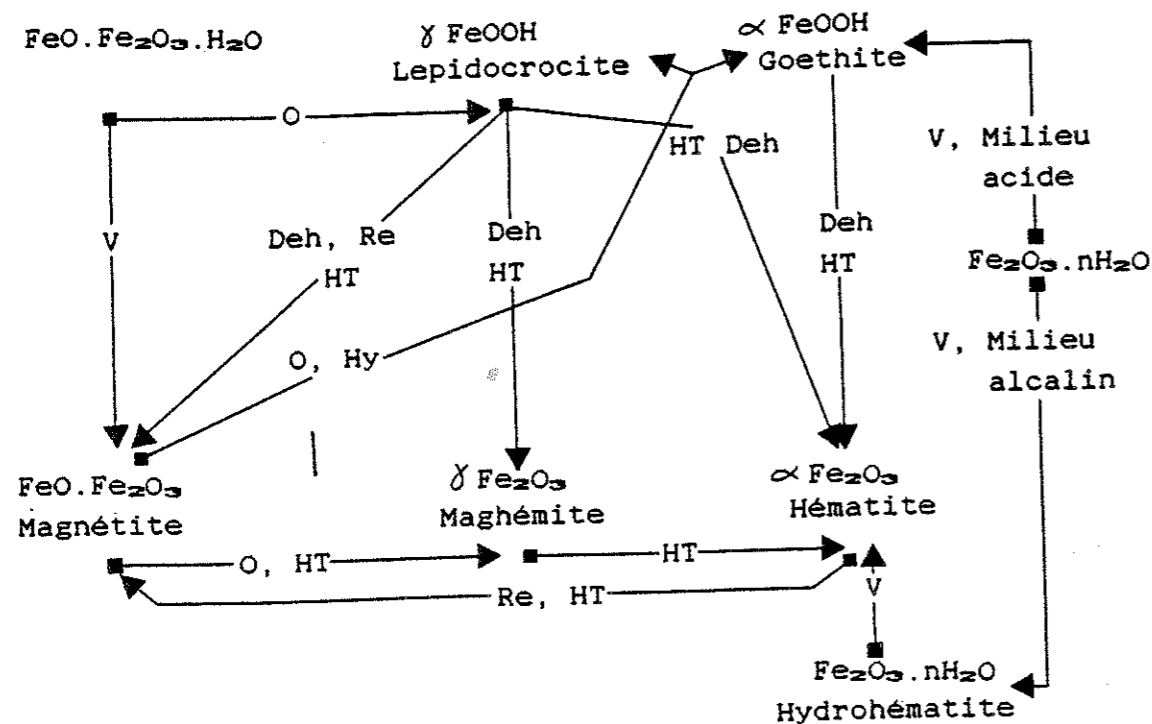
C'est sous forme d'oxydes que le fer est le plus répandu dans les sédiments. La provenance de ces oxydes est très variable. Comme source principale, on cite :

- Les minéraux détritiques ferromagnésiens.
- Les sols ferrugineux.

Ces matériaux de départ, transportés, déposés, s'altèrent et se transforment au cours de la pédogenèse et de la diagenèse. Cette altération libère le fer, qui passe à l'état d'oxydes, d'hydroxydes ou de complexes ferro ou ferri-siliciques. VAN HOUTEN (1961), CAILLÈRE (1963), MILLOT (1964), ROUBAULT (1982) montrent que la nature chimique du fer et l'état des formes cristallines permettent de différencier les types suivants :

- Goethite : α -Fe₂O₃.H₂O ou FeOOH, orthorhombique, généralement en aiguille.
- Lepidocrocite: γ -Fe₂O₃.H₂O ou FeOOH, orthorhombique.
- Hématite : α -Fe₂O₃, rhomboédrique.
- Maghémite : γ -Fe₂O₃, cubique.
- Magnétite : FeO.Fe₂O₃, cubique.

Une modification des conditions physico-chimiques du milieu peut provoquer le passage d'une forme à une autre (Fig 1.1)



Deh: déshydratation
 Hy: hydratation
 HT: haute température
 O: oxydation
 Re: réduction
 V: vieillissement

Fig 1.1. L'interaction des oxydes de fer dans la nature en fonction des conditions physico-chimiques (VAN HOUTEN, 1961, Fig.6, p.110).

Auteurs	Formations étudiées	Milieu de dépôt	Mécanisme de formations de la couleur rouge
Smith F.G. 1949			Goethite + Hématite.
Maurel P. 1961	Grès vosgiens permotriasiq; marnes dano-montienne de Pyrénées, France.		Oligiste.
Millot G. 1961	Grès vosgiens permotriasiq, France.	Fluviatile, sec/humide	Minéraux ferromagnésiens + Hy, Deh + Hématite.
Perriaux J. 1961	Grès vosgiens permotriasiq, France.	Fluviatile, sec/humide	Minéraux ferromagnésiens + Hy, Deh + Hématite
Lienhardt G. 1963	Grès permien, Jura, France	Fluviatile, tropical	Sols rouges ferrugineux
Jones G.P. 1965	Grès crétacés, NE Nigéria	Fluviatile, sec/humide	Sols rouges ferrugineux + O, Re + Hématite
Friend P.F. 1966	Grès dévoniens, Catskill Mountains, E.U.	Fluviatile	Les oxydes de fer détritiques - O, Re - Hématite
Walker T.R. 1967 a,b,c	Alluvion récent, pléistocène, Baja, Calif. - Mexique, E.U.	Désertique, aride	Minéraux ferromagnésiens + Hy, Deh, O, Re + Hématite
Grangeon P. 1968	Couches rouges miocène, Ardèche, France	Tempéré, chaud	Produits volcaniques + Altération climatique + Couleur rouge
Schmalz R.F. 1968		Sec/humide	Les oxydes de fer + Hy, Deh + Hématite
Van Houten F.P. 1968	Grès, silt pléistocènes, Californie, E.U.	Fluviatile, tropical ou tempéré	Minéraux ferromagnésiens + Goethite + Deh + Hématite
Walker T.R. 1968		Désertique, aride	Minéraux ferromagnésiens + Altération climatique + Goethite ou Hématite
Berner R.A. 1969		Désertique, aride	Goethite + Deh + Hématite
Walker T.R. 1969	Alluvion récent, Californie, E.U.	Désertique, aride	Sédiment riche en fer + Hy, Deh, O, Re + Hématite
Thompson A.M. 1970	Grès ordoviciens, Pennsylvanie, E.U.	Fluviatile	Sédiment non-rouge + O, Re + Hématite
Maugh B. 1970	Grès orcoviciens, NW Gde Bretagne	Fluviatile, aride	
Langmuir D. 1971			Goethite > 0.1% + Deh + Hématite
Van Houten F.B. 1972	Alluvion récent, N Colombie	Désertique, aride	Minéraux ferromagnésiens + Altération climatique + Hématite
Chukhov F.V. 1973		Chaud, aride	Les oxydes de fer + Altération + Hématite
Cosgrove M.E. 1973	Grès permien, SE Gde Bretagne	Fluviatile, sec/humide	Silicates de fer + Hy, Deh + Hématite
Lajoie J. 1973	Flysch camorien, Québec, Canada	Marin	Sédiments continentaux contenant d'hématite est conservés au milieu marin peu profond
Marine W.I. 1974	Grès, silt triasiq, Carolina, Georgia, E.U.	Fluviatile	Sédiments détritiques + Enfouissement + Hématite
Challis G.A. 1975	Pléistocène, Wellington, Nlle Zéland	Tropical ou sub-tropical	Pyrite + Hématite
Walker T.R. 1975	Couches rouges paléozoïques et mésozoïques, N E.U.	Désertique, aride	Minéraux ferromagnésiens + Hy, Deh, O, Re + Hématite
Schluger P.R. 1976	Grès, silt dévoniens, New Brunswick, Canada, Maine, E.U.	Fluviatile, lacustre	Minéraux ferromagnésiens + Altération + Hématite
Shaw D.R. 1976	Grès permien, Colorado, E.U.	Côtier à mer peu profonde	Grains opaques détritiques + O + Hématite
Braunagel L.H. 1977	Silt éocène, Wyoming, E.U.	Fluviatile, sub-humide, tropical, savanna	Hydroxydes de fer + Deh + Hématite
Mattis A.F. 1977	Grès, silt triasiq, Haut Atlas Central, Maroc	Lacustre, playa	Paléosols
Durance E.M. 1978	Silt permotriasiq, SE Devon, Gde Bretagne	Fluviatile, lacustre, aride à humide	Minéraux ferromagnésiens + Hy, Deh, O, Re + Hématite
Huot J.F. 1978	Grès, silt jurassiq, Connecticut, E.U.	Fluviatile, sec/humide et tropical semi-aride	Limonite - Vieillessement + Hématite Silicates de fer + Hy + Hématite Magnétite + O + Hématite Dolomie - Libération de fer en solution + Hématite
Presley M.W. 1979	Grès permien, Palo Duro, Texas, E.U.	Fluviatile à côtier	
Reif D.M. 1979	Grès triasiq, Nevada, E.U.	Fluviatile à côtier, aride	
Garnemann N. 1979	Grès vosgiens permotriasiq, France	Fluviatile, lacustre	Minéraux ferromagnésiens + O, V + Hématite
Hubert J.F. 1980	Grès, silt triasiq, Baie de Fundy, Nova Scotia, Canada	Fluviatile, lacustre, humide, semi-aride à aride	
McPherson J.G. 1980	Grès, silt dévoniens, S Victoria land, Antarctique	Fluviatile, aride	Précurseur jaune-grisâtre + Deh + Hématite
Parron C. 1980	Grès albien, Gard, France; Massif Noias, W Sénégal	Climat latéritique	Grains glauconitiques + Hématite
Pirc S. 1980	Grès dévoniens, Catskill Mountains, Pennsylvanie, E.U.	Fluviatile	Les oxydes de fer + O, Re + Hématite
White A.H. 1980	Silt cambrien, S Australie	Playa, aride à humide à aride	Sédiment riche en fer + O, Re + Hématite
Jenny J. 1981	Grès jurassiq, Haut Atlas Central, Maroc		Enfouissement du aux mouvements tectoniques + Hématite
Walker T.R. 1981	Grès triasiq, Colorado, E.U.		Ilémite + Hématite
Biron B.E. 1982	Grès permotriasiq, Haut Atlas, Maroc	Fluviatile, tropical	Biotite + Hématite + muscovite
Sadoun M. 1983	Grès, silt protérozoïques, S Suède		Minéraux ferromagnésiens + O, Re + Hématite

Deh: Deshydration
 Hy: Hydratation
 O: Oxydation
 Re: Réduction
 V: Vieillessement

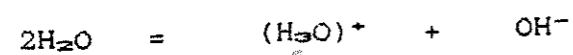
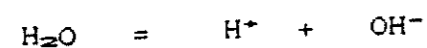
Tab.1.1. Résumé des travaux récents effectués sur les formations ferrugineuses rouges.

Dans les deux cas suivants de l'altération - pédogenèse et diagenèse - les conditions physico-chimiques jouent un rôle important. Les mécanismes principaux révèlent de l'hydrolyse et des potentiels d'oxydo-réduction.

Le tableau 1.1 présente une synthèse des travaux récents effectués sur les formations ferrugineuses rouges. Les autres couleurs liées au fer dans les sédiments sont étudiées parallèlement. Plusieurs états différents du fer peuvent d'ailleurs exister dans un même sédiment. Ce tableau montre que l'hématite est le principal pigment rouge des formations ferrugineuses.

II.1. Hydrolyse et pH

L'hydrolyse est le phénomène principal de l'altération chimique en présence d'eau ou plus exactement en présence des ions dans les équilibres suivants :



L'ionisation peut être caractérisée par le pH :

$$pH = -\log [H^+] = -\log [H_3O^+]$$

qui joue un rôle important dans l'évolution des formations ferrugineuses. Pour le fer ferrique (Fe^{+++}), le fer reste en solution pour un pH inférieur à 1,3. Au-dessus de cette valeur, Fe^{+++} précipite en $Fe(OH)_3$ (Fig. 1.2). Le fer ferreux (Fe^{++}) reste en solution pour un pH inférieur à 6 et $Fe(OH)_2$ précipite pour un pH supérieur à 6 (Fig. 1.2).

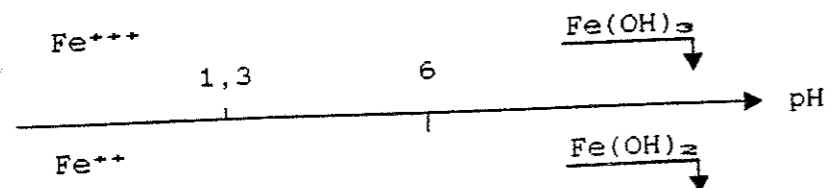
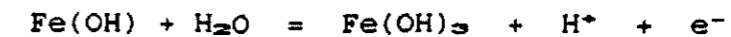
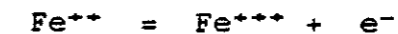


Fig 1.2. L'évolution du fer ferreux et du fer ferrique en fonction du pH (d'après DIDIER, 1981).

En résumé , toute modification du pH entraîne une dissolution ou une précipitation du fer dans le sédiment.

II.2. Potentiel d'oxydo-réduction et Eh

La connaissance du pH est fort utile lorsqu'il s'agit de caractériser l'espèce chimique. L'interaction entre le fer ferreux et le fer ferrique s'exprime par la relation d'équilibre suivante :



L'évaluation de l'équilibre dans cette réaction d'oxydo-réduction est exprimée par le potentiel d'oxydo-réduction (Eh).

La coloration des sédiments est liée aux variations de ce potentiel d'oxydo-réduction, qui a une grande importance pratique. En étudiant la formation molassique dévonienne de Catskill Mountains (Etats Unis), FRIEND (1966) montre que la coloration du fer dans une formation sédimentaire dépend du potentiel d'oxydo-réduction du milieu (Fig. 1.3).

Couleur	Granulométrie	Interprétation	
Vert		Chenal	
Rouge		Plaine d'inondation	
Vert		Chenal	

12 m

Fig.1.3. Relation entre la coloration verte et la coloration rouge dans une formation liée au phénomène d'oxydo-réduction (d'après FRIEND, 1966, simplifié).

Il distingue des zones réductrices (vertes, fer ferreux, par exemple un chenal) et des zones oxydantes (rouges, fer ferrique, par exemple la plaine d'inondation). MASON (1952) fournit les valeurs de Eh de quelques réactions courantes (Tab. 1.2).

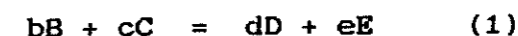
Réaction d'oxydo-réduction	Potentiel d'oxydo-réduction (volts)
$\text{Co}^{++} = \text{Co}^{+++} + e^-$	- 1,48
$\text{Ni}^{++} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{NiO}_2 + 4\text{H}^+ + 2e^-$	- 1,75
$\text{Mn}^{++} = \text{Mn}^{+++} + e^-$	- 1,51
$\text{Pb}^{++} + \text{H}_2\text{O} = \text{PbO}_2 + 4\text{H}^+ + 2e^-$	- 1,46
$2\text{H}_2\text{O} = \text{O}_2 + 4\text{H}^+ + 4e^-$	- 1,23
$\text{NH}_4 + 3\text{H}_2\text{O} = \text{NO}_3^- + 10\text{H}^+ + 8e^-$	- 0,84
$\text{Fe}^{++} = \text{Fe}^{+++} + e^-$	- 0,84
$\text{Ni}(\text{OH})_2 + \text{OH}^- = \text{NiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 2e^-$	- 0,49
$4\text{OH}^- = \text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 4e^-$	- 0,40
$\text{PbO} + 2\text{OH}^- = \text{PbO}_2 + \text{H}_2\text{O} + 2e^-$	- 0,25
$\text{Co}(\text{OH})_2 + \text{OH}^- = \text{Co}(\text{OH})_3 + e^-$	- 0,2
$\text{H}_2 = 2\text{H}^+ + 2e^-$	0,0
$\text{NH}_3 + 9\text{OH}^- = \text{NO}_3^- + 6\text{H}_2\text{O} + 8e^-$	+ 0,12
$\text{Mn}(\text{OH})_2 + \text{OH}^- = \text{Mn}(\text{OH})_3 + e^-$	+ 0,40
$\text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{OH}^- = \text{Fe}(\text{OH})_3 + e^-$	+ 0,56

Tab.1.2. Valeurs (en volts) du potentiel d'oxydo-réduction de quelques réactions courantes (MASON, 1952).

En résumé, la coloration d'un sédiment est conditionnée par la présence du fer et son état; elle est donc contrôlée par deux facteurs : le pH et l'Eh. Le pH règle l'hydrolyse, la dissolution et la précipitation du fer. L'Eh (potentiel d'oxydo-réduction) révèle l'interaction des différents états du fer. L'étude de la coloration des sédiments passe par celle des diagrammes d'évolution du fer en fonction des deux paramètres Eh et pH.

II.3. Les diagrammes Eh/pH

GARRELS, CHRIST (1967), LANGMUIR (1969) et BERNER (1969) ont étudié la relation entre le pH et l'Eh : les diagrammes du fer en fonction de pH et Eh sont basés sur la réaction de base suivante :



où b, c, d, e sont les nombres de moles des éléments B, C, D, E. A partir de là, on définit plusieurs termes :

II.3.1. Constante d'équilibre (K).

$$K = \frac{a_D \cdot a_E}{a_B \cdot a_C} \quad (2)$$

où a_i est l'activité de l'espèce i. Par exemple $a_{\text{Fe}^{+++}} = [\text{Fe}^{+++}]$ = concentration de fer ferrique (moles). Et pour une réaction de dissolution, la constante d'équilibre devient aussi une constante de produits de solubilité (K_{ps}) :

$$K = K_{ps}$$

II.3.2. Enthalpie libre standard (ΔG).

Elle représente l'énergie libre de la réaction de formation d'une mole d'un composé dans des conditions standard (25° C, 1 atm). Cette énergie s'exprime par l'expression suivante :

$$\Delta G = - R T \ln K = - 1,364 \log K \quad (3)$$

ΔG : enthalpie libre standard (Kcal).

R : constante de gaz parfait (0,00198Kcal/degré).

T : température absolue (degré Kelvin).

Ln : logarithme népérien.

log : logarithme décimal.

K : constante d'équilibre.

JAMES (1966) et NAHON (1976) fournissent les valeurs de l'enthalpie de quelques éléments (Tab.1.3, 1.4). Ces études fournissent les résultats suivants :

- ΔG est inversement proportionnel à la stabilité des éléments simples.

- On appelle ΔG_r , l'enthalpie libre standard d'une réaction; c'est la différence entre l'enthalpie libre standard de la totalité des produits formés ($\Delta G_{\text{produits}}$) et l'enthalpie libre standard de la totalité des produits entrant dans la réaction ($\Delta G_{\text{réactifs}}$) (GARRELS, CHRIST, 1967).

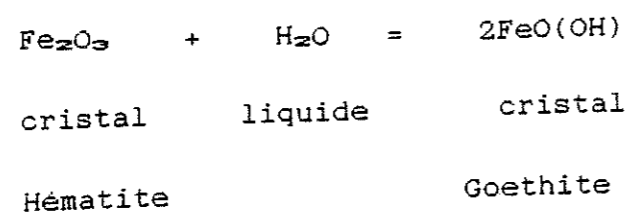
$$\Delta G_r = \Delta G_{\text{produits}} - \Delta G_{\text{réactifs}} \quad (4)$$

Quand $\Delta G_r = 0$: le système est en équilibre

Quand $\Delta G_r < 0$: il y a une libération d'énergie et les produits sont plus stables que les réactifs.

Quand $\Delta G_r > 0$: il y a une absorption d'énergie et les réactifs sont plus stables que les produits.

Par exemple :



La relation (4) et les valeurs dans les tableaux 1.3 et 1.4 montrent que :

$$\begin{aligned} \Delta G_r &= 2(-116,7) - (-177,1) + (-56,69) \\ &= -233,4 + 233,79 \end{aligned}$$

$$\Delta G_r = +0,39$$

Espèces	Etat	ΔG (Kcal)	Espèces	Etat	ΔG (Kcal)
Fe	c	0,0	HCO ₃ ⁻	aq	-140,31
Fe ⁺⁺	aq	- 20,30	H ₂ CO ₃	aq	-149,00
Fe ⁺⁺⁺	aq	- 2,53	CO ₂	aq	- 92,31
FeO	c	- 58,4	H ⁺	aq	0,0
Fe ₂ O ₃	c	-177,1	OH ⁻	aq	- 37,595
Fe ₂ O ₄	c	-242,4	H ₂ O	l	- 56,69
Fe(OH) ⁺⁺	aq	- 55,91	H ₂ O ₂	aq	- 31,47
Fe(OH) ₂	c	-115,57	H ₂ SiO ₄ ⁻	aq	-286,8
Fe(OH) ⁺⁺	aq	-106,2	H ₄ SiO ₄	aq	-300,2
Fe(OH) ₃	c	-166,0	SiO ₂	s	-192,4
FeO ₂ H ⁻	aq	- 90,6	S ⁻	aq	22,1
FeS	c	- 23,32	H ₂ S	aq	- 6,54
FeS ₂	c	- 36,0	HS ⁻	aq	3,01
FeCO ₃	c	-161,06	HSO ₄ ⁻	aq	-179,94
FeSiO ₃	c	257,0	SO ₄ ⁻	aq	-177,34
CO ₃ ⁻	aq	-126,22			

aq : aqueux; c : cristallin; l : liquide; s : solide

Tab.1.3. Valeurs de l'enthalpie libre standard des oxydes de fer (JAMES, 1966, Tab.7, p.w14).

	CORPS SOLIDES (c) et (am)	CORPS DISSOUS (aq)
VALENCE 3 ⁺	Hématite Fe ₂ O ₃ = - 177,7	Fe ³⁺ = - 2,52 (R) ou - 3,78
	Goethite FeO (OH) = - 116,7	Fe (OH) ₂ ⁺ = - 109,28
	Lépidocrocite FeO (OH) = - 112,33	Fe (OH) ₂ ²⁺ = - 57,46
	Hydroxyde de fer ferrique amorphe (fer amorphe) Fe (OH) ₃ = - 166,0	Fe (OH) ₃ ⁺ = - 160,3
	Magnétite Fe ₃ O ₄ = - 243,094	Fe (OH) ₄ ⁻ = - 201,2
VALENCE 2 ⁺	Wustite FeO = - 60,097 et - 58,40	Fe ²⁺ = - 21,54 ou - 20,30
	Hydroxyde de fer ferreux amorphe Fe (OH) ₂ = - 115,57	Fe (OH) ₂ ⁺ = - 66,91
		Fe (OH) ₂ ²⁺ = - 109,25
		Fe (OH) ₃ ⁻ = - 148,0

Tab.1.4. Formes du fer: valeurs des enthalpies libres standard de formation ΔG°_f des composés contenant en Fe⁺⁺⁺ (NAHON, 1976, tab.XI p. 98)

On en déduit que, dans les conditions standard, la goethite est moins stable que l'hématite et la réaction s'effectue dans le sens goethite \rightarrow hématite (Fig.1.1).

Le caractère superficiel des formations étudiées entraîne une élévation de la température qui peut être plus élevée que 25°C. Les données thermodynamiques fournies par MASON (1958), par ROBIE et al.(1978) et par MASSARD et al.(1979) montrent que les valeurs de ΔG_r sont toujours positives (Annexe 4) entre 298 et 373°K. Dans ce cas, théoriquement, la goethite ne peut pas exister mais, dans la réalité, c'est bien le contraire. Dans la deshydratation de la goethite en hématite, il y a un ou des autres facteurs qui interviennent. En étudiant cette deshydratation, LANGMUIR (1971) a montré que la dimension des cristaux de goethite et d'hématite intervient dans l'équilibre entre ces deux minéraux. La dimension des cristaux d'hématite est généralement supérieure à 1 μ tandis que celle de goethite est variable :

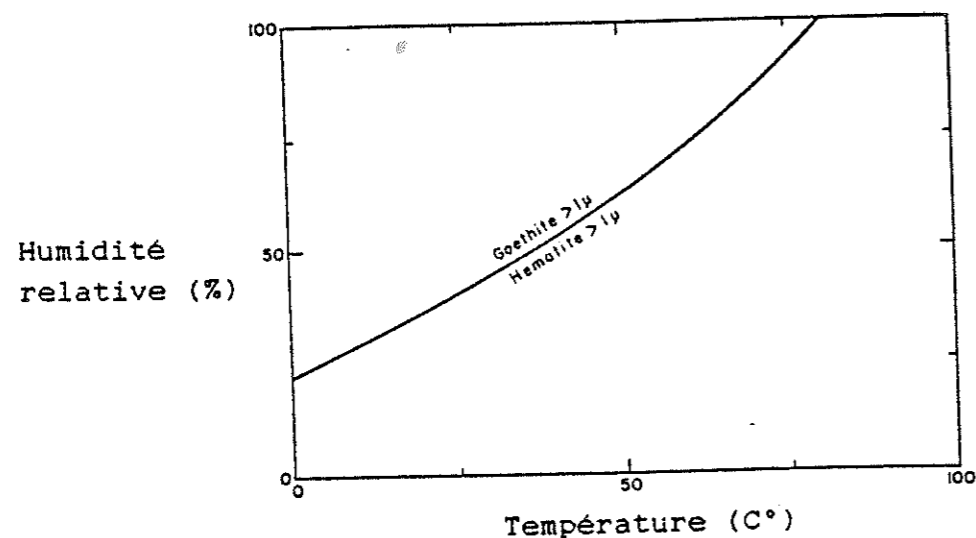


Fig.1.4. Humidité relative pour l'équilibre entre les grains de goethite et d'hématite de 0 à 100°C, à pression 1 bar. Le cristal de goethite, dont la dimension est de 0,1 μ , est relativement instable par rapport à l'hématite dans ces conditions (LANGMUIR, 1971, Fig.2, p.150).

- Quand la dimension de la goethite est inférieure à 0,1 μ , la goethite est plus stable que l'hématite et une deshydratation n'entraîne pas nécessairement la transformation de la goethite en hématite.

- Dans le cas contraire, où la dimension de goethite est supérieure à 0,1 μ , la goethite peut se transformer en hématite par deshydratation et cette transformation dépend de l'humidité et de la température (Fig.1.4).

II.3.3. Les diagrammes Eh / pH.

A partir de là, il y a suffisamment d'éléments pour construire des diagrammes Eh/pH qui permettent de voir l'évolution du fer en fonction des deux paramètres Eh et pH. Ces diagrammes sont basés sur l'équation de Nernst (JAMES, 1966, p.w12) :

$$Eh = E^\circ + \frac{RT}{nF} \times \ln K \quad (5)$$

où Eh : potentiel d'oxydo-réduction (volts)

E° : potentiel de la réaction dans les conditions standard :

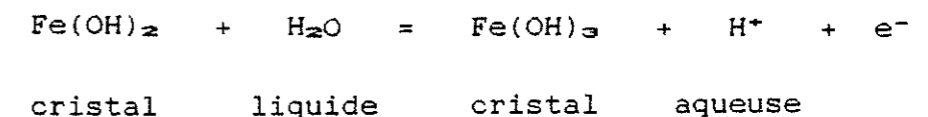
$$E^\circ = \frac{\Delta G_r}{n \times F} \quad (6)$$

ΔG_r : enthalpie libre standard d'une réaction (Kcal)

n : nombre d'électrons considérés

F : 1 Faraday = 23,06 Kcal/volt gramme équivalent.

Ces éléments permettent d'établir une relation entre Eh et pH. Par exemple :



Pour cette réaction, l'équation (4) appliquée aux valeurs des deux tableaux 1.3 et 1.4 montre que :

$$\Delta G_r = (-166) + (0) - (-115,57) + (-56,69)$$

$$\Delta G_r = +6,26$$

$$(6) \Rightarrow E^\circ = \frac{6,26}{1 \times 23,06} = 0,271$$

l'équation (5) montre que :

$$Eh = 0,271 + \frac{0,00198 \times 298,16}{1 \times 23,06} \times 2,303 \times \log \frac{[\text{Fe}(\text{OH})_3] \times [\text{H}^+]}{[\text{Fe}(\text{OH})_2] \times [\text{H}_2\text{O}]}$$

Par convention, les activités de $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Fe}(\text{OH})_2$, H_2O étant égales à l'unité et $\text{pH} = -\log [\text{H}^+]$, on obtient :

$$Eh = 0,271 - 0,05 \text{ pH}$$

Cette équation permet de tracer la courbe d'évolution de $\text{Fe}(\text{OH})_2$ et $\text{Fe}(\text{OH})_3$ en fonction d'Eh et du pH en présence d'eau (Fig. 1.5).

Avec la même démarche, on obtient les équations suivantes (Fig.1.6) :

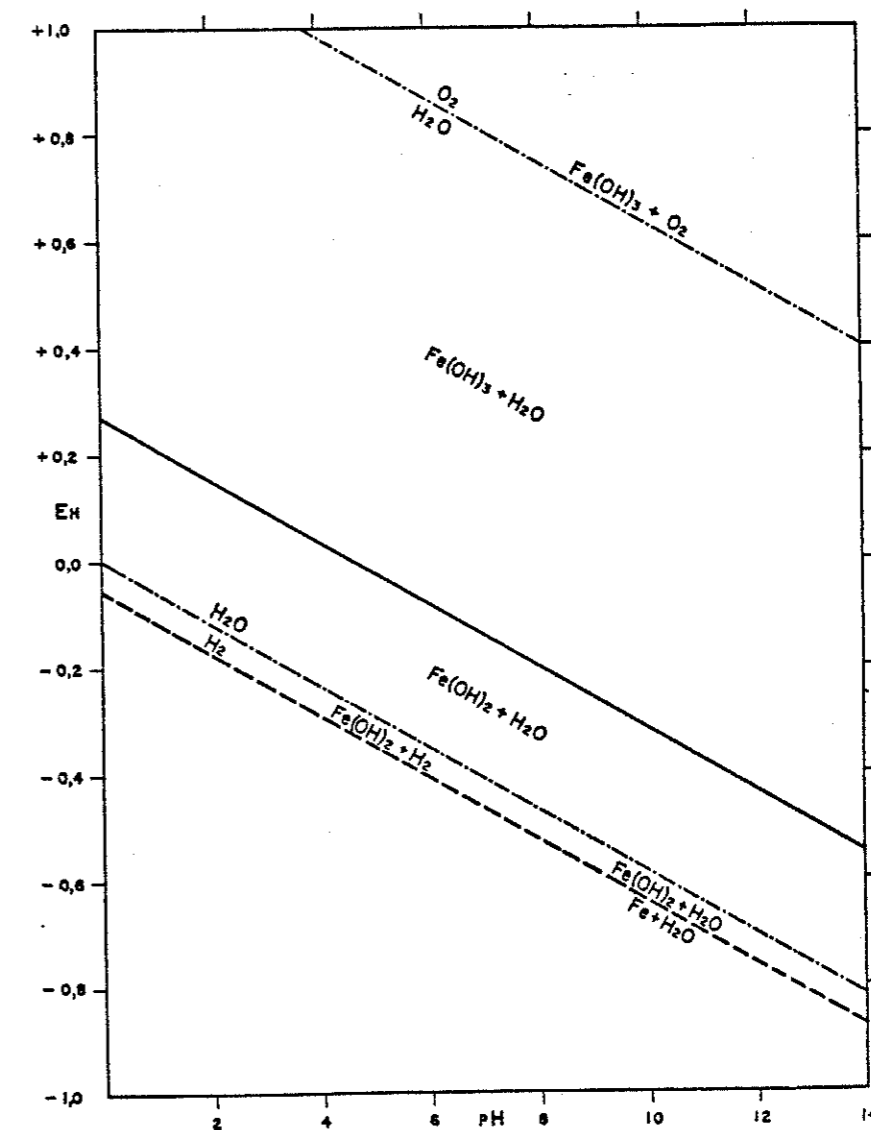
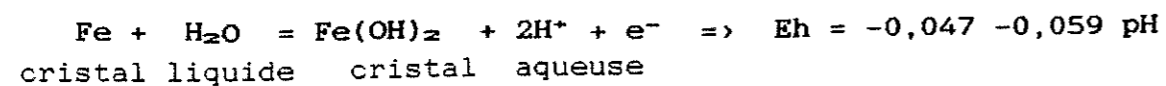
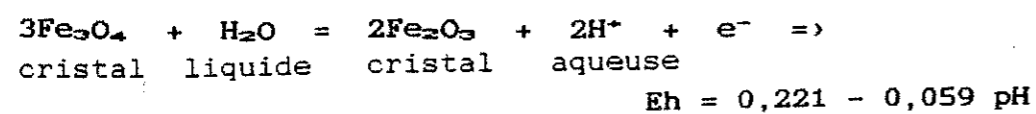
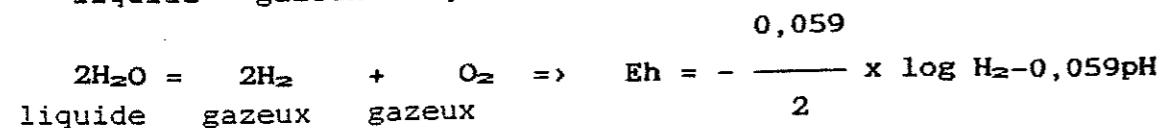
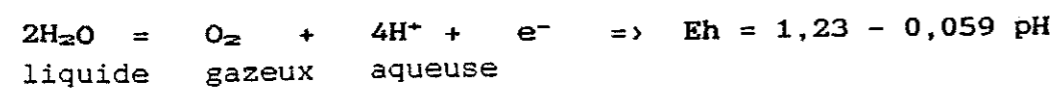


Fig 1.5. Diagramme montrant les domaines de stabilité des hydroxydes ferreux et ferriques à 25°C et à une pression totale de 1 atmosphère. La limite de stabilité de l'eau est aussi indiquée. La droite en traits interrompus correspond à l'équilibre métastable entre Fe et $\text{Fe}(\text{OH})_2$ dans l'eau. (GARRELS, CHRIST, 1967).

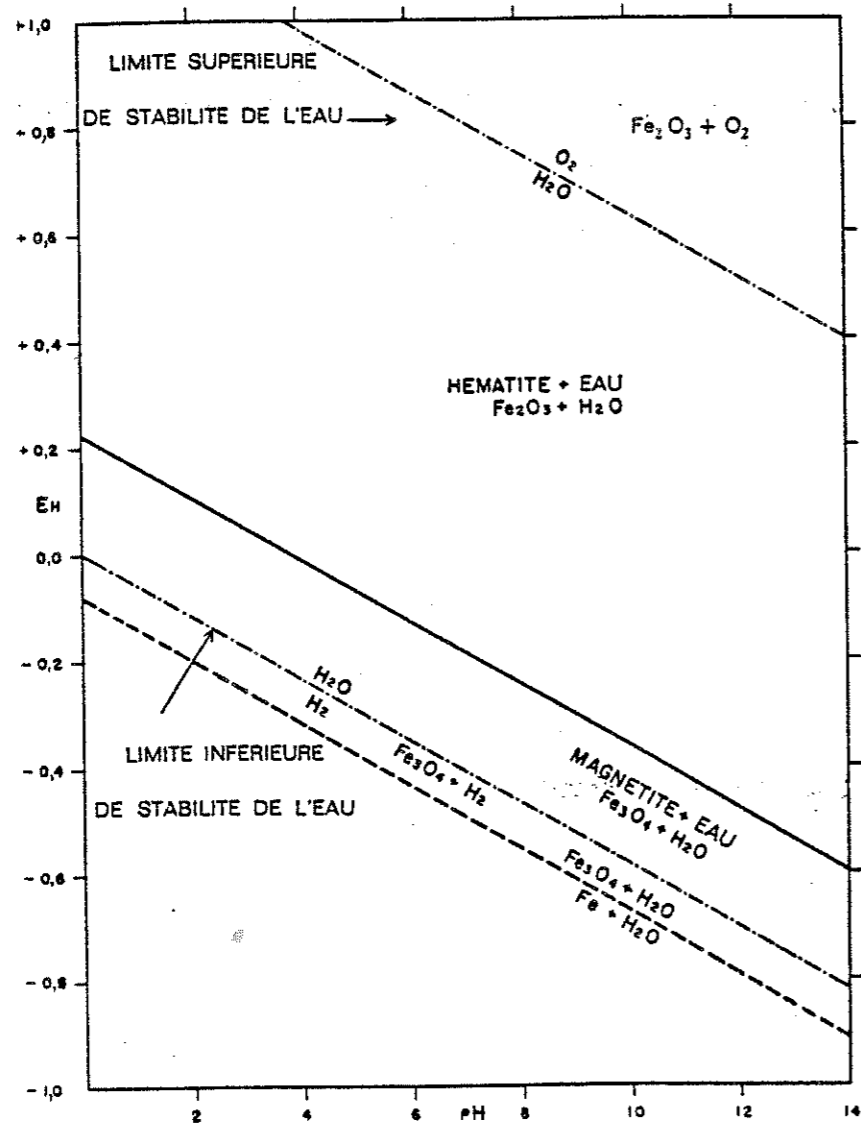


Fig. 1.6. Domaine de stabilité des oxydes de fer en fonction du Eh et pH à 25°C et à une pression totale de 1 atmosphère. La droite en traits interrompus correspond à la limite inférieure de stabilité de la magnétite en présence d'eau métastable (GARRELS, CHRIST, 1967).

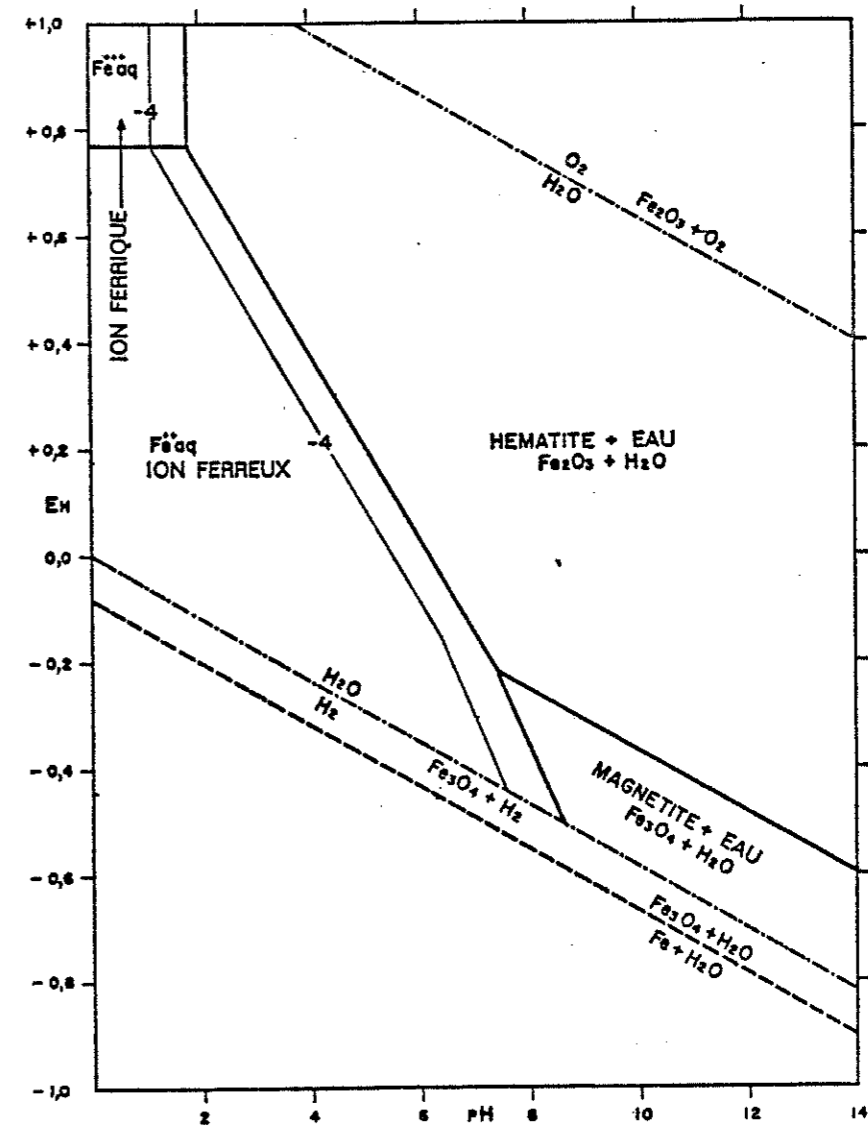


Fig 1.7. Diagramme composite montrant les domaines de stabilité de l'hématite et de la magnétite dans l'eau à 25°C et 1 atmosphère. Le domaine des ions est délimité par les contours correspondant à des activités des espèces en solution égales à 10⁻⁶. Les contours correspondant à une activité égale à 10⁻⁴ sont signalés pour indiquer la pente de la variation d'activité (GARRELS, CHRIST, 1967).

On peut reporter ces équations sur des diagrammes dits composites pour des espèces du fer (Fig.1.7)

En conclusion, l'hydrolyse (pH) et le potentiel d'oxydo-réduction (Eh), qui contrôlent les états différents du fer, sont finalement reportés sur les diagrammes Eh / pH. Ces diagrammes permettent de prévoir ou d'expliquer l'existence des espèces chimiques du fer. Inversement, la détermination des minéraux authigéniques permet de reconstituer des conditions physico-chimiques anciennes. Ils fournissent une base théorique pour approcher le problème du fer dans les milieux naturels qui seront étudiés dans ce mémoire.

Notons que la complexité des phénomènes réels, marquée par l'intervention de facteurs tels que pression de CO₂, d'O₂, concentration du fer, des sulfures, ... conduisent à des diagrammes composites très spécialisés, par exemple, les diagrammes combinés de la stabilité des oxydes de fer en fonction du pH, d'Eh et de la pression de CO₂ (GARRELS, CHRIST, 1967, p.171).

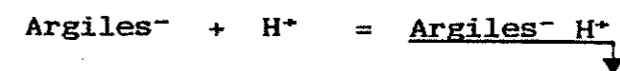
II.4. Association argile-fer

Le fer s'associe souvent à la fraction fine des sédiments avec laquelle il forme la pellicule ferrugineuse qui enrobe les grains détritiques et pénètre dans la matrice. Le fer et l'argile s'associent étroitement comme dans l'exemple bien connu des sols ferrugineux.

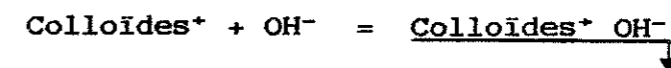
Les dimensions des particules de fer dans les sédiments sont de l'ordre du nanomètre (100Å), ce qui suggère un état colloïdal dans la solution aqueuse (SIGG et STUMM, in TARDY, 1980). Le fer libéré du sédiment originel se présente soit sous forme colloïdale soit sous forme de solution aqueuse (ionique). Il précipite lorsque certaines conditions physico-chimiques sont réunies. Cette précipitation, accompagnée d'adsorption par les argiles, est la clé de l'association argile-fer.

On distingue généralement les colloïdes par le signe de leur charge ionique :

- Les colloïdes électronégatifs se dispersent en milieu alcalin où les ions OH⁻ dominent et créent une répulsion. En milieu acide par contre, en présence des ions H⁺, les colloïdes électronégatifs flocculent car leur charge est neutralisée par H⁺. Parmi les colloïdes électronégatifs, on trouve les argiles, les colloïdes à base de silice (DUCHAUFOR, 1960).



Les colloïdes électropositifs flocculent en milieu alcalin, en présence de OH⁻. En milieu acide, ils subissent la répulsion due à H⁺. Parmi les colloïdes électropositifs figurent les oxydes de fer, les oxydes d'aluminium,



L'adsorption est une propriété importante des colloïdes. Des colloïdes de charges opposées peuvent s'associer, c'est le cas du fer et des argiles. L'adsorption ne se limite pas à l'union anion-cation car une substitution peut intervenir et un cation peut être remplacé par un autre cation dans l'argile, par exemple: Al⁺⁺⁺ est remplacé par Fe⁺⁺⁺ (MASON, 1952; FRITZ, 1981, p.149), ou la transformation de montmorillonite en illite s'effectue par adjonction du potassium, puis recristallisation (GIRESSE et ODIN, 1973).

III. CONCLUSION A L'ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE DES TRAVAUX RECENTS

A partir des sédiments originels (minéraux ferro-magnésiens, les sols ferrugineux), la genèse des pigments ferrugineux s'effectue en deux phases :

* Mise en solution du fer sous forme colloïdale ou sous forme de solution aqueuse.

* Précipitation du fer ou floculation des colloïdes.
Ces deux étapes sont contrôlées par l'hydrolyse (pH) et par le potentiel d'oxydo-réduction (Eh) du milieu.

Au cours du dépôt, le fer peut se fixer sur les argiles par l'adsorption colloïdale ou par substitution ionique ou précipiter d'une manière autonome.

1/ Hydrolyse.

Le pH contrôle la mise en solution et la précipitation du fer et des argiles. En général, Fe^{++} précipite pour un pH supérieur à 6. Au dessous de cette valeur, Fe^{++} est stable en solution. Fe^{+++} précipite à un pH supérieur à 1,3. Au dessous de cette valeur, Fe^{+++} est stable en solution.

2/ Potentiel d'oxydo-réduction.

L'Eh joue un rôle primordial dans la relation entre le fer ferreux (Fe^{++}) et le fer ferrique (Fe^{+++}) et contrôle aussi la coloration des sédiments.

En précipitant, le fer peut s'associer à l'argile par adsorption colloïdale ou ionique. Cette adsorption se fait :

- soit par une fixation simple du cation et de l'anion.
- soit par substitution cation-cation.

La géochimie et la thermodynamique permettent de construire les diagrammes de la stabilité du fer et des autres éléments en fonction d'Eh et de pH. Ces diagrammes permettent d'interpréter les conditions d'existence ou d'association des minéraux dans les sédiments. L'hématite est le principal pigment rouge des sédiments, car c'est l'espèce la plus stable du fer en milieu oxydant dans les conditions standard (25°C et 1 atm).

A travers cette analyse bibliographique, la coloration des sédiments due aux phénomènes d'altération, de lessivage est beaucoup liée aux conditions physico-chimiques de dépôts. Les études de cette coloration nécessitent la convergence de plusieurs méthodes analytiques différentes qui analysent obligatoirement l'ensemble macroscopique,

microscopique, minéralogique et géochimique, car une ou plusieurs méthodes sont complémentaires pour l'évaluation des autres.

L'étude de la coloration des formations dans ce mémoire consiste donc en deux parties:

- a/ Présentation des données: descriptions macroscopique, microscopique, minéralogique et géochimique.
- b/ Interprétation des données qui fait apparaître le mécanisme d'altération dans chaque type d'analyses (macroscopique, microscopique,....).

CHAPITRE 2
METHODES ANALYTIQUES UTILISEES DANS
L'ETUDE DE LA COLORATION DES SEDIMENTS

- I . SCHEMA DES TECHNIQUES UTILISEES DANS L'ETUDE DE LA
COLORATION DES SEDIMENTS
- II . COULEURS
- III. MICROSCOPIE
- IV . DIFFRACTOMETRIE X DE POUDRE NON ORIENTEE
- V . DIFFRACTOMETRIE X SUR LAME ORIENTEE
- VI . GEOCHIMIE

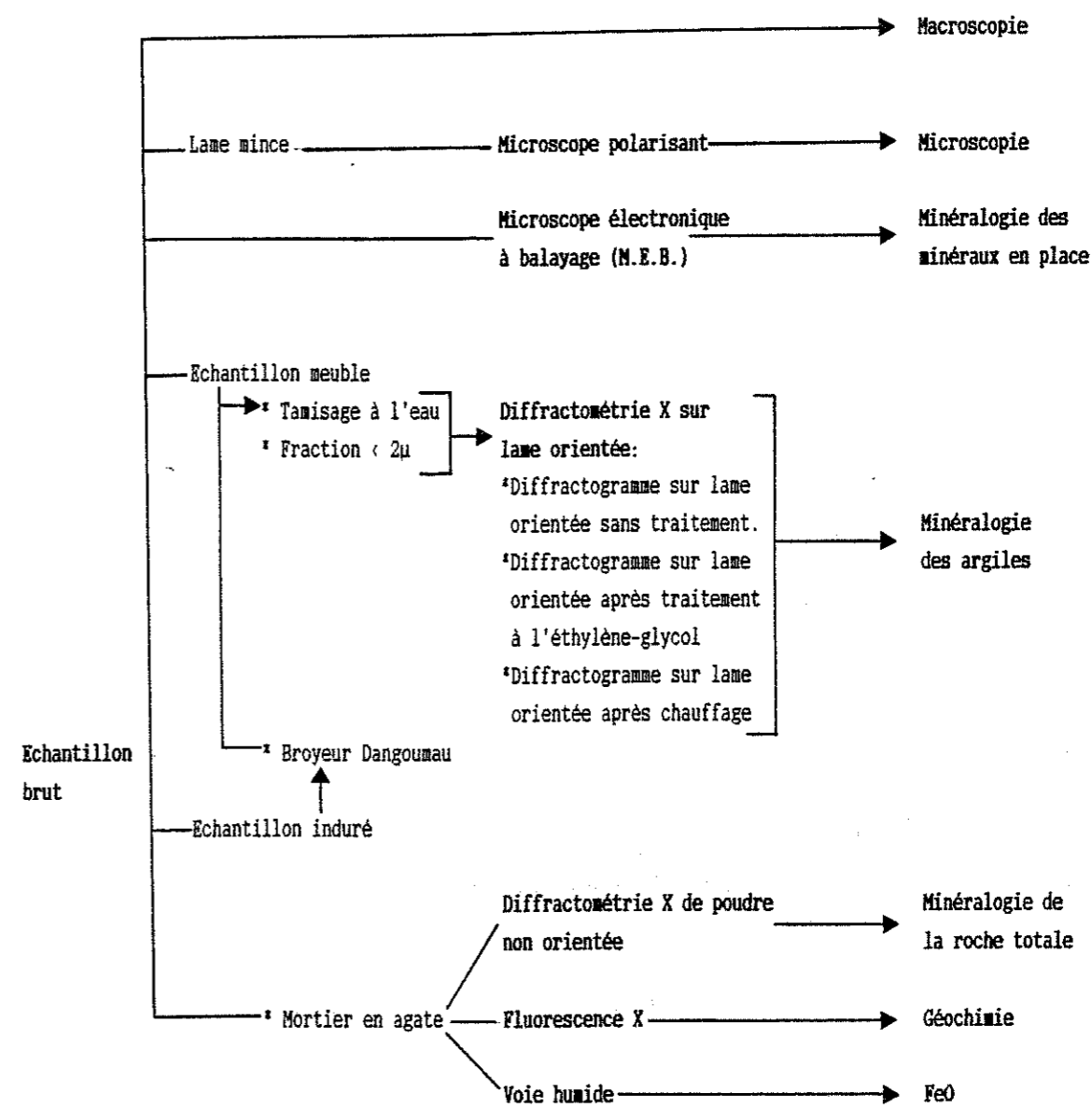


Fig.2.1. Organigramme des techniques utilisées.

I. SCHEMA DES TECHNIQUES UTILISEES DANS L'ETUDE DE LA COLORATION DES SEDIMENTS.

La coloration des sédiments est liée aux conditions physico-chimiques variées successives du dépôt. Les méthodes analytiques sont donc liées à la sédimentologie et à la géochimie.

Les techniques utilisées sont présentées sur la figure 2.1.

II. COULEURS

But : pour une description sur le terrain des couleurs.

Les couleurs des sédiments sont déterminées en se basant sur l'échelle de Munsell. La désignation de chaque couleur comporte trois éléments (GODDARD, 1970) :

- Hue.
- Value.
- Chroma.

II.1. HUE: Les onze couleurs de l'échelle de Munsell sont basées sur les couleurs de l'arc en ciel, répertoriées sur un cercle (Fig 2.2) et désignées par les lettres suivantes (abréviations anglo-saxonnes) :

- R : rouge.
- YR : orange.
- Y : jaune.
- GY : jaune verdâtre.
- G : vert.
- BG : verte bleuâtre.
- B : bleu.
- PB : bleu violet.
- P : violet.
- PR : violet rougeâtre.
- N : noir et blanc.

Chaque secteur représentant une couleur principale est divisé en sous-secteurs marqués par des chiffres de 0 à 10 disposés dans le sens des aiguilles d'une montre. La zone au centre d'un secteur où il n'y a pas

de mélange avec les deux couleurs voisines porte le chiffre 5. Par exemple : 10R est plus jaune que 5R et 10R coïncide avec 0YR.

II.2. Value : Cette valeur désigne le ton de la couleur en ajoutant la couleur grise. Elle se trouve sur l'axe vertical du tableau, et chiffrée de 2 (de bas) à 8 (en haut). Le ton le plus clair se trouve en haut.

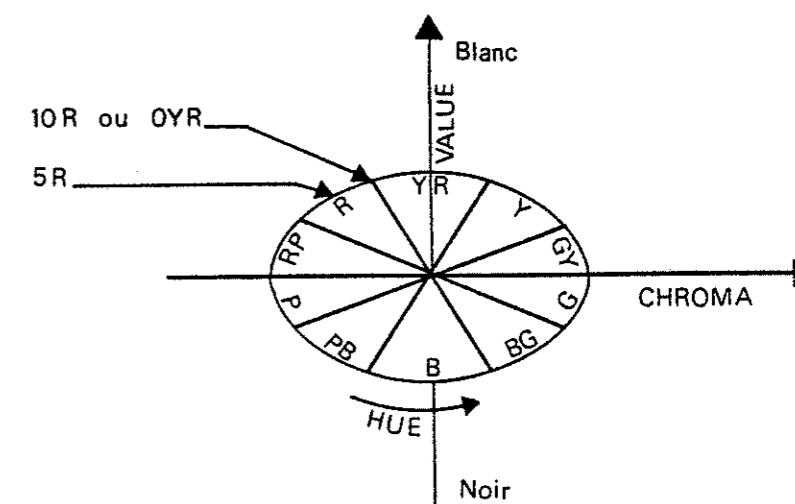


Fig.2.2. Répartition des couleurs dans l'échelle de Munsell (d'après GODDARD, 1970).

II.3. Chroma : Cette valeur figure l'intensité de la couleur (ou degré de couleur). Elle se trouve sur l'axe horizontal ; elle est chiffrée de 2 (à gauche) à 6 (à droite). Quand on passe vers la droite, la couleur devient plus vive.

Donc, la couleur d'un échantillon est désignée ainsi, par exemple :

5 R 3 / 4
HUE VALUE CHROMA

III. MICROSCOPIE.

III.1. Microscope polarisant : Appareil Olympus.

III.2. Microscope électronique à balayage : JEOL JMS-84

But : étudier les minéraux en place surtout les cryptominéraux tels que les argiles et les oxydes de fer.

Le capteur du microscope électronique à balayage reçoit plusieurs types de faisceaux:

- Le faisceau secondaire donne des images sur l'écran.
- Le faisceau rétrodiffusé fait apparaître en clair sur l'écran les éléments lourds.
- Le faisceau du rayon X fournit une analyse chimique.

IV. DIFFRACTOMETRIE X DE POUDRE NON ORIENTEE.

But : Cette méthode fournit la minéralogie de la roche totale.

- Générateur de rayon X Philips PW 1010.
- Anticathode en cuivre, raie $k\alpha$, $\lambda = 1,54 \text{ \AA}$.
- Intensité: 20 milliampères.
- Tension: 40 kilovolts.
- Sensibilité: 10^{-3} .
- Les raies caractéristiques utilisées sont répertoriées dans l'annexe 1.

V. DIFFRACTOMETRIE X SUR LAME ORIENTEE.

But : Cette analyse fournit la minéralogie des argiles qui serviront comme indicateur des anciennes conditions physico-chimiques. On utilise le même appareil que pour la diffractométrie X de poudre non orientée.

Pour ce type d'analyse, on utilise la fraction inférieure à 2 microns après tamisage à l'eau des échantillons meubles ou après broyage des échantillons indurés.

La diffractométrie sur lame orientée sera étudiée avec trois diffractogrammes: un sur lame orientée sans traitement, un après traitement à l'éthylène-glycol, un par chauffage à 490°C pendant deux heures.

V.1. Préparation.

La préparation consiste à obtenir la fraction inférieure de 2 microns qui sert pour les analyses des argiles (annexe 2). Autrement dit, la fraction dite argileuse est en fait la fraction granulométrique inférieure à 2μ .

V.2. Estimation semi-quantitative relative des argiles

V.2.1. Principe:

" Pour chaque espèce argileuse, on mesure la hauteur de la réflexion $d(001)$ prise sur le diffractogramme de l'essai glycolé où les réflexions sont les plus espacées" (HOLTZAPFFEL, 1985, p. 97).

Pour les interstratifiés, on utilise les diffractogrammes sur lame orientée après chauffage, car dans les autres diffractogrammes sur lame orientée sans traitement et après traitement à l'éthylène-glycol, la hauteur des interstratifiés est difficile à estimer en présence de chlorite, vermiculite, ou smectite.

L'erreur physique de cette méthode est d'environ 5% de la fraction fine.

V.2.2. Les facteurs correctifs:

Ils dépendent de la cristallinité du minéral, donc sa "surface de la réflexion" intervient. HOLTZAPFFEL (1985, p.102) a donc proposé des valeurs de facteurs correctifs pour chaque minéral (Tab. 2.1).

V.2.3. Les calculs.

Après calcul des valeurs propres à chaque minéral ($V = \text{hauteur} \times \text{facteur correctif}$). La composition du mélange est obtenue en ramenant la somme des valeurs à 100%. La somme totale est :

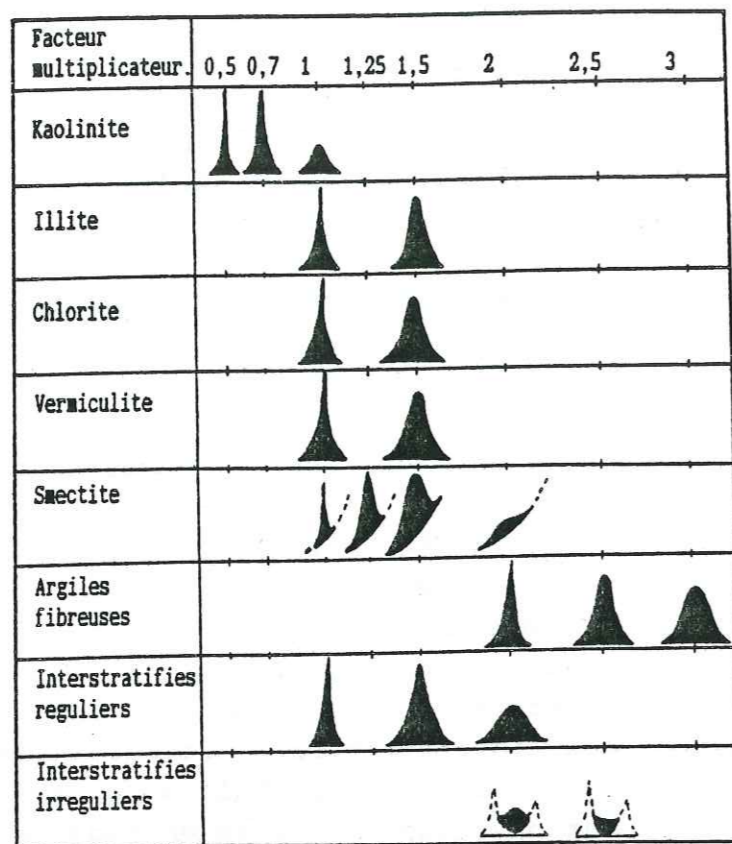
$$S = V_A + V_B + V_C$$

Alors, la composition est :

$$\text{Abondance de A} = (V_A / S) \times 100\%$$

$$\text{Abondance de B} = (V_B / S) \times 100\%$$

$$\text{Abondance de C} = (V_C / S) \times 100\%$$



Tab.2.1. Valeurs des facteurs multiplicateurs proposées pour les différents minéraux argileux, en fonction de la réflexion principale. (HOLTZAPFFEL, 1985, Fig.57, p.102).

VI. GEOCHIMIE.

La géochimie permet de suivre l'évolution des espèces chimiques d'un faciès à l'autre, notamment Fe_2O_3 et FeO qui sont les principaux responsables des différentes couleurs des sédiments.

Deux méthodes chimiques ont été utilisées: la fluorescence X pour les espèces majeures et la voie humide pour FeO , car la fluorescence X ne différencie

pas les teneurs en Fe_2O_3 (fer ferrique) et en FeO (fer ferreux).

VI.1. La fluorescence X.

But : L'évolution des espèces chimiques majeures d'un faciès à un autre.

L'appareil LINK XR 500 utilise la fluorescence X par dispersion d'énergie. Les erreurs standard dépendent de chaque espèce chimique et sont répertoriées dans l'annexe 3. L'analyse fournit le pourcentage des espèces suivantes : SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (fer total), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 . Notons que Fe_2O_3 ne signifie pas le pourcentage du fer ferrique mais du fer total exprimé sous forme du fer ferrique.

VI.2. La voie humide.

But : Cette méthode complémentaire de l'analyse par fluorescence X, permet de différencier les teneurs en fer ferreux et en fer ferrique.

VI.2.1. Principe : Ce dosage volumétrique est basé sur la réaction d'oxydo-réduction du fer ferreux et du fer ferrique, en milieu acide; la réaction de base est suivante:



et



Le nombre d'oxydation du Cr passe de 6 à 3 et comme il y a 2Cr dans l'ion bichromate on obtient $2Cr^{3+}$, ce qui nécessite 6 électrons. La neutralité est assurée par $14H^{+}$ et la conservation des oxygènes et des hydrogènes entraîne la formation de $7H_2O$, la réaction est :



Donc, une solution 1N de $\text{Cr}_2\text{O}_7^{--}$ contient 1/6 mole de $\text{Cr}_2\text{O}_7^{--}$, alors que la solution 1/100 contient 1/600 mole de $\text{Cr}_2\text{O}_7^{--}$. Quand on utilise V cc de la solution de bichromate de potassium pour titrer, cela signifie que :

$$\frac{V}{600 \times 10^3} \text{ moles de } \text{Cr}_2\text{O}_7^{--}$$

On sait qu'une mole de $\text{Cr}_2\text{O}_7^{--}$ réagit avec 6 moles de Fe^{++} et une mole du FeO représenté 71,85 grammes. Donc le poids p du FeO titré par $\text{Cr}_2\text{O}_7^{--}$ est :

$$p = 6 \times \frac{V}{6 \times 10^5} \times 71,85 \text{ grammes}$$

Le pourcentage du FeO est ainsi calculé:

- Pour la solution N/100 :

$$\% \text{ FeO} = V \times 0,07185$$

- Pour la solution N/10 :

$$\% \text{ FeO} = V \times 0,7185$$

VI.2.2. Préparation :

Ce type d'analyse nécessite d'abord un broyage qui doit être mené avec précaution car deux phénomènes peuvent modifier les résultats :

- La contamination du fer par l'acier du mortier.
- L'oxydation du fer ferreux à l'air libre par échauffement dû au broyage .

On évite ces deux phénomènes en broyant à la main avec un mortier en agate ou en tungstène et en ajoutant de l'alcool absolu (éthanol, $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$)

VI.2.3. Procédé.

Pour chaque échantillon, deux prises d'essai de 1 gr sont analysées . La moyenne des résultats obtenus sur ces deux prises fournit le pourcentage en FeO.

On pèse 1 gramme de roche dans un creuset en platine et on remplit le creuset avec 1cc d'acide sulfurique au 1/2 en ayant soin de bien humecter la poudre pour éliminer le carbonate. Puis la silice sera attaquée en finissant de remplir le creuset jusqu'à 1cm du bord avec de l'acide fluohydrique. L'attaque de la silice est faite au bain de sable à une température moyenne (environ 50°C) pendant une heure ou une heure et demi.

Pendant ce temps, une solution de titrage est préparée à froid dans un bécher de 200cc d'eau distillée, 8 à 10 grammes d'acide borique, 50cc d'acide sulfurique au 1/2, 50cc d'acide phosphorique.

A la fin de l'attaque le creuset sera disposé entre des cubes de glace pour obtenir un refroidissement rapide. Le creuset et son couvercle sont placés dans la solution de titrage et rincés avec l'eau distillée. On ajoute une à deux gouttes de diphénylsulfonate de baryum ou de sodium dans cette solution. La titration sera faite par le bichromate de potassium en solution N/10 (ou N/100 si la teneur en FeO est faible) jusqu'à l'obtention d'une coloration bleu-violette persistant 30 secondes à une minute. La solution de titrage doit être continuellement agitée pendant le dosage. Au cours de la titration, on note l'apparition de la coloration verte due aux sels de chrome annonçant la fin du dosage.

CHAPITRE 3
LA MOLASSE ROUGE OLIGOCENE DE BARLES

- I . INTRODUCTION
- II . BIBLIOGRAPHIE
- III . DEFINITION DES LITHOFACIES ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS
- IV . DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DE LA MOLASSE ROUGE DE BARLES
- V . MINERALOGIE ET GEOCHIMIE
- VI . DESCRIPTION MICROSCOPIQUE DU FACIES GRIS DE BARLES
- VII . DESCRIPTION MICROSCOPIQUE DU FACIES ROUGE DE BARLES
- VIII. RESUME DES OBSERVATIONS
- IX . INTERPRETATION DES DONNEES MACROSCOPIQUES
- X . INTERPRETATION DES DONNEES MICROSCOPIQUES
- XI . INTERPRETATION DES DONNEES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES
- XII . CONCLUSION DE L'ETUDE DE LA COLORATION DE LA MOLASSE ROUGE DE BARLES

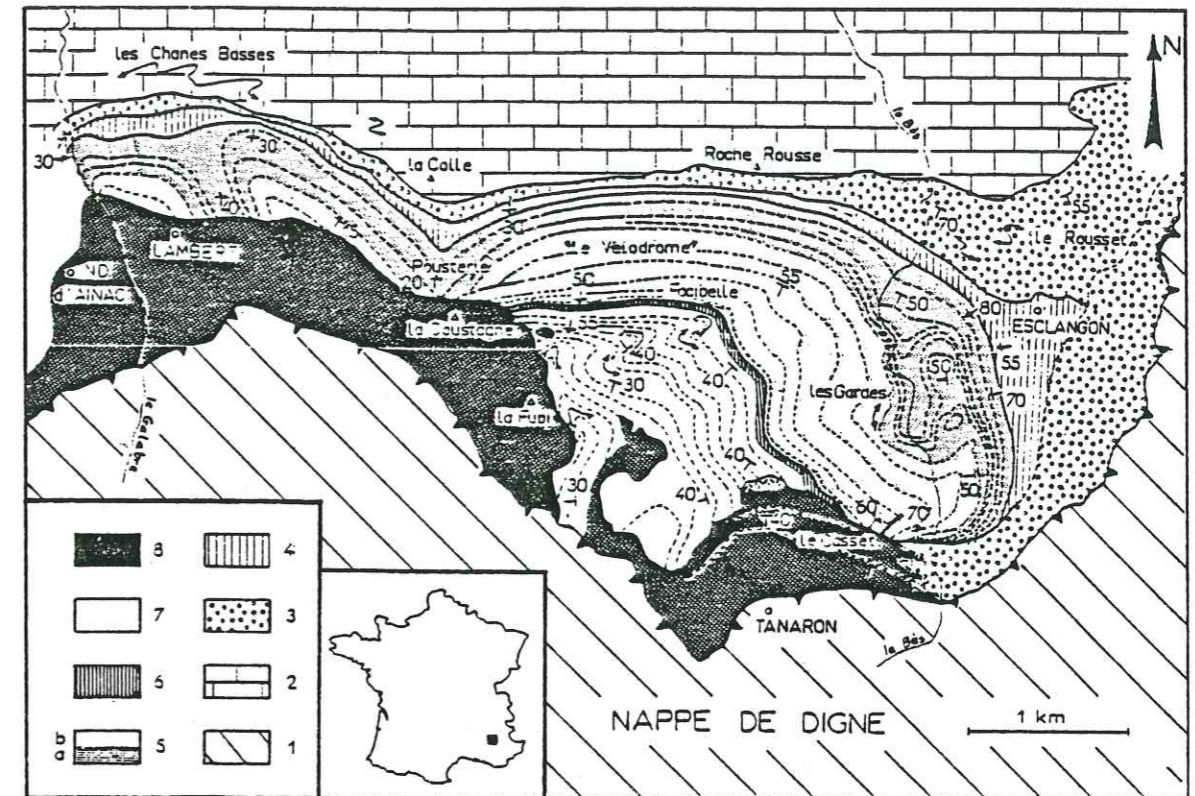


Fig.3.1. Carte géologique simplifiée de la bordure nord du bassin tertiaire de Digne entre Lambert et Eslangon. 1: Trias et Lias; 2: Substratum mésozoïque de la série tertiaire de la demi-fenêtre de Barles; 3: Molasse rouge; 4: Molasse intermédiaire; 5: Molasse marine burdigalienne (a: faisceau inférieur de bancs calcaréo-sableux, b: faisceau supérieur marno-sableux); 6: Molasse marine helvétique-tortonienne (niveau à Cerithes); 7: Molasse jaune; 8: Bassin résiduel. La stratification est soulignée par des pointillés (d'après GIGOT et al., 1974).

I. INTRODUCTION

Située au Nord du bassin molassique de Digne, la demi-fenêtre de Barles comporte une série détritique tertiaire (Fig.3.1).

Cette série molassique débute par une " Molasse rouge " continentale oligocène, elle se poursuit par une " Molasse intermédiaire lacustre", puis elle s'achève par une molasse marine burdigalienne. La "Molasse rouge" présente une couleur générale rouge qui n'est pas uniforme mais co-existe avec des zones grisâtres. L'origine de ces deux couleurs, rouge et grise, et la relation entre elles font l'objet de cette étude.

II. BIBLIOGRAPHIE

Les dernières études géologiques effectuées sur cette région (Beaudoin, 1966,1975; Gigot, 1974) ont plus porté sur la tectonique que sur la sédimentation ou la coloration de la Molasse rouge.

Dans le bassin dont la structure est compliquée par la tectonique (BEAUDOIN, 1966, p.458) la Molasse rouge réputée continentale constitua une zone d'épandage au pied du relief mésozoïque. Elle débute par une formation bréchique de base et se poursuit par des sédiments plus fins apportés par des chenaux. Puis, avec la " Molasse intermédiaire ", le milieu lacustre domine (GIGOT, 1974, p.132). Enfin, la mer envahit le bassin où elle dépose la " Molasse marine " grise, à pattes d'oiseau, burdigalienne (BEAUDOIN, 1974, p.188).

En résumé, la Molasse rouge de Barles est un faciès continental lié à une sédimentation fluviatile et saisonnière.

III. DEFINITION DES LITHOFACIÈS ET LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS

Sur la carte de La Javie 1-2, 1/20.000, coordonnées Lambert III zone Sud, le secteur étudié est situé entre les coordonnées x = 914 à 915, y = 220 à 221 (Fig.3.2).

Les échantillons furent prélevés dans la Molasse rouge, le long de la coupe naturelle du Bès et au Sud de la barre de Roche Rousse.

Cette molasse est constituée par :

- dans les chenaux: des bancs de grès grossiers et des petits lits marneux.
- dans la plaine d'inondation :
 - * des bancs de silts et de marnes.
 - * des bancs de " grès".

L'analyse de la diffractométrie X de poudre non orientée montre que la calcite occupe plus de 50% de la roche totale et le quartz, principal composant détritique, moins de 45% ; mais l'observation microscopique montre que cette calcite est un ciment épigénétique qui envahit les grains détritiques. On ne doit donc pas tenir compte de la teneur élevée en calcite pour caractériser ce lithofaciès.

La dimension de la majorité des grains de quartz est comprise entre 2 et 0,050mm : ces bancs de "grès" sont classés dans la catégorie des grès silteux (SCOLARI et LILLE, 1973).

Les échantillons se classent, d'une part en fonction de la couleur, d'autre part en fonction du lithofaciès (Tab.3.1).

Lithofaciès	Membre molassique		Membre marneux
	Faciès gris	Faciès rouge	
Marnes	3, 19	4	5, 6, 7, 8, 10
Silts	18, 2	1	11
Grès silteux	20b, 21	20a, 22	
Grès	23, 24	25	

Tab.3.1. Classification des échantillons de la Molasse rouge de Barles (Ba) en fonction de la couleur et du lithofaciès.

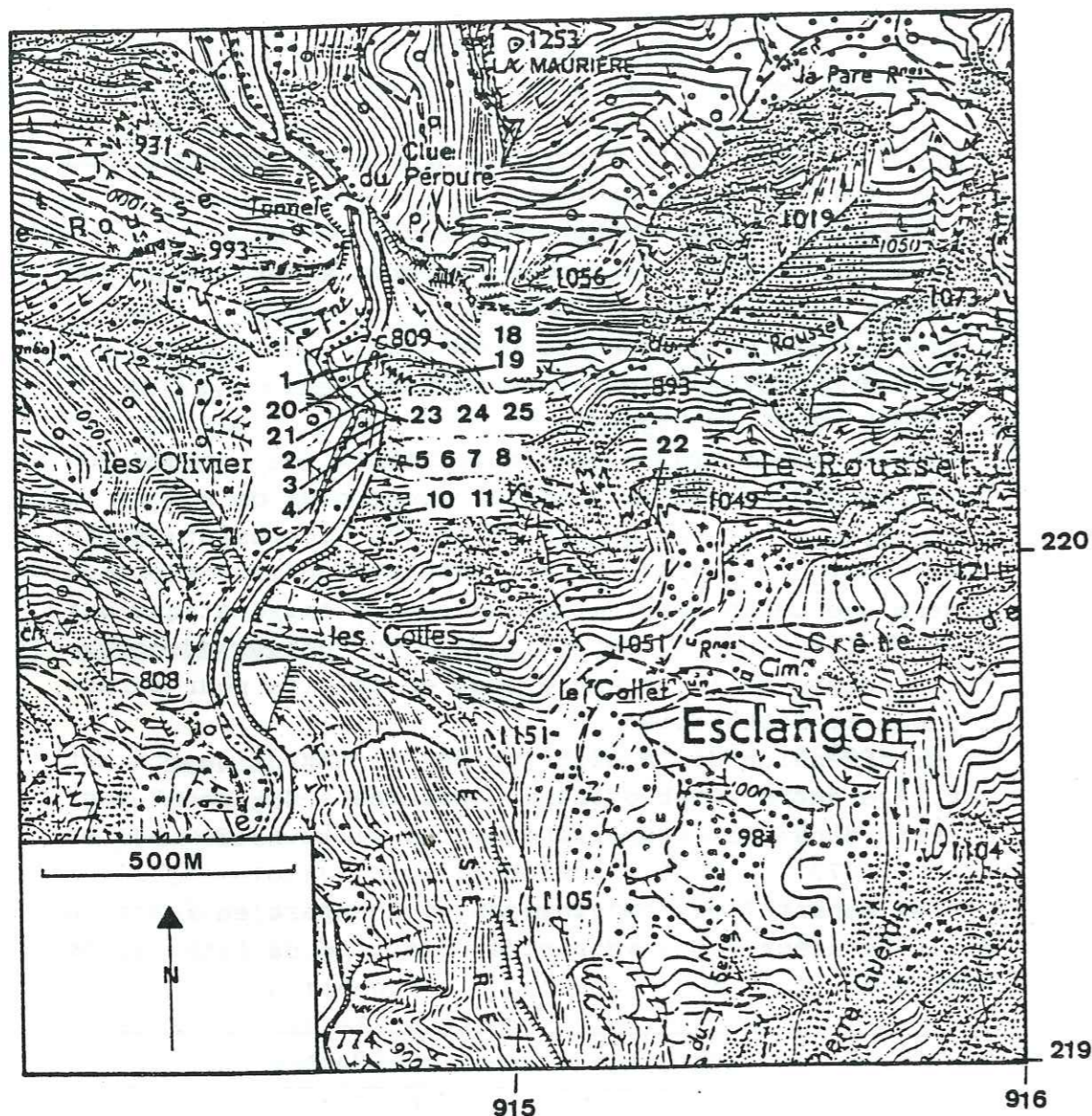


Fig.3.2. Localisation des échantillons de la Molasse rouge de Barles.

IV. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DE LA MOLASSE ROUGE DE BARLES

IV.1. Description générale de la série.

La colonne stratigraphique (Fig.3.3) montre que la molasse rouge de Barles comporte une série détritique. Du bas vers le haut, on distingue :

IV.1.1. Le membre bréchique de base (environ 130 mètres d'épaisseur) est en discordance sur le Calcaire tithonique, qui forme un paléorelief en bordure du bassin.

Les éléments de cette brèche sont des blocs anguleux de ce calcaire, dont la dimension est d'une dizaine de centimètres. Le ciment est rougeâtre, fin, et dur.

Le membre bréchique se termine par quelques bancs durs à bloc calcaireux de plus petite dimension (quelques centimètres). Le ciment est toujours rougeâtre, fin et dur. Ces bancs durs dont l'épaisseur est d'environ trente centimètres sont séparés par des bancs marneux rougeâtres d'épaisseur métrique.

On y rencontre un chenal qui descend directement du paléorelief. Les bancs gréseux sont plus épais au centre du chenal et biseautés en bordure (Pl.1, Photo.1).

IV.1.2. Le membre molassique (environ 300 m d'épaisseur) est formé par trois types d'alternances, de bas en haut, de silts et de marnes, puis de grès silteux et de marnes et finalement de silts et de marnes.

IV.1.2.1. L'alternance inférieure de silts et de marnes (80 m d'épaisseur). Les bancs silteux épais de trente centimètres sont séparés par des bancs marneux épais de un à deux mètres. Ces bancs présentent très souvent une patine superficielle rouge, mais en cassure fraîche et en profondeur, ils sont gris.

La base des bancs silteux est marquée par des load-casts et leur surface par des mud cracks, des traces de vers et des racines présentant une coloration verte ou grise.









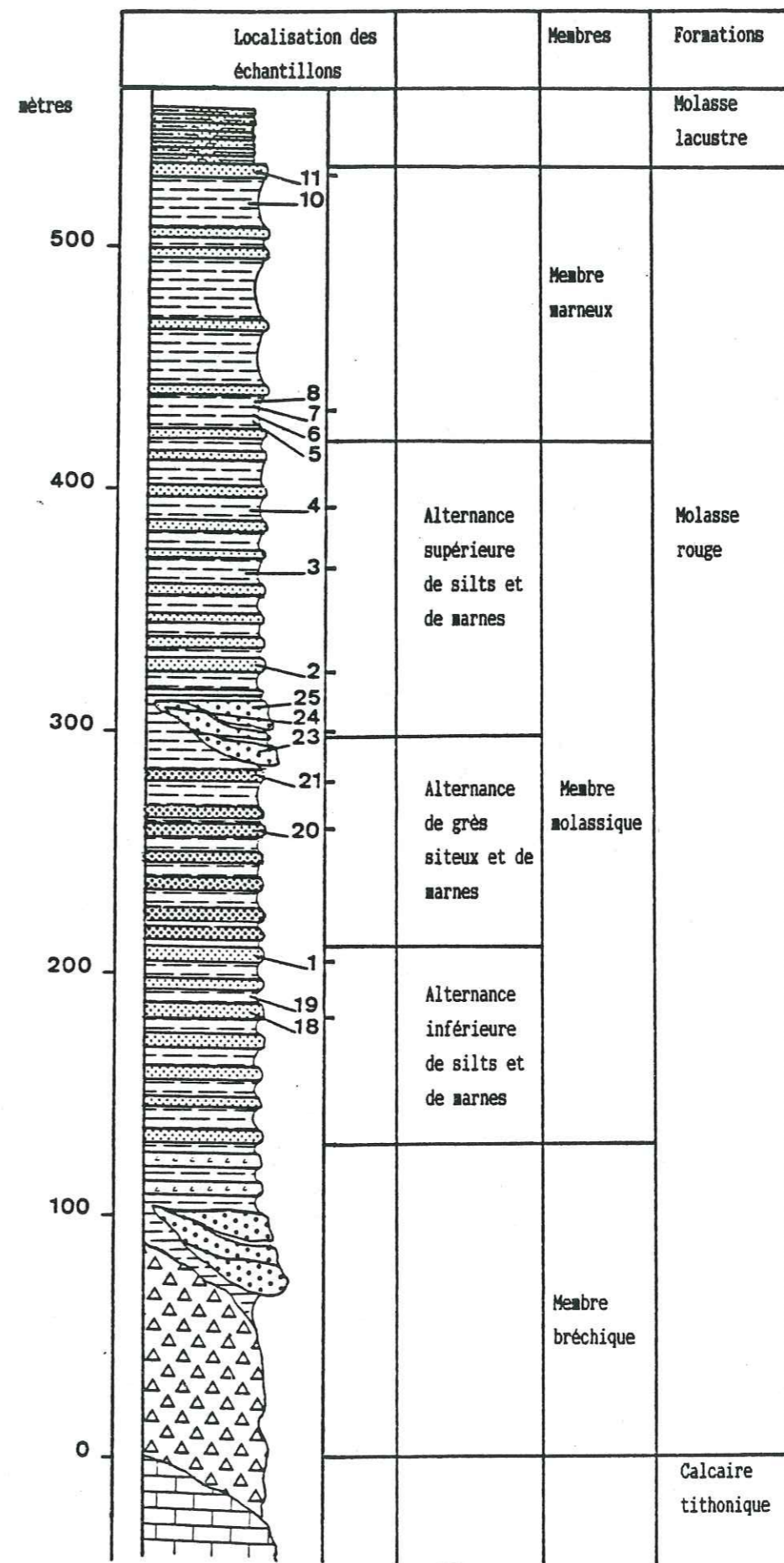
-  Molasse lacustre
-  Marnes
-  Silts
-  Grès silteux
-  Grès
-  Brèche à éléments inférieurs à 2cm
-  Brèche
-  Calcaire tithonique

Fig.3.3. Colonne stratigraphique de la molasse rouge de Barles.



IV.1.2.2. L'alternance de grès silteux et de marnes (90 m) Les bancs grés-silteux dont l'épaisseur varie entre trente et cinquante centimètres renferment des grains verts de glauconie détritique et leur base est parfois conglomératique, contenant des galets de roches métamorphiques. Ces bancs grés-silteux sont souvent entièrement gris ou entièrement rouges ou bariolés (rouge et gris) (Pl.1, Photo.2). Ils comportent des load-casts à leur base, des mud cracks à leur surface. Les bancs marneux, d'épaisseur centimétrique à métrique, représentent la même variation de coloration que les grés silteux: soit entièrement rouges, soit entièrement gris, soit bariolés.

IV.1.2.3. L'alternance supérieure de silts et de marnes est épaisse d'environ 130 m. La fréquence des bancs silteux diminue et celle des marnes augmente et le passage au membre suivant est progressif.

IV.1.3. Le membre marneux est constitué par une importante formation marneuse de couleur jaune dans laquelle s'intercalent quelques bancs silteux épais d'une vingtaine de centimètres.

IV.1.4. Les bancs de grés grossiers des chenaux sont gris. La structure est généralement entrecroisée et, à l'intérieur de chaque chenal, le litage est oblique arqué.

IV.2. La coloration de la Molasse rouge de Barles

La coloration de la Molasse rouge n'est pas uniforme, elle se répartit différemment selon la nature des corps sédimentaires où elle se trouve :

1/ Dans les chenaux, les grés sont gris; de très rares petits lits marneux rouges de quelques centimètres d'épaisseur s'intercalent parfois dans les grés gris.

2/ Dans la plaine d'inondation, les bancs grés-silteux, silteux, marneux sont entièrement rouges ou entièrement gris. De plus, les grés silteux et les marnes peuvent aussi être bariolés.

La limite faciès gris/faciès rouge se présente de deux manières :

* Cette limite est confondue avec la surface lithologique (Pl.2, Photo.1).

* Dans les bancs grés-silteux bariolés, la limite est irrégulière et correspond à une pénétration du faciès rouge dans le faciès gris sous-jacent (Pl.2, Photo.2).

V. MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE

Les résultats des analyses minéralogiques de la roche totale, par diffractométrie X de poudre non orientée sont présentés dans le tableau 3.2; ceux des argiles fournis par diffractométrie X sur lame orientée sont présentés dans le tableau 3.3.

Les résultats des analyses géochimiques, par fluorescence X et par voie humide sont présentés sur le tableau 3.4 .

Les compositions minéralogiques moyennes des roches totales sont présentées sur le tableau 3.5.

Les argiles comprennent de l'illite, de la kaolinite, des interstratifiés illite-smectite, smectite-chlorite, et de la vermiculite (Fig.3.4).

Faciès	Lithofaciès	Echantillons	Couleurs	Quartz	Goethite	Hématite	Glauconie	Mica	Calcite	Argiles
Gris	Marnes	Ba3	N6	36	8	0	6	3	39	8
	"	Ba19	N7	5	0	0	6	0	85	4
	Silts	Ba2	N5	42	0	0	3	1	52	2
	"	Ba18	N5	10	0	0	5	0	81	4
	Grès silteux	Ba20b	N5	39	0	0	8	4	45	6
	"	Ba21	N5	26	0	0	11	0	57	7
	Grès	Ba23	N5	40	0	0	3	0	56	2
"	Ba24	N7	32	3	0	4	0	56	11	
Rouge	Marnes	Ba4	5R6/2	29	0	2	2	8	43	18
	Silts	Ba1	5R4/2	8	3	3	0	1	79	6
	Grès silteux	Ba20a	5R4/2	30	1	3	4	0	58	4
	"	Ba22	5R5/4	48	0	3	4	0	42	3
	Grès	Ba25	10R4/6	25	3	0	0	4	60	7
Membre marneux	Marne	Ba5	5R6/2	15	0	1	5	6	58	15
	"	Ba6	10R6/2	24	0	0	5	5	64	3
	"	Ba7	5YR5/6	5	2	2	14	7	55	16
	"	Ba8	10YR7/4	18	0	5	9	5	50	14
	"	Ba10	10YR6/2	27	0	4	6	0	58	5
	Silt	Ba11	10Y7/2	29	0	0	3	2	59	8

Tab.3.2. Résultats des analyses minéralogiques par diffractométrie X de poudre non orientée.

	Echantillons	Lithofaciès	Kaolinite	Illite	Illite-smectite
Gris	Ba3 (N6)	Marnes	14	39	47
	Ba2 (N5)	Silts	14	26	60
	Ba23 (N5)	Grès	14	26	60
	Ba24 (N7)	"	15	38	47
Rouge	Ba4 (5R6/2)	Marnes	19	28	53
	Ba5 (5R6/2)	"	12	34	54
	Ba6 (10R6/2)	"	13	43	44
	Ba1 (5R4/2)	Silts	14	25	61

Tab.3.3. Résultats des analyses minéralogiques par diffractométrie X sur lame orientée.

Echan (Ba)	Lithofaciès	Couleur	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PF
3	Marnes	N6	44,51	9,56	3,14	0,33	0,45	18,37	0	1,96	0,35	0,02	0,18	20,61
2	Silts	N5	49,45	3,43	1,16	0,15	0,58	25,28	0	0,48	0,24	0,02	0,18	20,12
20b	Grès silteux	N5	43,88	2,75	1,16		0,79	26,71	0,13	0,51	0,23	0,02	0,21	23,95
4	Marnes	5R6/2	31,80	5,82	2,02	0,06	0,80	29,68	0	0,94	0,23	0,03	0,18	27,93
1	Silts	5R4/2	16,07	3,60	0,93	0,09	0,66	45,49	0,02	0,62	0,10	0,04	0,25	31,96
20a	Grès silteux	5R4/2	38,75	3,55	1,32		0,85	28,61	0	0,65	0,25	0,02	0,2	25,75
5	Marnes	5R6/2	25,06	5,07	1,31	0,08	0,77	34,50	0,02	0,92	0,17	0,03	0,19	31,63
6	"	10R6/2	30,98	4,53	1,27	0,08	0,94	31,88	0	0,95	0,19	0,01	0,17	28,99
7	"	5YR5/6	30,97	6,47	2,01	0,06	1,25	27,17	0	1,19	0,23	0,01	0,22	29,83
8	"	10YR7/4	31,29	6,94	2,18	0,06	1,19	27,63	0,21	1,63	0,26	0,01	0,16	28,24
10	"	10YR6/2	34,99	8,27	2,26	0,08	1,33	24,61	0	1,34	0,29	0,01	0,21	25,38
11	Silts	10Y7/2	32,33	2,86	1,01	0,04	0,66	34,19	0,06	0,33	0,14	0,01	0,19	27,45

Tab.3.4. Résultats des analyses géochimiques par fluorescence X et par voie humide.

NB: * Fe₂O₃ présente le fer total.
 * FeO fourni par voie humide.
 * PF: Perte au feu.

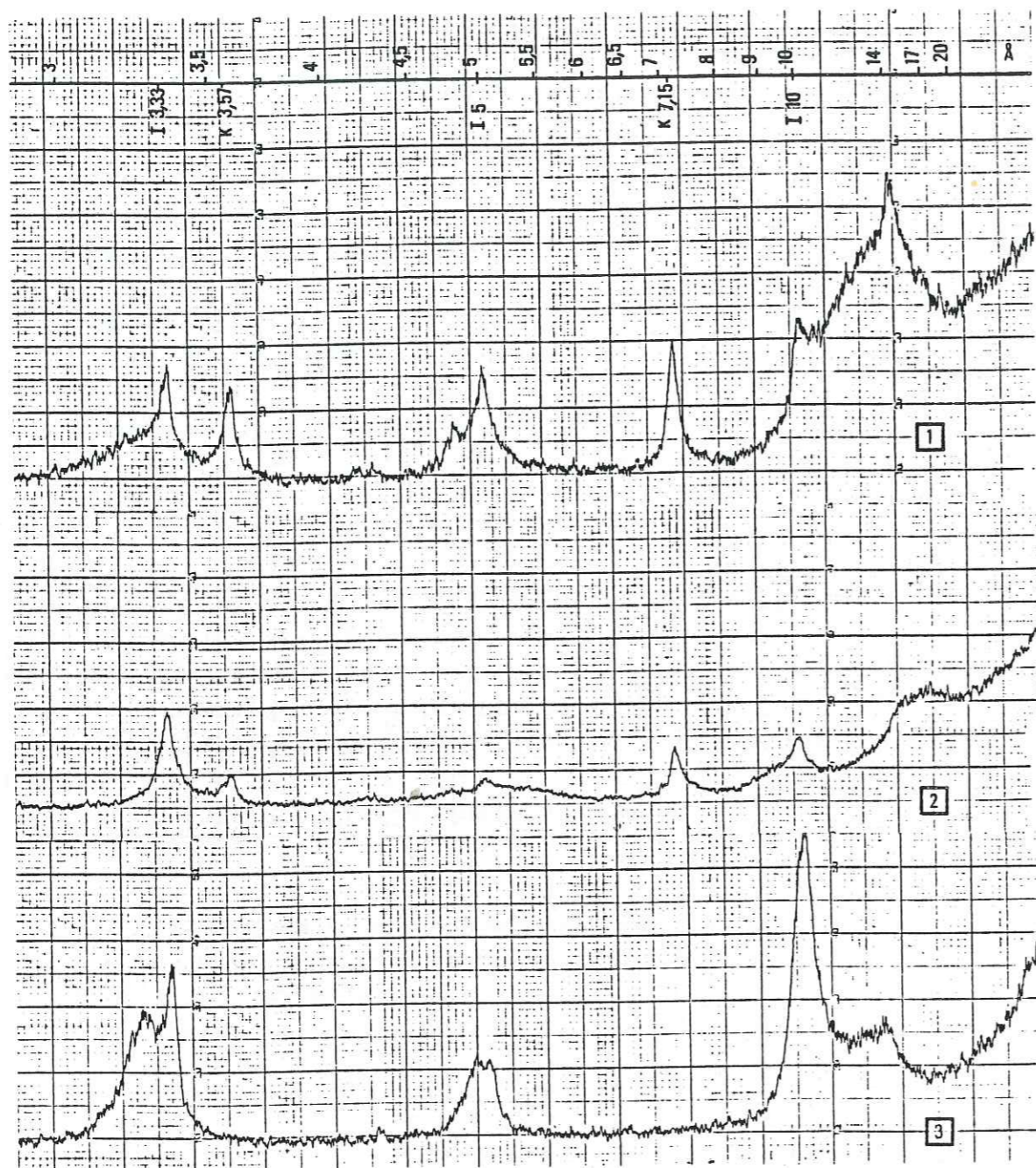


Fig.3.4. Diffractogrammes X sur lame orientée de l'échantillon Bai (*).

- 1: Diffractogramme sans traitement.
- 2: Diffractogramme après traitement à l'éthylène-glycol.
- 3: Diffractogramme après chauffage.

- (*)
- L'illite est déterminée par la raie caractéristique à 10Å dans tous les traitements.
 - La kaolinite est déterminée par la raie caractéristique à 7,15Å qui disparaît après chauffage.
 - L'interstratifié illite-smectite est déterminé par une diminution du fond continu entre 10 et 14Å avec un décalage vers 14Å dans le diffractogramme après traitement à l'éthylène-glycol et par un renforcement de la raie à 10Å après chauffage.
 - L'interstratifié smectite-chlorite est déterminé par un dôme situé entre 14 et 17Å après traitement à l'éthylène-glycol. Ce dôme se déplace vers 14Å et devient un pic plus ou moins net après chauffage.
 - La smectite seule n'est pas signalée car la raie à 17,7Å n'est pas accentuée. Mais au microscope électronique à balayage, sur la surface des grains de glauconie, il existe une formation assez comparable à la smectite citée par BORNHOLD et al. (1985). C'est à dire que cette argile peut être un mélange des interstratifiés à feuillets de smectite.
 - L'existence de la vermiculite est très probable avec la raie à 4,8Å.

Faciès	Lithofaciès	Echantillons (Ba)	Quartz	Goethite	Hématite	Glauconie	Mica	Calcite	Argiles
Gris	Marnes	3, 19	21	4	0	6	2	62	6
	Silts	2, 18	26	0	0	4	0	67	3
	Grès silteux	20b, 21	33	0	0	10	2	51	7
	Grès	23, 24	36	2	0	4	0	56	7
Rouge	Marnes	4	29	0	2	2	8	43	18
	Silts	1	8	3	3	0	1	79	6
	Grès silteux	20a, 24	39	1	3	4	0	50	4
	Grès	25	25	3	0	0	4	60	7

Tab.3.5. Compositions minéralogiques moyennes des divers faciès par diffractométrie X de poudre non orientée.

VI. DESCRIPTION MICROSCOPIQUE DU FACIÈS GRIS DE BARLES

VI.1. Microscope polarisant.

VI.1.1. La glauconie est en grains arrondis, verts et constituée par des agrégats non altérés (Pl.3, Photo.1).

VI.1.2. Les oxydes de fer se présentent sous forme de grains opaques de minéraux ferrugineux sans auréole de diffusion et de veines rougeâtres dans le ciment calcitique micritique (Pl.3, Photo.2).

VI.1.3. Les minéraux accessoires tels que mica, feldspaths ne sont pas altérés (Pl.3, Photo.1).

VI.1.4. La calcite forme le ciment micritique (moins de 4μ) ou microsparitique noyant les grains détritiques (Pl.3, Photo.1,2). Ce ciment calcitique peut envahir les grains détritiques par épigenèse.

VI.1.5. Le quartz se présente sous forme de grains très anguleux, non fissurés et de dimension variable : grossiers dans les chenaux et fins dans les grès silteux.

VI.2. Microscope électronique à balayage

VI.2.1. La glauconie se présente sous forme d'agrégats dont le diamètre est d'environ 200μ . L'agrégat comporte une surface soit lisse, soit constituée de feuillets onduleux (Pl.4, Photo.1, 2) :

VI.2.2. Les oxydes de fer forment des taches qui imprègnent le ciment mais ces taches sont assez rares.

VI.2.3. L'illite présente des feuillets riches en potassium (Pl.5, Photo.1, Fig.1).

VII. DESCRIPTION MICROSCOPIQUE DU FACIÈS ROUGE DE BARLES

VII.1. Microscope polarisant.

VII.1.1. La glauconie:

La glauconie est moins abondante ici que dans le faciès gris et les grains sont auréolés par des oxydes de fer (Pl.3, Photo.2).

VII.1.2. Les oxydes de fer: se présentent sous trois formes :

- a/ En imprégnation dans le ciment (rare).
- b/ En auréoles de diffusion autour des grains de glauconie, des micas .
- c/ En veines dans le ciment.

Les marnes sont visiblement plus riches en fer que les silts ou les grès silteux.

VII.1.3. Le mica se présente sous forme de plaquettes de muscovite.

VII.1.4. La calcite constitue toujours le ciment micritique et microsparitique.

VII.1.5. Le quartz se présente toujours sous forme de grains anguleux, non fissurés.

VII.2. Microscope électronique à balayage

VII.2.1. La glauconie se présente sous le même aspect fondamental en grain arrondi que dans le faciès gris. Mais l'aspect de surface est très différent :

- a/ Les feuilletts onduleux de la surface du grain de glauconie non altérée s'ouvrent et se fragmentent en écailles (Pl.6, Photo.1, 2). Le passage du grain intact à la surface écaillée est marqué par une diminution des teneurs en fer et en potassium et une augmentation des teneurs en aluminium et en calcium (Pl.7, Fig.1, 2).

Ces écailles, absentes du faciès gris où la glauconie est inaltérée, peuvent donc être interprétées comme un faciès d'altération de cette glauconie.

VII.2.2. Les oxydes de fer sont observés sous deux formes :

a/ En écailles riches en fer à la surface des grains de glauconie altérée (voir VII.2.2, ci-dessus).

b/ En plaquettes hexagonales dont le diamètre est voisin de 1 à 2 μ (Pl.8, Photo.1,2; Pl.9, Photo.1, Fig.1). Ces plaquettes sont abondantes au sein du faciès rouge. L'analyse chimique au microscope électronique à balayage montre une grande richesse en fer à côté de la silice et de l'aluminium.

VIII. RESUME DES OBSERVATIONS (Tab.3.6)

VIII.1. Le faciès gris

Le faciès gris est général dans les chenaux, mais il existe aussi dans les bancs silteux, grés-silteux et marneux de la plaine d'inondation.

Les oxydes de fer y sont rares et sous forme de grains opaques sans auréole de diffusion.

La glauconie, les feldspaths, les micas sont intacts.

VIII.2. Le faciès rouge

Le faciès rouge est général dans les bancs marneux, silteux et grés-silteux dans la plaine d'inondation.

La limite entre faciès gris-faciès rouge se présente sous deux formes : soit confondue avec les limites lithologiques, soit sous forme de surfaces irrégulières au sein des bancs grés-silteux bariolés: le faciès rouge surmontant le faciès gris sous-jacent.

Les oxydes de fer sont abondants et se présentent sous plusieurs formes : en imprégnation ou en veine dans le ciment, en auréoles de diffusion autour de grains de glauconie (dont la surface présente des

	Faciès gris				Faciès rouge			
	Marnes	Silts	Grès silteux	Grès	Marnes	Silts	Grès silteux	Grès
Glauconie: - % (RXP)	6	4	10	4	2	0	4	0
- Intact	X	X	X	X	-	-	-	-
- Altérée	-	-	-	-	X	*	X	*
Goethite: - % (RXP)	4	0	0	2	0	3	1	3
Hématite: - % (RXP)	0	0	0	0	2	3	3	0
- Plaquettes hexagonales	*	-	-	-	*	*	X	X
- Veine ferrugineuse *	-	-	-	-	*	X	X	X
MgO: - % (RXF)	0,45	0,58	0,79	*	0,80	0,66	0,85	*
K ₂ O: - % (RXF)	1,96	0,48	0,51	*	0,94	0,62	0,65	*
Fe ₂ O ₃ : - % (RXF)	3,14	1,16	1,16	*	2,02	0,93	1,32	*
FeO: - % (VH)	0,33	0,15	*	*	0,06	0,09	*	*
TiO ₂ : - % (RXF)	0,35	0,24	0,23	*	0,23	0,10	0,25	*
Al ₂ O ₃ : - % (RXF)	9,56	3,43	2,75	*	5,82	3,60	3,55	*
SiO ₂ : - % (RXF)	44,51	49,95	43,88	*	31,80	16,07	38,75	*
Na ₂ O - % (RXF)	0	0	0,13	*	0	0,02	0	*

RXP: diffractométrie X de poudre non orientée - : absent
 RXL: diffractométrie X sur lame orientée X : observé
 RXF: fluorescence X * : non étudié
 VH : voie humide

Tab.3.6. Résumé des observations dans la Molasse rouge de Barles.

des écailles riches en fer) et en plaquettes hexagonales.

VIII.3. La calcite du ciment dans le faciès rouge comme dans le faciès gris est toujours épigénétique micritique et microsparitique corrodant même des grains détritiques.

IX. INTERPRETATION DES DONNEES MACROSCOPIQUES

Le problème des relations entre couleur rouge et couleur grise dépend en partie du milieu de sédimentation :

Selon le modèle proposé par FRIEND (1966) (voir II.2., chapitre 1, Fig. 1.3), le milieu réducteur vert est lié aux grès des chenaux et le milieu oxydant rouge aux limons de débordement de la plaine d'inondation.

Or la Molasse rouge de Barles montre :

- Des chenaux composés de bancs gréseux gris et, parfois, de quelques petits lits marneux rouges d'épaisseur centimétrique.

- Une plaine d'inondation composée de bancs silteux, grés-silteux, marneux entièrement rouges ou entièrement gris et de bancs grés-silteux bariolés dont la partie supérieure est rouge et la partie inférieure grise.

Trois cas sont à considérer :

1/ Les bancs grés-silteux bariolés ont subi une exposition à l'air libre de courte durée: après le dépôt d'un rythme sédimentaire, l'oxydation s'amorce et la couleur rouge apparaît. Mais l'arrivée de nouveaux sédiments enfouit rapidement le dépôt précédent et bloque le processus d'oxydation et de rubéfaction. Le faciès rouge se présente alors sous une faible épaisseur, d'environ dix à vingt centimètres : le temps d'exposition à l'air libre de ces sédiments a été très court.

2/ L'existence de petits lits marneux rouges intercalés dans les grès gris des chenaux s'explique aussi par la rythmicité irrégulière de la

sédimentation : après le dépôt du matériel grossier (grès gris), le cours d'eau s'épuise et dépose du matériel fin (marnes grises). Puis la sédimentation s'arrête et ce matériel fin, exposé à l'air, devient rouge par oxydation du fer ferreux en fer ferrique. En suite, la sédimentation reprend avec l'apport de matériel grossier. Le temps d'exposition à l'air libre, est ici plus long que dans le cas précédent car la rubéfaction des niveaux marneux est totale.

3/ Les bancs grés-silteux entièrement rouges résultant de la sédimentation des limons gris de débordement, longuement exposés à l'air libre, s'oxydent et deviennent rouges.

En admettant que les couleurs rouge et grise sont liées au phénomène d'oxydo-réduction, dans la Molasse rouge de Barles, la couleur rouge des sédiments est donc liée à un phénomène d'oxydation postérieur au dépôt :

- Le faciès gris, correspondant à un milieu réducteur, n'est pas limité aux chenaux d'apport des sédiments, mais existe également dans le limon de la plaine d'inondation quand il est rapidement enfoui et protégé.

- Le faciès rouge, correspondant à un milieu oxydant, est général dans la plaine d'inondation et existe occasionnellement aussi au sein des chenaux d'apport. La molasse rouge de Barles n'est donc pas totalement comparable au modèle proposé par FRIEND : ici, la coloration dépend de la rapidité de la sédimentation qui règle la durée d'exposition à l'air des sédiments et leur oxydation.

La rythmicité de la sédimentation dans la Molasse rouge de Barles tantôt rapide, tantôt lente est responsable de l'inégale répartition de la couleur rouge.

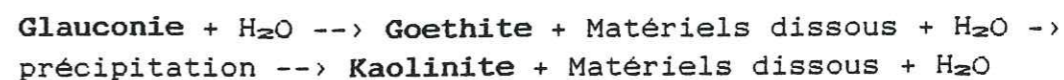
X. INTERPRÉTATION DES DONNÉES MICROSCOPIQUES

X.1. La glauconie.

Dans le faciès gris, la dualité de l'aspect de surface (surface lisse et feuillets onduleux) peut être expliquée par une usure partielle, au cours du transport, de la surface primitivement constituée de feuillets onduleux, usée et polie par brassage dans l'eau.

La conservation de la glauconie non altérée signifie une persistance du milieu réducteur après le dépôt.

Dans le faciès rouge, les auréoles de diffusion du fer autour de grains de glauconie sont la marque évidente d'une altération modérée. La glauconie stable en milieu réducteur se dégrade en milieu oxydant, WOLFF (1967) a proposé un schéma de cette altération :



Nous avons vu que l'altération de la glauconie se manifeste à la surface du grain par l'apparition d'écaillés.

Cette altération de la glauconie constitue une étape intermédiaire entre le produit originel (glauconie) et les produits finaux (goethite et kaolinite) du schéma proposé par WOLFF (1967) : cette étape se situe dans la zone de passage entre le milieu réducteur et le milieu oxydant (ici, dans l'échantillon Ba20a situé dans le faciès rouge, à 1cm au dessus de la limite avec le faciès gris). Au cours de cette étape, l'altération précoce de la glauconie fournit des interstratifiés à feuillets de smectite.

X.2. Les oxydes de fer et la kaolinite.

L'observation de la photo 1, planche 9 montre une plaquette hexagonale contenant une grande concentration en fer. Trois hypothèses sont envisageables : cette plaquette est soit de la kaolinite, soit de la goethite et soit de l'hématite.

- L'abondance en fer exclut que ces plaquettes puissent être de la kaolinite pure.

- La goethite cristallise dans le système orthorhombique et les arêtes délimitant la face hexagonale de type (001) devraient donner des contrastes homogènes car cette dernière est perpendiculaire aux faces de type (010) et (100). Or une observation attentive montre, au contraire, que les arêtes de la face hexagonale ne donnent pas des contrastes homogènes : le contraste de l'arête 1 permet de penser que la face 1 formant cette arête n'est pas perpendiculaire à la face hexagonale, mais qu'elle est oblique vers l'extérieur et s'agit vraisemblablement de la troncature (111). On peut raisonner de la même façon pour la face 2, cette face est oblique à la face hexagonale mais dans le sens inverse par rapport à la face 1. Cette plaquette n'appartient donc pas au système orthorhombique et n'est pas de la goethite : elle appartient plus probablement au sous-système hexagonal rhomboédrique et est vraisemblablement constituée d'hématite.

L'analyse chimique au microscope électronique à balayage de cette plaquette n'est pas représentative (PL.9, Fig.1). En effet, le diamètre de cette plaquette est d'environ 1μ , l'observation indique que son épaisseur est certainement très inférieure à cette dimension. Or le volume de pénétration du faisceau de rayon X est de l'ordre de $1\mu^3$. C'est à dire que le matériel situé en-dessous de la plaquette renvoie des électrons secondaires. La composition chimique de ce substratum est voisine de la composition chimique moyenne de la roche : calcite, quartz, argile,.... confirmé par la présence de Ca, Si, Al, K, Ba. Par conséquent, la composition de cette plaquette peut être considérée comme ne comportant que du fer. Autrement dit, cette plaquette rhomboédrique est un fragment d'hématite.

X.3. La calcite.

L'épigenèse calcitique est générale et existe dans tous les faciès, sous forme de micrite dans le ciment et microsparite autour des grains détritiques. Ce ciment épigénétique accompagné des veines ferrugineuses

rougeâtres est comparable au phénomène d'encroûtement carbonaté étudié par TRUC et al. (1985) dans bassin de Mormoiron (Vaucluse) où cet encroûtement est dû aux fluctuations de la nappe. Dans la Molasse rouge de Barles, la fluctuation est probablement plus importante que l'épaisseur des bancs car l'épigenèse calcitique présente toujours le même aspect dans tous les lithofaciès (silts, grès silteux et grès), ainsi que dans les deux faciès gris et rouge. Cela signifie que l'épigenèse calcitique est indépendante de la coloration et postérieure à celle-ci car elle entraîne les oxydes de fer et forme des veines ferrugineuses.

X.4. Conclusion des données microscopiques

Les analyses microscopiques allant du faciès gris au faciès rouge montrent les images successives de la glauconie intacte puis altérée en interstratifiés de smectite et puis en hématite et en kaolinite et mettent en évidence l'altération de la glauconie en milieu oxydant. Par rapport au modèle de WOLFF, nous avons déjà la suite :

Glauconie --> Interstratifiés à feuillets de smectite --> Hématite, Kaolinite.

Il manque le terme goethite intermédiaire entre smectite et kaolinite qui n'a pas pu être observé au microscope. La calcite est épigénétique et est plus tardive que le phénomène de rubéfaction.

XI. INTERPRETATION DES DONNEES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES

XI.1. La glauconie et les oxydes de fer

XI.1.1. Le phénomène d'oxydo-réduction

Les résultats des analyses géochimiques (Tab.3.4) montrent que le faciès gris est plus riche en fer ferreux que le faciès rouge (Fig.3.5).

La diffractométrie X de poudre non orientée (Tab.3.2.) montre que le faciès gris est riche en glauconie et pauvre en oxydes de fer; c'est l'inverse dans le faciès rouge en milieu oxydant : c'est donc l'altération de la glauconie et des biotites qui

fournit les oxydes de fer et transforme les limons gris en limons rouges.

Cette altération provoque un départ du fer du potassium, de l'aluminium du grain de glauconie (Pl. 7). Les oxydes de fer sont la goethite et l'hématite.

XI.1.2. Relation entre goethite et hématite.

L'échantillon Ba23 situé au sein du chenal ne contient pas de goethite et Ba 24 situé dans le même niveau gréseux mais en bordure du chenal (Tab.3.2) en contient : le chenal, milieu réducteur, maintient le fer à l'état ferreux. Sur le bord, le milieu plus oxydant transforme le fer ferreux de la glauconie en fer ferrique qui apparaît sous forme de goethite.

La goethite commence donc à se former dans le faciès gris, à proximité de la limite avec le faciès rouge. Dans le faciès rouge, les oxydes de fer se présentent sous forme de goethite et d'hématite. L'hématite se forme postérieurement à la goethite à partir de celle-ci deshydratée, car thermodynamiquement, l'inverse est impossible (l'hématite ne peut pas se réhydrater, LANGMUIR, 1971, p. 155). Cette deshydratation est confirmée par la présence des mud cracks, ce qui implique une période de sécheresse et un climat chaud à saisons alternées.

XI.1.3. L'association argile-fer.

Le fer ne précipite pas d'une manière autonome et s'associe avec l'argile, notamment la kaolinite : les analyses minéralogique et géochimique montrent en effet que dans la Molasse rouge de Barles, les marnes sont plus riches en fer que les silts ou les grès silteux (Fig.3.5). Le fer cristallise en cryptocristaux et appartient à la même fraction fine que les argiles.

XI.2. Les argiles.

XI.2.1. La kaolinite. (Tab.3.3)

Les grès silteux rouges contiennent sensiblement la même quantité de kaolinite et de Al_2O_3 que les grès silteux gris (Ba1 et Ba2). Par contre, les marnes rouges sont plus riches en kaolinite et leur teneur en

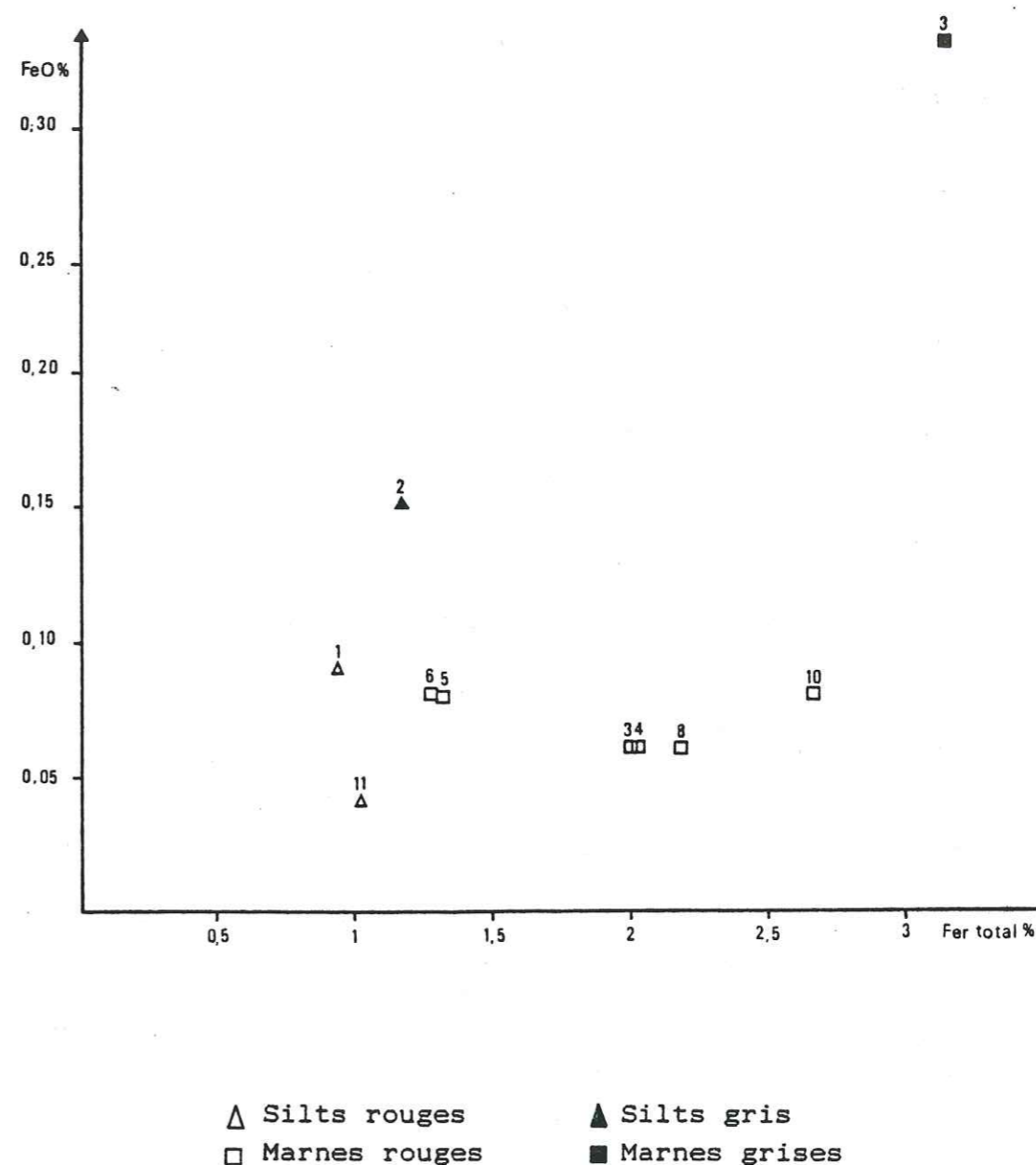


Fig.3.5. L'évolution du fer ferreux en fonction du fer total dans la Molasse rouge de Barles.

Al₂O₃ est plus faible que les marnes grises (Ba3 et Ba4) : dans les marnes grises, la teneur élevée en Al₂O₃ correspond donc à une plus grande abondance de l'illite par rapport à la kaolinite.

XI.2.2. L'interstratifié illite-smectite : la proportion de l'interstratifié évolue en sens inverse de celle de l'illite. Au point de vue des faciès de la coloration, la relation entre illite et interstratifié illite-smectite n'est pas significative. En revanche, entre les lithofaciès, on observe :

	Illite	Interstratifié illite-smectite
Marnes	36	50
Silts	26	61

Il s'agit probablement d'une altération par dégradation de l'illite en fonction de la granulométrie : les silts sont plus poreux et facilitent la transformation. Cette transformation peut se présenter dans la formation du sol sur calcaire étudiée par PAQUET (1970, p.153) et elle peut conduire l'illite jusqu'à la smectite : Illite → 10-14M → 10-14M-M → Montmorillonite.

XI.2.2.4. La vermiculite peut indiquer une pluviosité d'environ 1000 mm sur un sol calcaire (PAQUET, 1970, p.152)

XI.3. L'évolution des espèces chimiques

Pour examiner l'évolution des espèces chimiques du faciès rouge au faciès gris, deux échantillons Ba20a et Ba20b seront étudiés (Tab.1.4).

Il faut reconstituer toutes les analyses chimiques en éliminant le CaO et la perte au feu correspondante, car cette dernière est liée à la calcite épigénétique et postérieure à la coloration.

Le poids moléculaire du CaO est de 56 et celui du CO₂ est de 44. On obtient donc 56% de CaO et 44% de CO₂ dans 100% de calcite. La perte au feu liée à la calcite est :

- dans Ba20b : $(44 \times 26,71 / 56) = 20,98\%$
- dans Ba20a : $(44 \times 28,61 / 56) = 22,48\%$

La perte au feu des minéraux restant est :

- dans Ba20b : $23,95 - 20,98 = 2,97\%$
- dans Ba20a : $25,75 - 22,48 = 3,27\%$

Après l'élimination de la calcite et la perte au feu, les compositions chimiques deviennent :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅
Ba20b	83,88	5,24	2,21	1,5	0,2	0,9	0,4	0,03	0,4
Ba20a	79,57	7,25	2,60	1,7	0	1,32	0,5	0,04	0,4

Notons que la variation des espèces chimiques entre les faciès rouge et gris est très faible, toutefois on observe une augmentation de Al₂O₃ et de Fe₂O₃ dans le faciès rouge et de SiO₂ dans le faciès gris. Le lessivage est donc possible mais de faible ampleur.

XI.4. Conclusion des données minéralogiques et géochimiques

La variation du couple d'oxydo-réduction montre une conversion continue entre la glauconie du faciès gris vers les oxydes de fer (goethite et hématite) du faciès rouge. Cette continuité confirme que le faciès rouge n'est pas hérité mais provient de l'altération sur place de la glauconie et des silicates contenant du fer présentés dans le faciès gris.

XII. CONCLUSION DE L'ETUDE DE LA COLORATION DE LA MOLASSE ROUGE DE BARLES

XII.1. Schéma de la sédimentation.

La formation molassique de Barles commence par une molasse continentale et fluviatile. Le régime devient ensuite lacustre puis marin.

La molasse continentale dite " Molasse rouge " ne présente pas une couleur rouge uniforme. Elle est formée par des alternances de silts et de marnes, de grès silteux et de marnes. Dans ces alternances, certains bancs marneux, silteux ou grés-silteux sont entièrement rouges ou entièrement gris et certains bancs grés-silteux sont bariolés, gris à la base et rouges au sommet.

La répartition de cette coloration est liée à l'irrégularité de la sédimentation rythmique.

XII.2. Conditions physico-chimiques du dépôt.

1/ Dans le faciès gris :

* Le milieu confiné, réducteur ($Eh < 0$) est confirmé par:

- L'absence totale d'hématite et la présence occasionnelle de goethite.
- L'abondance du fer ferreux et de l'illite.
- La conservation de la glauconie, non altérée.

2/ Dans le faciès rouge :

* Le milieu oxydant ($Eh > 0$) est confirmé par :

- L'existence du fer ferrique sous forme de goethite et d'hématite.

- L'altération de la glauconie stable en milieu réducteur et instable en milieu oxydant.

Notons que le faciès fluviatile et les mud-cracks signifient un climat chaud à saisons alternées.

XII.3. Origine et nature des pigments.

L'existence de la goethite et de l'hématite dans le

faciès rouge permet de dire que ces deux minéraux sont responsables de cette couleur rouge.

Avant l'épigenèse calcitique, deux mécanismes de la coloration sont envisageables :

1	2
a/ Matériel déposé rouge.	a/ Matériel déposé gris.
b/ Réduction diagenétique dans le faciès gris	b/ Altération surface après le dépôt donne la couleur rouge.
	c/ Conservation de la couleur grise.
Epigenèse calcitique	

L'observation au microscope électronique à balayage ne montre aucune néoformation des argiles dans le micropores du faciès gris. Cela veut dire qu'il n'y avait pas de diagenèse dans le faciès gris avant l'épigenèse calcitique. Le mécanisme (1) ne peut pas être accepté et la couleur grise est donc originelle.

En résumé, la goethite et l'hématite proviennent de l'altération en milieu oxydant de la glauconie et peut-être de silicates ferrugineux. La glauconie, stable en milieu réducteur et non stable en milieu oxydant, s'altère au contact à l'air libre et forme des produits d'altération de la façon suivante (Fig.3.6) :

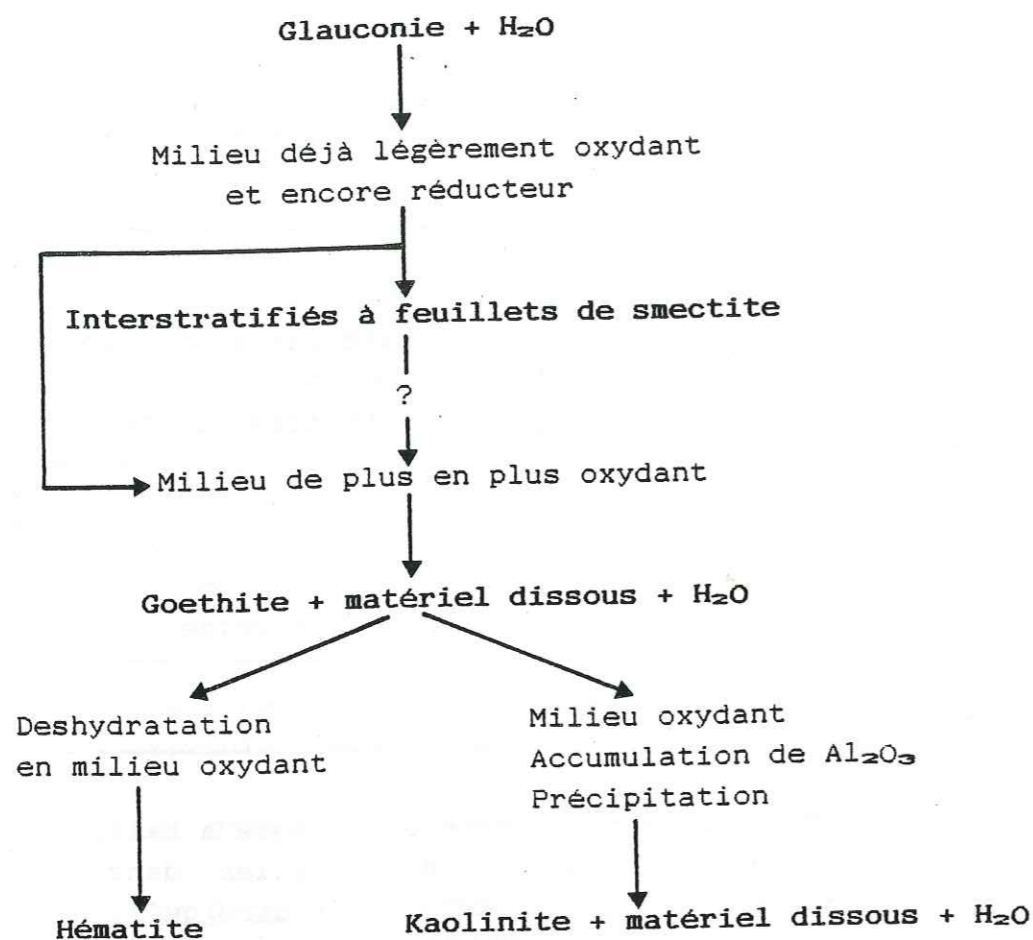


Fig.3.6. Altération de la glauconie dans la Molasse rouge de Barles : hypothèse de travail dérivée du schéma de WOLFF (1967).

La présence de goethite en bordure des chenaux (Tab.3.3, Ba23, Ba24) et du couple goethite-hématite dans le faciès rouge de la plaine d'inondation démontre la continuité de la transformation des oxydes de fer depuis le faciès gris jusqu'au faciès rouge et l'origine du faciès rouge par oxydation des faciès gris.

Au moment de son dépôt, la Molasse rouge de Barles a une couleur grise. La couleur rouge due à l'existence de goethite et d'hématite provient principalement de l'altération sur place de glauconie en milieu oxydant après la sédimentation. Cette altération est liée à un climat chaud à saisons alternées.

XII.4. Processus de la coloration en rouge.

1/ Processus général : Les grès grossiers abandonnés en masse dans les chenaux en milieu réducteur conservent leur couleur grise originelle. Les grès silteux, les silts et les marnes déposés en lamines successives dans la plaine d'inondation en milieu oxydant deviennent rouges par altération de la glauconie dont le fer libéré devient ferrique.

Cette altération se développe à la partie supérieure des sédiments qui viennent de se déposer, à contact à l'air libre, en milieu oxydant. La glauconie s'altère et engendre d'abord les interstratifiés à feuillets de smectite, puis de la goethite et finalement de la kaolinite. La goethite se transforme ensuite en hématite par deshydratation. La couleur rouge envahit peu à peu la couleur grise originelle par migration. Dans ce processus, la répartition de la couleur rouge dépend de l'irrégularité de la rythmicité de sédimentation :

* Quand cette rythmicité est très rapide, le temps d'exposition à l'air libre des sédiments est très court. Rapidement enfouis, ils conservent leur couleur grise originelle.

* Quand cette rythmicité est modérée, seule la partie supérieure des sédiments est oxydée: ainsi se forment les bancs bariolés.

* Quand cette rythmicité est très lente, l'ensemble du banc subit une oxydation complète, il devient entièrement rouge.

2/ Cas particulier des taches vertes au sein du faciès rouge: A la surface de la plaine d'inondation, les sédiments s'oxydent mais simultanément, les végétaux s'y développent. La matière organique forme un micro-milieu réducteur qui se traduit par les taches vertes disséminées au sein du faciès rouge.

CHAPITRE 4
SABLES ARGILEUX EOCENES DU ROYANS

- I . INTRODUCTION ET BIBLIOGRAPHIE
- II . LOCALISATION DES COUPES
- III . DESCRIPTION GENERALE DES AFFLEUREMENTS DU ROYANS
- IV . DESCRIPTION DU FACIES INCOLORE DU ROYANS
- V . DESCRIPTION DU FACIES JAUNE DU ROYANS
- VI . DESCRIPTION DU FACIES ROUGE DU ROYANS
- VII . DESCRIPTION DES FACIES VERT ET VIOLET DU ROYANS
- VIII. RESUME DES OBSERVATIONS DES SABLES EOCENES DU ROYANS
- IX . INTERPRETATION DES DONNEES MACROSCOPIQUES
- X . INTERPRETATION DES DONNEES MICROSCOPIQUES
- XI . INTERPRETATION DES DONNEES MINERALOGIQUES ET
GEOCHIMIQUES
- XII . CONCLUSION DE L'ETUDE DE LA COLORATION DES SABLES
ARGILEUX EOCENES DU ROYANS

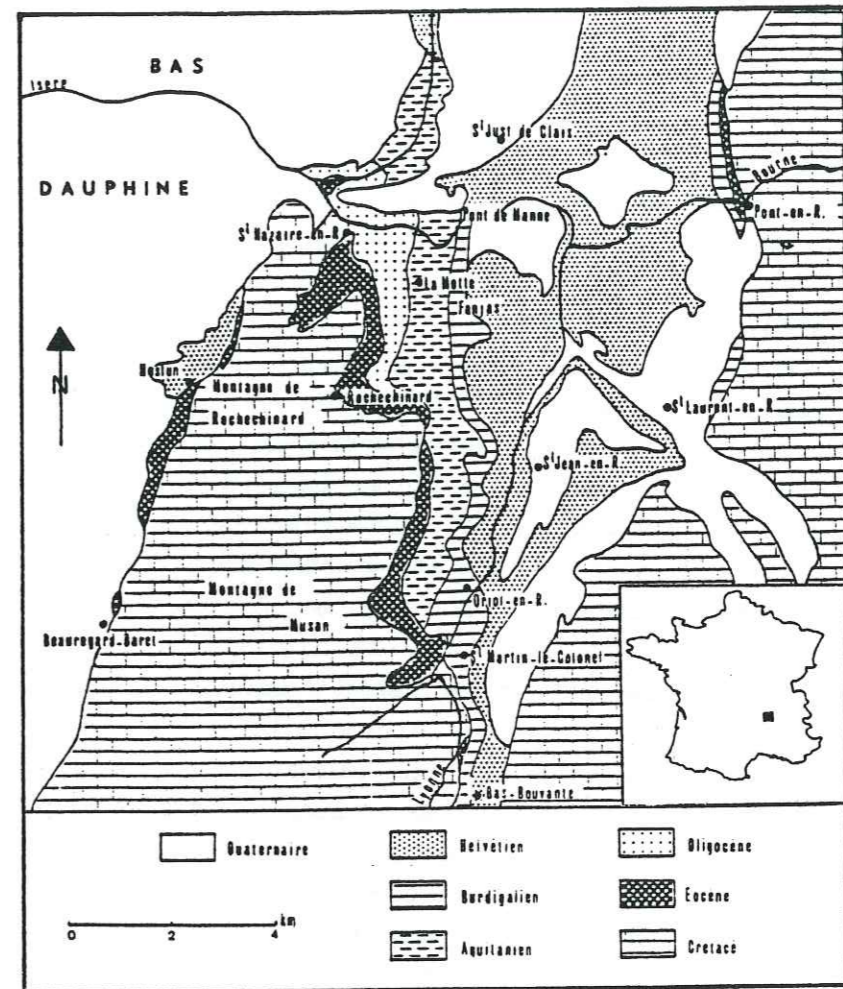


Fig.4.1. Carte géologique schématique de la région du Royans (GIOT, 1944).

I. INTRODUCTION ET BIBLIOGRAPHIE

Les sables éocènes du Royans affleurent de part et d'autre d'un anticlinal de calcaires crétacés appelé "Montagne de Rochechinard" au Nord et "Montagne de Musan" au Sud, prolongation septentrionale des Monts du Matin. L'étude a été effectuée sur les deux versants de cet anticlinal dans le triangle St Nazaire en Royans au Nord, Beauregard-Baret au Sud-Ouest et St Martin le Colonel au Sud-Est (Fig.4.1)

L'Eocène du Royans a été étudié par GIOT (1944), DASARATHI (1965, 1966), LATREILLE (1969), TOURAINÉ (1976), ROULIN (1985).

Il est formé de sables argileux déposés en discordance sur le substratum mésozoïque. L'épaisseur de ces sables peut atteindre cent mètres (GIOT, 1944). Ils débutent par une formation d'altération superficielle et locale du calcaire crétacé appelée "Sidérolithique" par GIOT (1944). Ce sidérolithique est ici composé de sables fins, argileux, remplissant des fissures et des poches de dissolution karstique; les couleurs très diverses sont le rose, le rouge, et le vert.

Le "sidérolithique" est surmonté ou remplacé par des sables argileux bariolés (rouge, blanc) (GIOT, 1944; TOURAINÉ, 1976). L'âge précis de ces sables argileux est difficile à déterminer à cause de l'absence de fossiles. GIOT (1944) a attribué ces sables argileux à l'Eocène en distinguant un Oligocène carbonaté et un Eocène non carbonaté. Par contre TOURAINÉ (1976) les attribue à l'Oligocène.

Ces sables argileux proviendraient de l'érosion des grès et des calcaires gréseux crétacés (GIOT, 1944), consécutive au soulèvement de "la chaîne dauphinoise" au cours de la phase paléocène (DASARATHI, 1965). Les eaux entraînaient les résidus solides en les accumulant dans les dépressions; cette formation est un dépôt fluviatile (LATREILLE, 1969). L'analyse des minéraux lourds (LATREILLE, 1969) confirme la dépendance de cette formation vis-à-vis du Crétacé.

Aux résidus solides locaux, s'ajoutent des éléments fins, en particulier du kaolin, venus directement de l'altération des feldspaths du Massif Central (GIOT, 1944). L'érosion poussée de la région, la décalcification de l'Eocène (GIOT, 1944, p. 52) et la kaolinisation des feldspaths du Massif Central suggèrent un climat chaud à saisons alternées.

II. LOCALISATION DES COUPES

Les coupes étudiées dans la région du Royans se trouvent souvent dans les carrières d'exploitation du kaolin ou des sables (Fig.4.2) :

a/ Sur le versant occidental des Montagnes de Rochechinard et de Musan (Tab.4.1) :

- Coupe 1 : St Martin,
- Coupe 2 : La Fournache,
- Coupe 3 : Beauregard-Baret,
- Coupe 4 : St Nazaire en Royans.

b/ Sur le versant oriental :

- Coupe 5 : Camping municipal,
- Coupe 6 : Proposeur,
- Coupe 7 : Les Gamonds,
- Coupe 8 : Les Belles.

Quand l'affleurement le permettait, les échantillons ont été prélevés selon une succession allant du faciès incolore aux faciès colorés. Leurs variations minéralogiques et géochimiques seront analysées (Tab.4.2).

L'espace entre deux échantillons est généralement d'une vingtaine de centimètres. Pour éviter les anomalies dues au ruissellement des eaux superficielles, les échantillons sont prélevés à plus de vingt centimètres de profondeur à partir de la surface d'affleurement. Leurs couleurs sont déterminées par l'échelle de MUNSELL (GODDARD, 1970), les échantillons étant encore humides ou frais.

N°de coupes	Communes	Lieu dit	Coordonnées Lambert III Zone Sud		Feuilles
			x	y	
1	Hostun	St Martin Carr. Perazio	836,34	307,64	Romans/Isère 5-6, 1/20000
2	Hostun	La Fournache Carr. Sika	825,70	306,28	Romans/Isère 5-6, 1/20000
3	Beauregard -Baret	Les Reynauds Carr. Sika	824,56	303,02	Chapey 1-2, 1/20000
4	St Nazaire en Royans	Cimetière Carr. Peyson	828,94	310,50	Romans/Isère 7-8, 1/20000
5	St Nazaire en Royans	Camping municipal	829,82	310,22	Romans/Isère 7-8, 1/20000
6	St Nazaire en Royans	Proposeur	829,66	309,58	Romans/Isère 7-8, 1/20000
7	St Jean en Royans	Les Gamonds	831,00	306,94	Romans/Isère 7-8, 1/20000
8	Oriol en Royans	Les Belles	830,60	304,82	Romans/Isère 7-8, 1/20000

Tab.4.1. Coordonnées des coupes étudiées.

Coupes Faciès	Coupes							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Coloré	Roy 5 Roy 4	Roy 10 Roy 9		Roy 15 Roy 14	Roy 18 Roy 19 Roy 20		Roy 23	
Jaune	Roy 3 Roy 2	Roy 8 Roy 7		Roy 13			Roy 24	Roy 21
Incolore	Roy 1	Roy 6	Roy 11	Roy 12		Roy 26	Roy 25	Roy 22

Tab.4.2. Classification des échantillons du Royans en fonction des faciès.

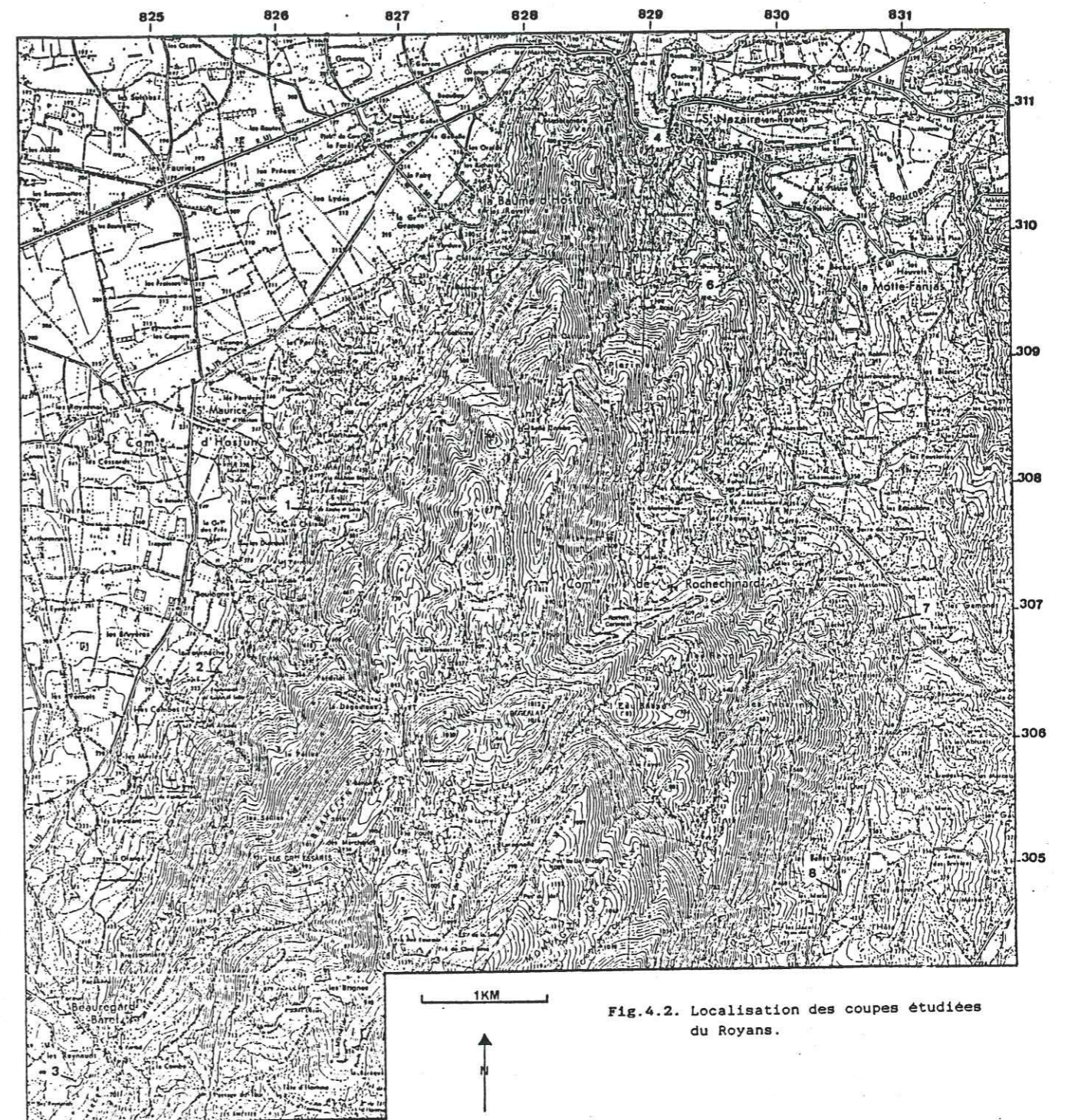


Fig.4.2. Localisation des coupes étudiées du Royans.

III. DESCRIPTION GENERALE DES AFFLEUREMENTS DU ROYANS

Quels que soient les couleurs, les sables argileux éocènes du Royans sont homogènes, dépourvus de structures et de figures sédimentaires.

III.1. Dans le versant oriental à partir de la coupe n°5 (Camping municipal, x = 829,82, y = 310,22) vers le Sud, le faciès rouge devient très réduit. Souvent on voit seulement des sables argileux tachetés de jaune comme dans la coupe n°8 (Les Belles, x = 830,60, y = 304,82). La coupe n°7 (Les Gamonds, x = 831, y = 306,94) constitue vraisemblablement un accident local où le faciès rouge se présente en épaisseur réduite à quelques mètres.

III.2. Dans le versant occidental les sables argileux éocènes présentent cinq faciès différents en fonction de la couleur.

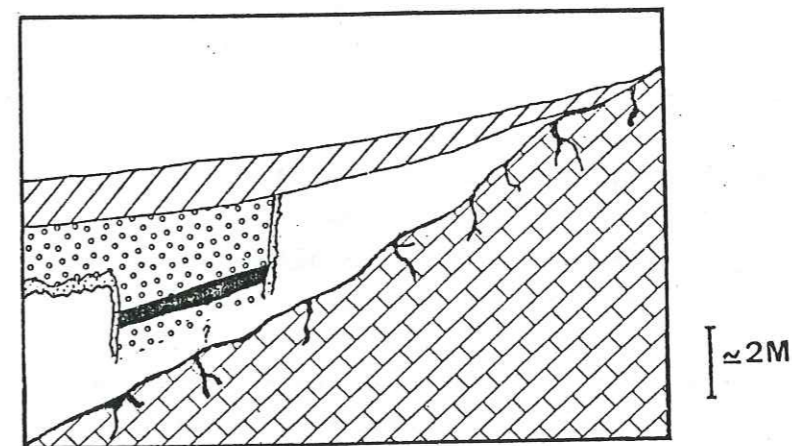
Un faciès incolore qui constitue la part la plus importante (Fig.4.3). Ce faciès incolore est généralement à la base de la formation sableuse, et il peut passer latéralement à un faciès rouge par l'intermédiaire d'un faciès jaune d'épaisseur de dix à cent centimètres. En résumé, la coupe n°2 permet de dire que les sables argileux incolores passent progressivement à la couleur jaunâtre puis sont colorés en rouge. Les contacts entre les faciès sont diffus: par exemple, dans le faciès jaune, il existe des taches blanches centimétriques du faciès incolore. Les coupes n°1, 3, 7 montrent un contact subvertical anormal entre le faciès incolore et les faciès colorés (rouge et jaune). L'épaisseur du faciès jaune y diminue très souvent jusqu'à quelques centimètres. Autour de ce contact, il existe de traces pédologiques, en particulier des nodules ferriques dont le diamètre est d'environ 1cm et des argiles bariolées. Cela veut dire qu'au sein des sables argileux éocènes du Royans des mouvements tectoniques sont observés dans une ambiance d'altération superficielle. Dans les affleurements, les formations plus récentes (Oligocène ou Quaternaire)

sont en contact tantôt avec le faciès incolore, tantôt avec le faciès coloré rouge (Pl.10, Photo.1, 2).

A noter que dans la coupe n°5 (Camping municipal), on peut observer des lits horizontaux de couleur différente (Pl.11, Photo.1) mais les figures, les structures sédimentaires y sont toujours absents. Par contre, des niveaux de silcrete et de calcrete d'environ 1m d'épaisseur y sont présents témoignant des dépôts liés à des nappes (G. TRUC, comm. orale, 1988).

Les faciès vert et violet se présentent occasionnellement sous forme des petits lits centimétriques.

En résumé, non seulement la réduction du faciès rouge dans le versant oriental, mais les analyses









- | | | | |
|---------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|
|  | Formation post éocène |  | Faciès incolore |
|  | Faciès rouge |  | Silcrete et calcrete |
|  | Faciès jaune |  | Calcaire crétacé |

Fig.4.3. Coupe schématique de la répartition actuelle des faciès incolore et coloré du Royans.

d'argiles permettent de distinguer deux domaines différents de sédimentation:

- Le domaine occidental couvre le versant ouest et la partie nord du versant est (au Nord de la coupe n°6).

- Le domaine oriental commence au Sud de la coupe n°6.

Chaque fois qu'il est nécessaire, surtout pour les argiles, les descriptions, discussions et interprétations seront divisées en deux parties: une partie pour les deux domaines, et une partie pour les faciès qui sont importants dans le domaine occidental.

IV. DESCRIPTION DU FACIÈS INCOLORE DU ROYANS

Ce faciès constitue la part la plus importante de sables éocènes du Royans et devient presque unique dans le domaine oriental. Les échantillons du faciès incolore sont les suivants : Roy 1, 6, 11, 12, 22, 26.

IV.1. Macroscopie du faciès incolore.

IV.1.1. L'épaisseur peut localement atteindre d'une centaine de mètres.

IV.1.2. Le quartz est le composant minéralogique le plus important. Les grains sont arrondis, usés, fissurés ou éclatés en fragments anguleux présentant des facettes usées d'un ancien grain arrondi. Quelques grains de quartz sont enrobés par un enduit ferrugineux qui les colore en rose, mais cet enduit rose est enlevé facilement par ultra-sons.

IV.1.3. Les oxydes de fer : sont rares et se présentent sous forme d'un enduit autour des grains de quartz ou sous forme de grains argileux jaunes. A quelques centimètres de la limite faciès incolore-faciès jaune, existent des taches jaunes de diamètre centimétrique.

IV.1.4. Les argiles : constituent la matrice.

IV.2. Microscopie du faciès incolore

IV.2.1. Microscope polarisant.

IV.2.1.1. Le quartz se présente en grains arrondis intacts ou fissurés et en fragments anguleux (Pl.11, Photo.2).

IV.2.1.2. Les oxydes de fer. En dehors de l'enduit ferrugineux observé à l'œil nu, on voit quelques grains opaques entourés d'une auréole de diffusion (Pl.11, Photo.2), on peut supposer qu'il s'agit d'une diffusion des oxydes de fer.

IV.2.1.3. Les feldspaths, dont la présence est révélée par la diffractométrie X de poudre non orientée sont de très petite dimension et difficiles à observer.

IV.2.1.4. Les argiles forment la matrice.

IV.2.2. Microscope électronique à balayage

IV.2.2.1. Les grains de quartz présentent des fissures importantes :

- Certaines fissures sont occupées par les argiles (Pl.12, Photo.1).

- Les autres fissures sont nettes. Les surfaces de fissuration présentent souvent une forme conchoïdale typique (Pl.12, Photo.2).

IV.2.2.2. Les oxydes de fer:

- L'auréole de diffusion autour des grains opaques est constituée de zones argileuses imprégnées de fer.

- L'enduit ferrugineux autour des grains de quartz se présente sous forme de plaquettes dont le diamètre est d'environ 1 μ . Ces plaquettes ne sont conservées que dans les creux de la surface du grain de quartz (Pl.13, Photo.1, 2). Cela signifie qu'au microscope électronique à balayage, l'enduit ferrugineux n'est pas uniformément réparti à la surface du grain. La forme subhexagonale des plaquettes et l'analyse minéralogique de poudre non orientée suggèrent que ces plaquettes sont formées de goethite.

IV.2.2.3. Les argiles

* **Domaine occidental** : la kaolinite se présente sous trois formes :

- Des plaquettes hexagonales d'environ 1 μ de diamètre. Ces plaquettes sont soit isolées, soit juxtaposées (Pl.14, Photo.1). L'épaisseur de ces plaquettes est très faible : moins de 0,1 μ .

- Des feuillets empilés en forme d'accordéon, dont la longueur n'excède pas 20 μ . Les feuillets sont plus épais que ceux des plaquettes (Pl.14, Photo.1; Pl.15, Photo.1,2).

- Autour des deux formes précédentes, on observe des plaquettes qui n'ont pas de forme précise: plaquettes quelconques (Pl.15, Photo.2).

* **Domaine oriental** : La kaolinite ne montre que des plaquettes hexagonales mais la forme cristalline est beaucoup moins nette car les arêtes de ces plaquettes sont plus ou moins arrondies et leur diamètre devient inférieur à 0,5 μ .

IV.3. Minéralogie et géochimie du faciès incolore

IV.3.1. Diffraction X de poudre non orientée, fluorescence X et analyse chimique.

Les détails des analyses minéralogiques et géochimiques des coupes sont présentés sur les tableaux 4.3, 4.4, 4.5 et sur les figures 4.4 à 4.13. La synthèse du faciès incolore sur le tableau 4.6.

Echantillons	Qtz	Goe	Hém	Cal	Feld	Arg
1, 6, 11, 12 22, 26	87	1	0	0	7	5

Qtz : quartz, Goe : goethite, Hém : hématite, Cal : calcite, Feld : feldspaths, Arg : argiles

Tab.4.6. Composition minéralogique moyenne en pourcentage des roches totales dans le faciès incolore du Royans fournie par la diffraction X de poudre non orientée.

Coupes	Echantillons	Couleurs	Description	Quartz	Goethite	Hématite	Calcite	Feldspaths	Argiles
1	Roy 1	N9	Incolore	87	3	0	0	0	10
	Roy 2	10YR8/2	Jaune	86	2	0	0	0	11
	Roy 3	10YR6/6	"	75	7	1	0	0	16
	Roy 4	10R6/6	Coloré rouge	91	0	1	0	0	8
	Roy 5a	10RP4/2	"	66	10	3	0	0	20
	Roy 5b	N8	Tache blanche dans Roy 5	70	10	0	0	0	20
2	Roy 6	N9	Incolore	92	0	0	0	0	8
	Roy 7	10YR8/2	Jaune	84	6	0	0	0	1
	Roy 8b	10YR8/6	"	79	5	0	0	0	16
	Roy 9	10R5/4	Coloré rouge	77	5	0	0	0	18
	Roy 10a	10R3/4	"	84	6	0	1	0	10
	Roy 8a	10R4/6	Tache rouge dans Roy 8	67	7	3	0	0	23
	Roy 8c	10R7/4	Bloc argileux dans Roy 8	40	14	4	0	0	42
	Roy 10b	10GR7/2	Coloré vert	93	2	0	2	0	3
3	Roy 11	N8	Incolore	94	0	0	0	0	7
4	Roy 12	N8	Incolore	77	0	0	0	24	1
	Roy 13	10YR7/4	Jaune	86	0	0	0	13	1
	Roy 14a	5R4/6	Coloré rouge	76	8	2	0	0	15
	Roy 15	5RP6/2	Coloré violet	76	8	1	0	0	15
	Roy 14b	10R4/6	Bloc argileux dans Roy 14	54	13	4	0	0	30
5	Roy 18	10R4/5	Coloré rouge	54	31	5	0	0	10
	Roy 19a	10R4/6	"	4	21	0	0	0	38
	Roy 20	10R5/4	"	93	2	0	0	0	6
	Roy 19b	N9	Tache blanche dans Roy 19	91	0	0	0	0	9
6	Roy 26	N8	Incolore	95	0	0	0	5	0
7	Roy 23	10R4/6	Coloré rouge	84	8	0	0	0	8
	Roy 24	10YR6/6	Jaune	92	0	0	0	0	8
	Roy 25		Argile dans la poche karstique	5	0	0	70	0	25
8	Roy 22	N9	Incolore	77	0	0	0	19	15
	Roy 21	10YR8/6	Tache jaune	80	0	0	0	11	9

Tab.4.3. Résultats des analyses minéralogiques par diffraction X de poudre non orientée.

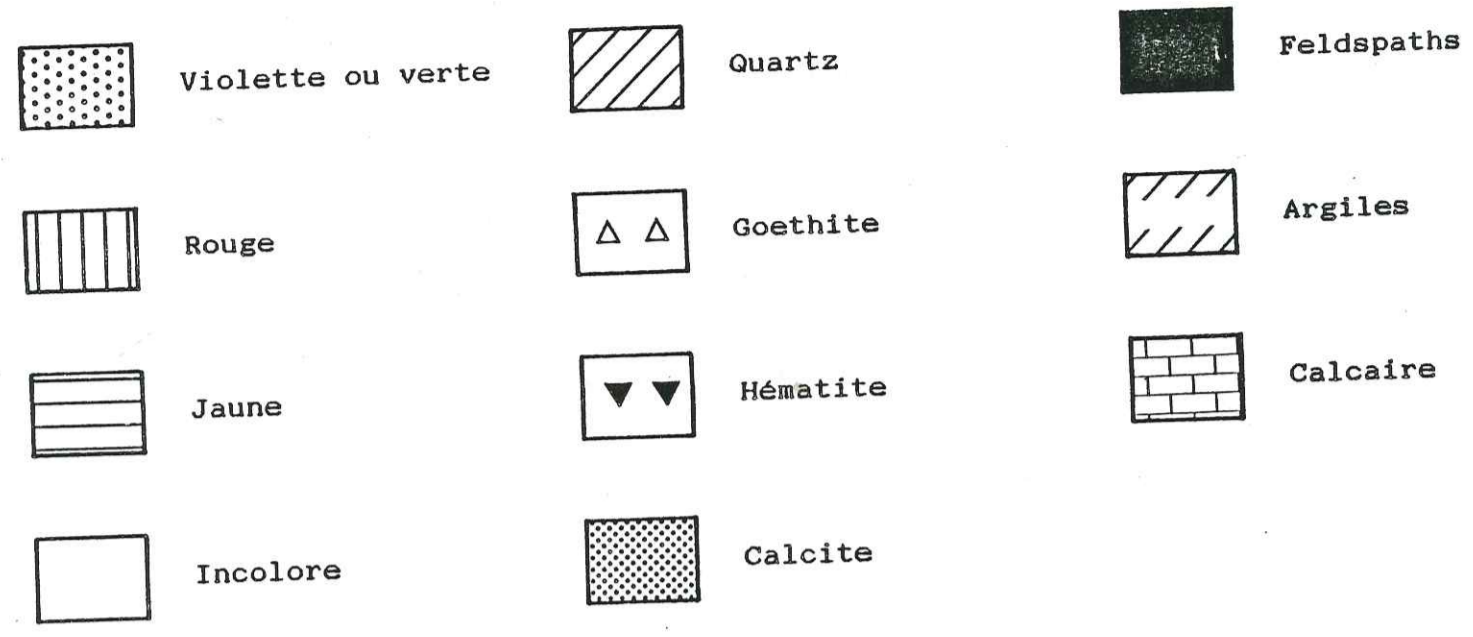
Echantillons	Couleurs	Kaolinite	Illite	Smectite
Roy 1	N9	97	3	0
Roy 2	10YR8/2	96	4	0
Roy 3	10YR6/6	94	6	0
Roy 4	10R6/6	98	2	0
Roy 5	N8	100	0	0
Roy 26	N8	40	60	0
Roy 23	10R4/6	38	6	56
Roy 24	10YR6/6	22	7	71
Roy 25	Argile	45	16	39
Roy 22	N9	10	13	77

Tab.4.4. Résultats des analyses minéralogiques par diffractométrie X sur lame orientée.

Echantillons	Couleurs	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PF
Roy 1	N9	92,8	4,56	0,75	0,02	0	0,04	0	0,05	0,08	0	0	1,48
Roy 2	10YR8/2	91,3	4,87	1,58	0,04	0,16	0,06	0	0,04	0,09	0	0	1,69
Roy 3	10YR6/6	87,49	7,18	2,04	0,05	0,05	0,06	0	0,16	0,23	0	0	2,61
Roy 4	10R6/6	90,48	5,41	1,15	0,04	0	0,05	0	0,08	0,12	0,01	0	2,07
Roy 5a	10RP4/2	80,99	10,64	3,21	0,05	0	0,12	0,01	0	0,35	0	0	4,23
Roy 5b	N8	83,88	11,31	1,27	0,03	0	0,09	0	0	0,36	0,01	0	4,21
Roy 6	N9	91,39	4,49	0,86	0,04	1,39	0,04	0,48	0	0,06	0,01	0	1,19
Roy 7	10YR8/2	87,88	5,86	2,95	0,09	0,44	0,06	0,35	0,09	0,13	0,01	0	2,45
Roy 8b	10YR6/6	86,23	8,83	1,17	0,05	0,87	0,08	0,25	0,11	0,21	0	0	2,98
Roy 9	10R5/4	85,2	8,31	1,91	0,06	0,96	0,08	0,62	0,11	0,17	0	0	2,79
Roy 10a	10R3/4	79,2	8,01	3,24	0,04	1,23	0,96	0,53	0,56	0,31	0,01	0,02	6,78
Roy 8a	10R4/6	69,03	19,54	2,88	0,04	0	0,13	0	0,43	0,59	0	0	7,04
Roy 10b	10GR7/2	73,37	10,95	1,92	0,03	1,13	1,86	0,33	0,72	0,31	0,01	0	9,14
Roy 11	N8	90,49	5,08	0,69	0,03	1,18	0,08	0,94	0,01	0,05	0,01	0	1,37
Roy 12	N8	90,88	3,88	0,84	0,03	1,06	0,04	0,96	1,86	0,07	0	0	0,22
Roy 13	10YR7/4	86,46	6,85	1,83	0,05	0,76	0,08	0,74	0,13	0,25	0	0	2,77
Roy 14a	5R4/6	84,23	8,85	1,84	0,06	0,8	0,11	0,42	0,2	0,25	0,01	0	3,14
Roy 15	5RP6/2	82,61	9,26	2,6	0,06	0,25	0,09	0,31	0,09	0,25	0,01	0	4,33
Roy 14b	10R4/6	73,53	14,06	7,42	0,05	0,15	0,11	0,69	0,41	0,54	0,01	0	5,46

Tab.4.5. Résultats des analyses géochimiques par fluorescence X et par voie chimique.

NB: * Fe₂O₃ présente le fer total.
 * FeO fourni par voie chimique.
 * PF: Perte au feu.



Légende pour les figures 4.4 à 4.13

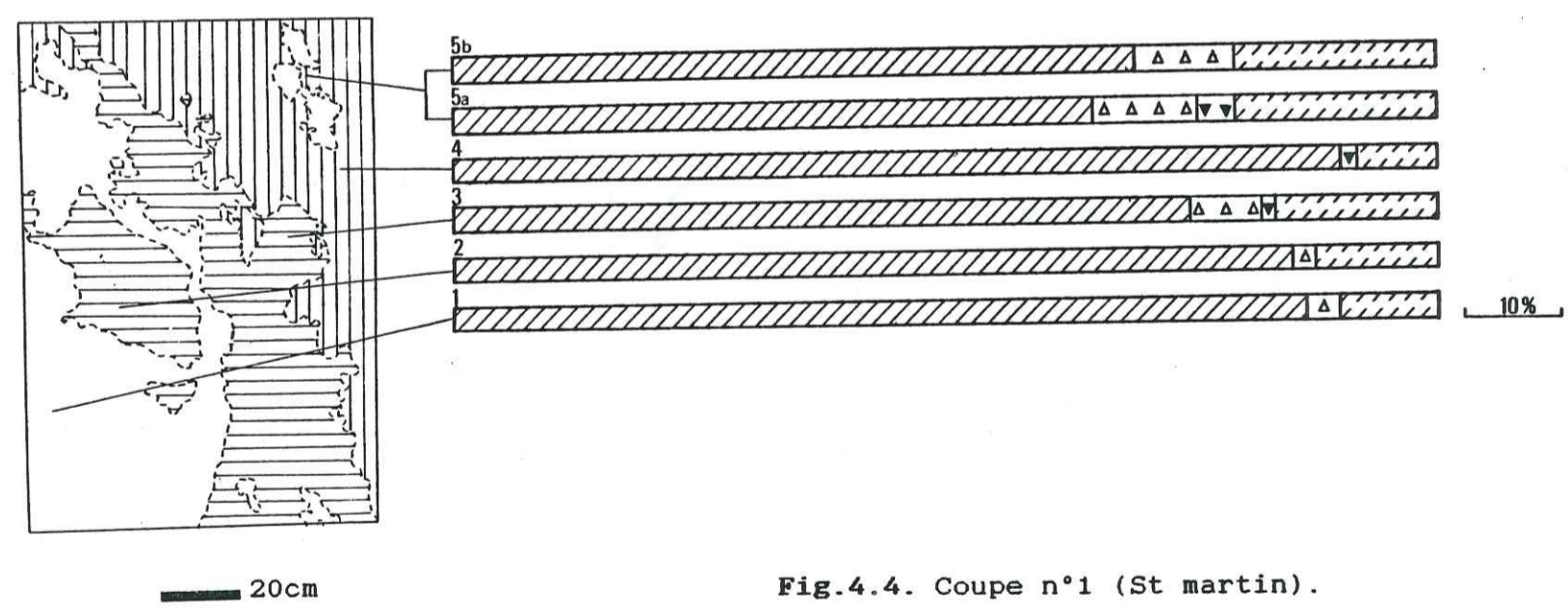


Fig.4.4. Coupe n°1 (St martin).

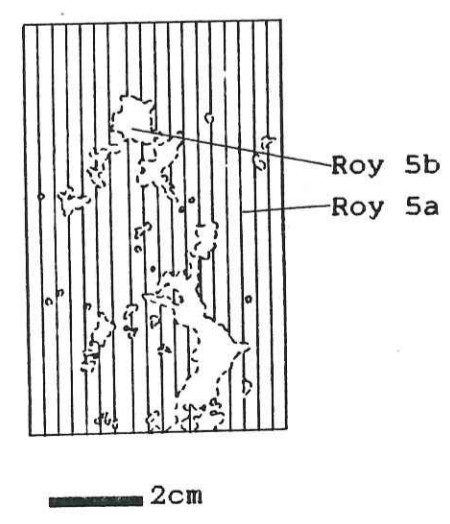


Fig.4.5. Voir détail de Roy 5.

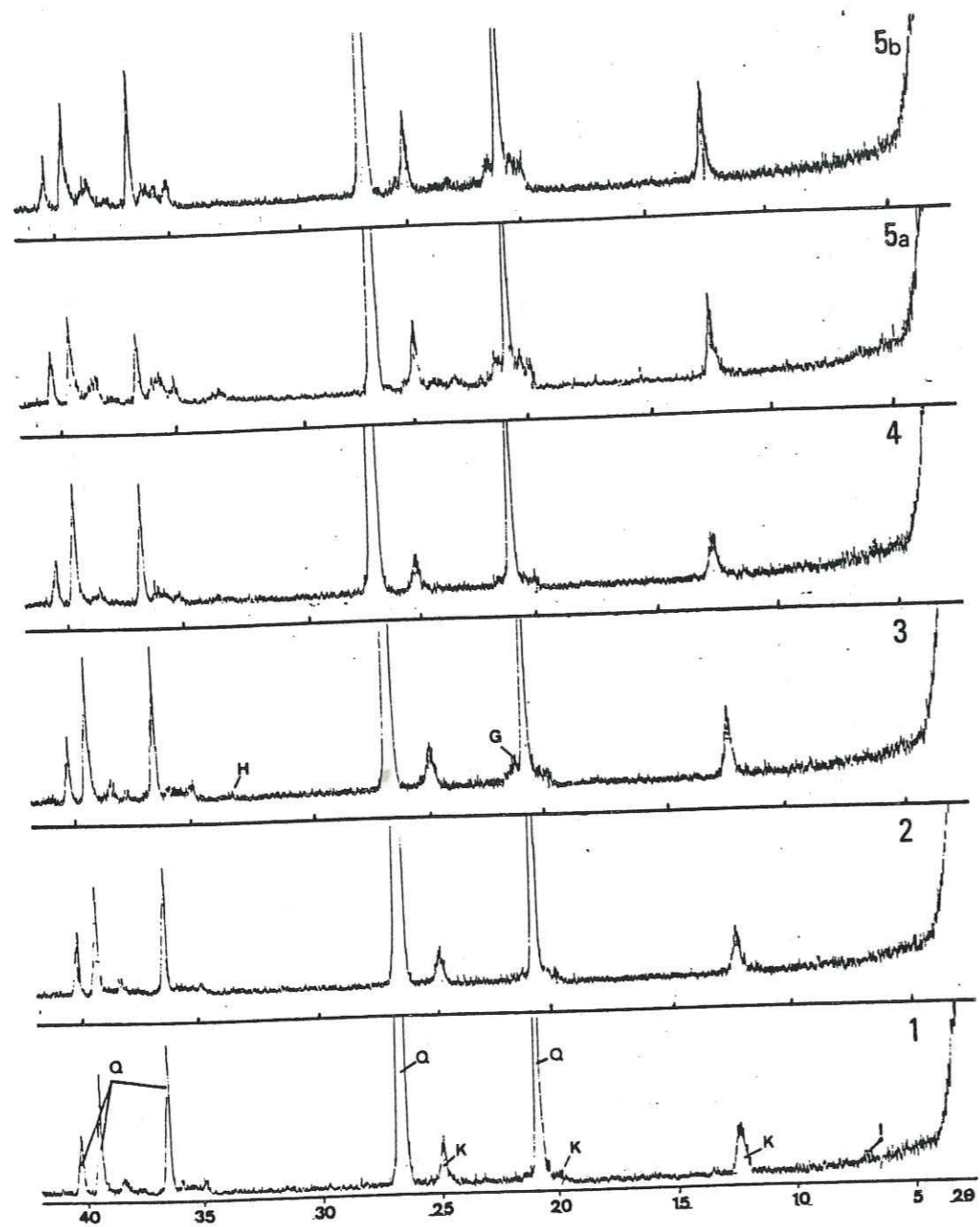


Fig.4.6. Diffractogrammes X de poudre non orientée du faciès incolore au faciès coloré du Royans (coupe N°1).
 Q: quartz; G: goethite; H: hématite;
 K: kaolinite; I: illite.

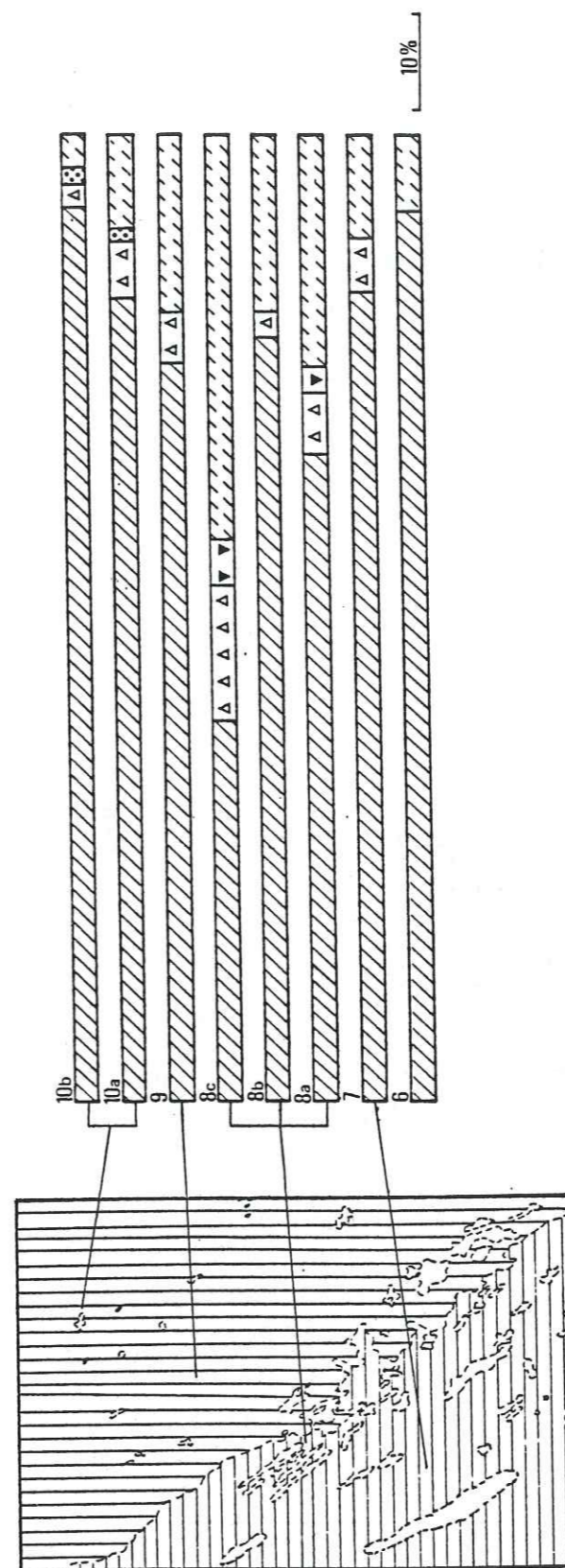


Fig.4.7. Coupe n°2 (La Fournache).

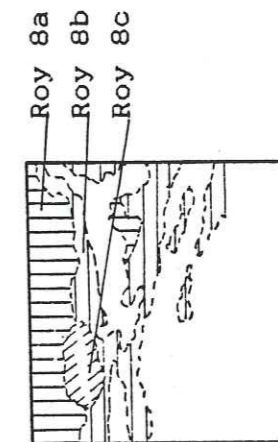


Fig.4.8. Voir détail de Roy 8.

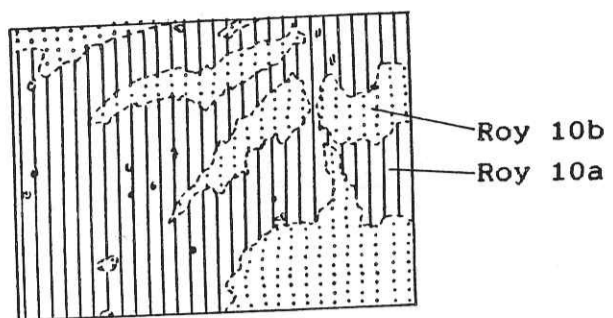


Fig.4.9. Voir détail de Roy 10.

2cm

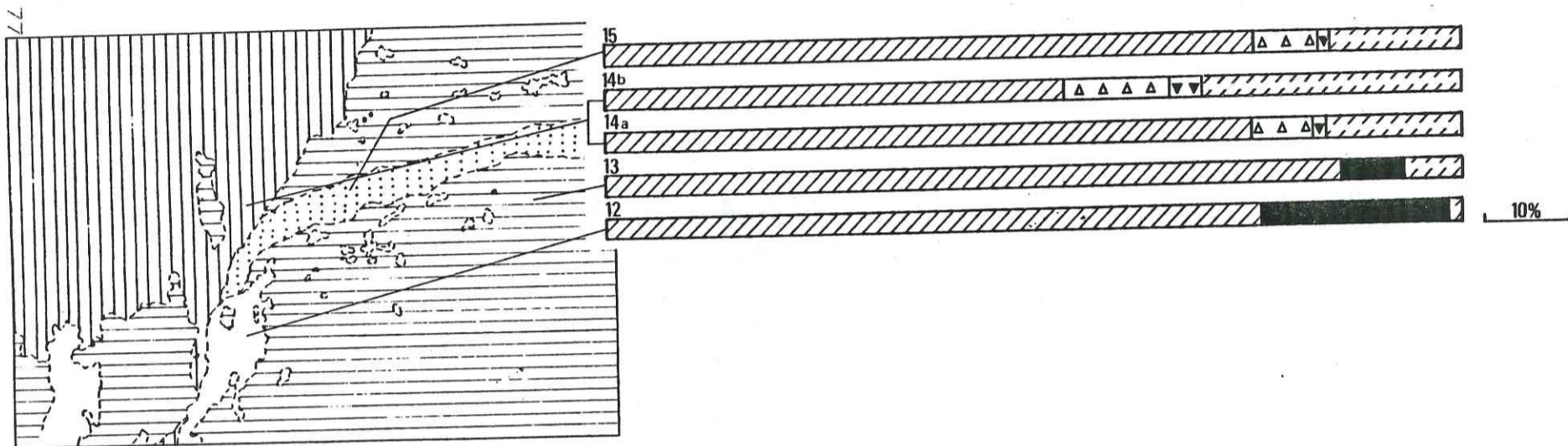


Fig.4.10. Coupe n°4 (Carrière Peyson).

20cm

78

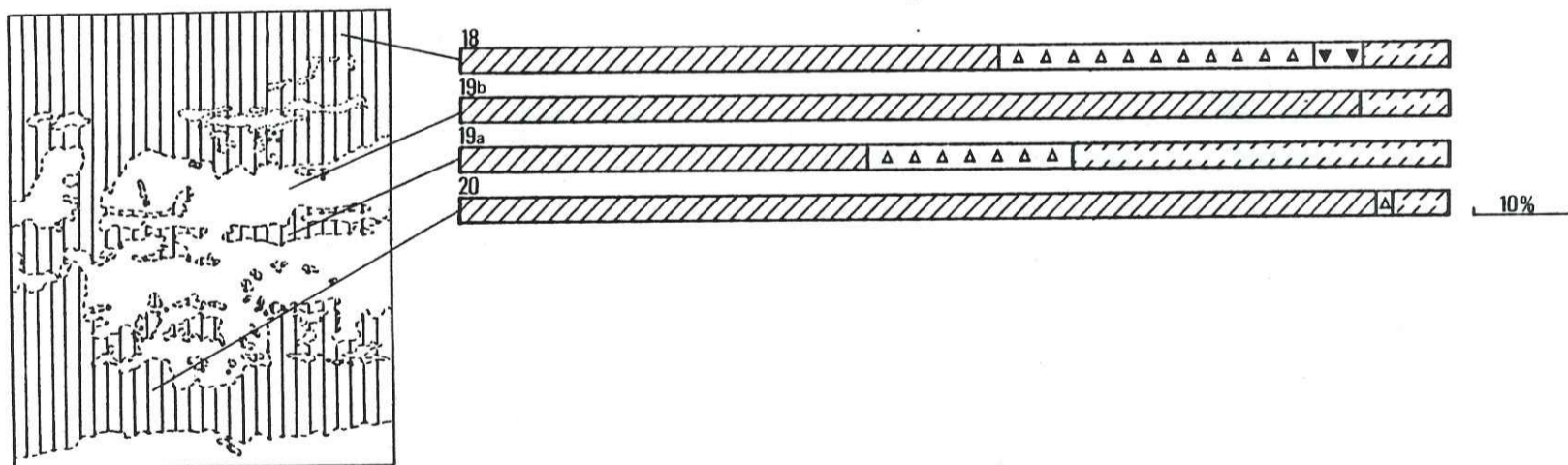


Fig.4.11. Coupe n°5 (Camping municipal).

10cm

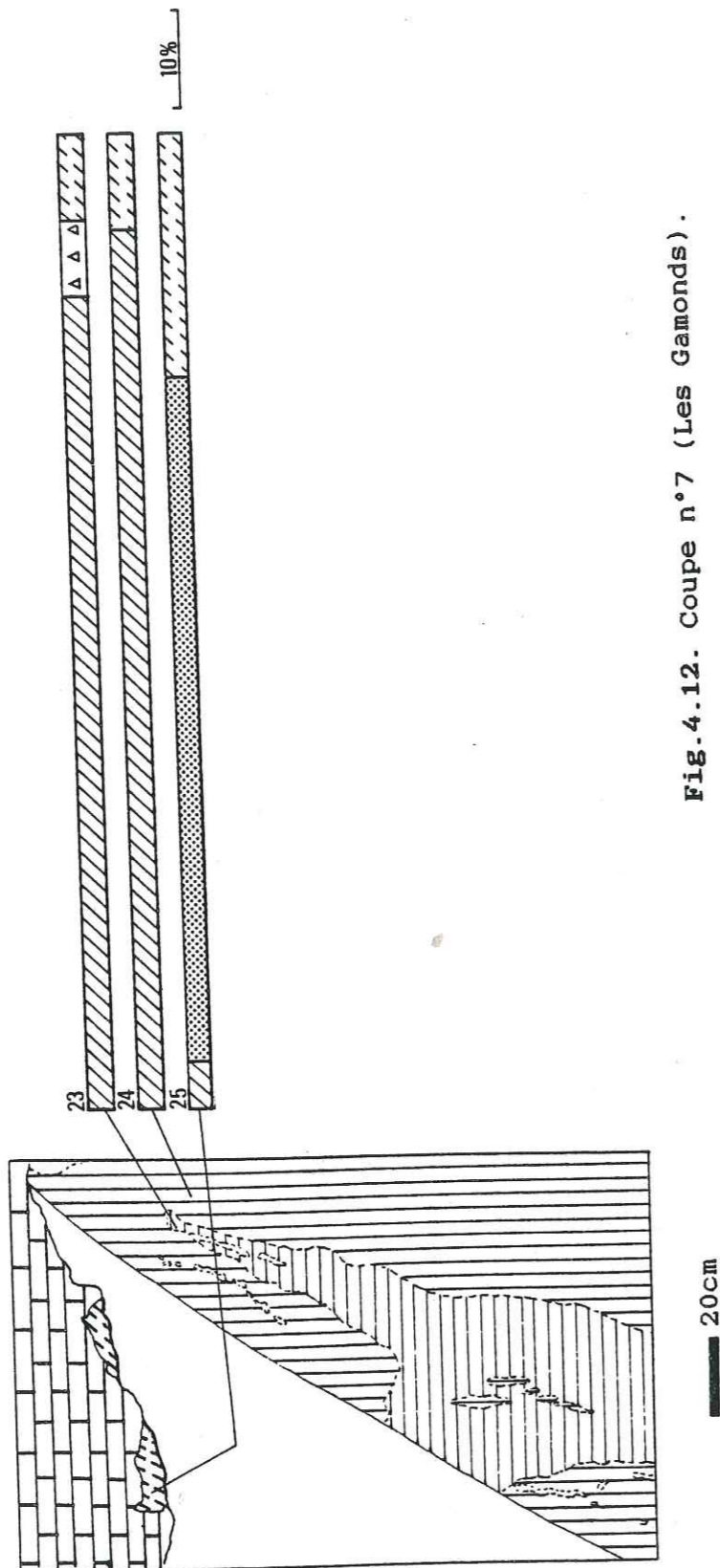


Fig. 4.12. Coupe n°7 (Les Gamonds).

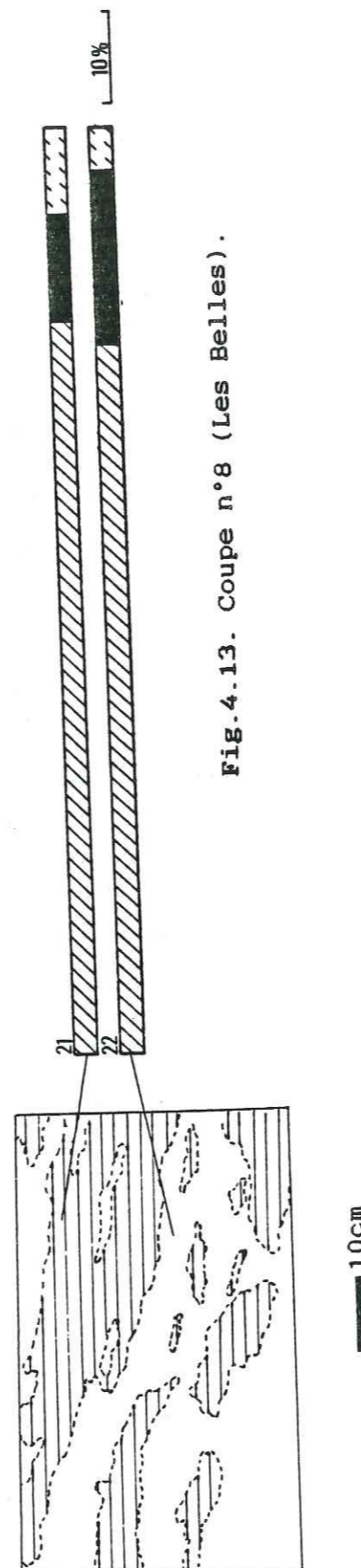


Fig. 4.13. Coupe n°8 (Les Belles).

IV.3.2. Diffraction X sur lame orientée.

On distingue deux domaines: occidental et oriental.

IV.3.2.1. Domaine occidental.

- La kaolinite domine.

- L'illite et le mica représentés par la raie à environ 10A constituent environ 3%. La raie à 4,97A de l'illite dans les diffractogrammes des lames orientées est plus ou moins nette. De plus des plaquettes de muscovite sont observées au microscope et la raie à 4,98A est très proche de celle de l'illite (4,97A). On attribue donc la raie à 4,97A à la fois à l'illite et à de petites plaquettes de muscovite.

- Les diffractogrammes sur lame orientée après traitement à l'éthylène-glycol montrent le dôme caractéristique de l'interstratifié situé à 15A, il se déplace vers 12A dans le diffractogramme sur lame orientée après chauffage; l'interstratifié est donc de type chlorite-smectite.

IV.3.2.2. Domaine oriental.

- La kaolinite est en faible quantité.

- L'illite prend de l'importance.

- L'interstratifié est absent.

- La smectite domine et peut atteindre 77% de la fraction fine. Elle est déterminée par le déplacement de la raie à 15A dans le diagramme sur lame orientée sans traitement, vers 17,7A dans le diagramme sur lame orientée après traitement à l'éthylène-glycol et vers 10A dans le diagramme sur lame orientée après chauffage.

V. DESCRIPTION DU FACIÈS JAUNE DU ROYANS

Ce faciès joue le rôle de passage entre le faciès incolore et le faciès rouge. Les échantillons du faciès jaune sont les suivants: Roy 2, 3, 7, 8b, 13, 21, 24.

V.1. Macroscopie du faciès jaune

V.1.1. La couleur jaune est due à un enrichissement en oxydes de fer. A la limite faciès incolore-faciès jaune, subsistent des taches blanches d'ordre centimétrique et à la limite faciès rouge-faciès jaune des taches rouges apparaissent (Fig. 4.7).

V.1.2. L'épaisseur du faciès jaune varie de dix à cent centimètres.

V.1.3 Le quartz a les mêmes aspects que dans le faciès incolore : des grains arrondis, usés et des fragments anguleux.

V.1.4. Les oxydes de fer colorent la matrice argileuse avec la couleur jaune. Les grains argileux jaunâtres que l'on voit dans le faciès incolore finissent, en se réunissant, par former le faciès jaune.

V.2. Microscopie du faciès jaune.

V.2.1. Microscope polarisant.

V.2.1.1. Le quartz présente toujours les mêmes aspects que précédemment : des grains arrondis, usés et des fragments anguleux.

V.2.1.2. Les oxydes de fer sont abondants dans la matrice. En association avec les argiles, les oxydes de fer pénètrent dans les fissures du quartz. A noter que dans les faciès jaune et rouge on n'observe plus de grains opaques avec l'auréole de diffusion mais de grandes plages opaques.

V.2.1.3. Le mica : La biotite est en voie d'altération, elle s'ouvre selon les plans de clivage.

V.2.2. Microscope électronique à balayage.

V.2.2.1. Le quartz montre deux catégories de traces de corrosion : une en cryptocupules (Pl.16, Photo.1,2) et une corrosion linéaire (Pl.16, Photo.2).

V.2.2.2. Les oxydes de fer : en plus du fer imprégné dans la matrice argileuse, le fer se présente sous deux autres formes :

* Des cristaux en forme d'aiguilles allongées, dont l'analyse minéralogique de diffractométrie X

de poudre non orientée montre qu'il s'agit de goethite (Roy8b) (Pl.16, Photo.1).

* Des agrégats argileux qui sont plus fréquents que les cristaux et formés par des plaquettes de kaolinite imprégnées d'oxydes de fer (Pl.17, Photo. 1,2).

V.2.2.3. Les argiles : la kaolinite se présente sous plusieurs formes :

- * des plaquettes quelconques.
- * des plaquettes hexagonales.
- * des agrégats argile-oxydes de fer.

On observe également une transformation du mica en kaolinite : le mica s'ouvre selon ses plans de clivage et des plaquettes hexagonales de kaolinite se logent dans l'ouverture (Pl.18, Photo.1).

V.3. Minéralogie et géochimie du faciès jaune

Les détails des analyses minéralogiques et géochimiques sont présentés dans les tableaux 4.3, 4.4, 4.5 et la synthèse de tous les faciès colorés est présentée sur le tableau 4.7.

Faciès	Echantillons	Qtz	Goe	Hém	Cal	Fel	Arg
Jaune	2, 3, 7, 8b, 13, 21, 24	83	4	1	0	4	8
Rouge	4, 5a, 9, 10a, 14a, 18 19a, 20, 23	70	10	1	0	0	15
Vert	10b	97	2	0	2	0	3
Violet	15	76	8	1	0	0	15

Tab.4.7. Compositions minéralogiques moyennes analysées par diffractométrie X de poudre non orientée. Qtz : quartz; Goe : goethite; Hém : hématite; Cal : calcite; Fel : feldspaths; Arg : argiles.

VI. DESCRIPTION DU FACIÈS ROUGE DU ROYANS

Ce faciès rouge est le plus important parmi les faciès colorés. Les échantillons rouges prélevés sont : Roy 4, 5a, 9, 10a, 14, 18, 19a, 20, 23.

VI.1. Macroscopie du faciès rouge

VI.1.1. La couleur rouge domine mais on voit quelques petites taches blanches d'ordre centimétrique subsistant au sein du faciès rouge (Fig.4.7)

VI.1.2. La structure est constituée par des "flammas" qui pénètrent vers le bas dans le faciès incolore. Ces "flammas" rouges sont entourées par le faciès jaune. Comme dans les faciès incolore et jaune, on n'y voit ni litage, ni structure ou figure sédimentaire; sauf dans la coupe n° 5 (Camping municipal, $x = 289,82$, $y = 310,22$) où des lits horizontaux à couleurs différentes peuvent être observés (Pl.11, Photo. 1).

VI.1.3. Le quartz présente toujours les mêmes aspects que dans les faciès incolore et jaune.

VI.1.4. Les oxydes de fer sont naturellement plus abondants.

VI.1.5. Les argiles prennent de l'importance dans la matrice, et se répartissent en amas, comme dans l'échantillon Roy 8c (Fig.4.8).

VI.2. Microscopie du faciès rouge

VI.2.1. Microscope polarisant.

VI.2.1.1 Le quartz: Aux aspects précédemment observés (fissuration, corrosion, grains arrondis, usés, fragments anguleux), s'ajoutent occasionnellement des nourrissages secondaires.

VI.2.1.2. Les oxydes de fer et les argiles se

combinent pour donner une matrice ferrugineuse uniforme.

VI.2.2. Microscope électronique à balayage.

VI.2.2.1. Le quartz: le quartz secondaire se présente sous forme de fleur de silice (Pl.18, Photo. 2), mais ce nourrissage secondaire demeure beaucoup moins important que la corrosion qui est différente de celle observée dans le faciès jaune (cryptocupules et linéaire) : il s'agit d'une forme en escalier avec des arêtes bien nettes. Cette corrosion est incomplète car une seule partie de la surface du quartz est corrodée (Pl. 19, Photo. 1, 2) ; elle est postérieure à la fissuration et elle attaque donc la surface conchoïdale du quartz (Pl.20, Photo.1,2).

VI.2.2.2. Les oxydes de fer imprègnent fortement la matrice car on ne voit aucune cristallisation (Pl. 21, Photo. 1,2). Cela veut dire qu'à l'oeil nu le faciès rouge semble uniforme mais en réalité, il s'agit de taches d'imprégnation du fer dans la matrice dont le diamètre est d'environ 1μ , la distance entre deux taches est d'environ 2μ . Les agrégats argileux sont aussi observés.

VI.2.2.3. Les argiles se présentent surtout sous forme de plaquettes subhexagonales de kaolinite dont le diamètre devient inférieur à $0,5\mu$ (Pl.21, Photo.1,2). C'est à dire qu'on retrouve la même forme que celle de la kaolinite du versant oriental (voir IV.2.2.3. chapitre 3). Les feuillets en accordéon sont absents.

VI.3. Minéralogie et géochimie du faciès rouge

Voir Tab.4.3, 4.4, 4.5, 4.7 : les échantillons Roy 4, 5a, 9, 10a, 14a, 18, 19a, 20, 23.

A partir de ces résultats et en comparant avec le faciès incolore, lors du passage allant du faciès incolore au faciès rouge, on remarque que:

- La teneur en quartz diminue.
- La teneur en argiles augmente.
- La teneur en oxydes de fer augmente. L'hématite existe à partir du faciès jaune, et sa teneur est doublée dans le faciès rouge.
- La kaolinite des faciès jaune et rouge est plus

abondante dans le domaine occidental que dans le domaine oriental comme dans le faciès incolore.

- L'illite et la smectite prennent de l'importance dans le domaine oriental.

VII. DESCRIPTION DES FACIES VERT ET VIOLET

L'échantillon Roy 10b (vert) vient d'une zone verdâtre de forme onduleuse dans le faciès rouge (Fig 4.9); l'échantillon Roy 15 (violet) est formé d'un lit d'épaisseur centimétrique dans le faciès jaune (Fig. 4.10).

Le faciès vert présente les mêmes aspects que ceux du faciès rouge, sauf l'illite ferrifère observée au microscope électronique à balayage sous forme d'écaillés (Pl.22, Photo.1).

Le faciès violet ne présente aucune différence par rapport au faciès rouge sauf la couleur observée à l'oeil nu.

VIII. RESUME DES OBSERVATIONS DES SABLES ARGILEUX EOCENES DU ROYANS

Ce résumé regroupe tous les détails intéressants des sables argileux du Royans dans le but d'établir une comparaison entre eux et une interprétation (Tab.4.8).

IX. INTERPRETATION DES DONNEES MACROSCOPIQUES

Dans la région des Alpes externes, au début du Paléogène, la collision est déjà engagée et provoque un sillon préalpin (PAIRIS, 1987) où se trouve le secteur étudié. Ce sillon, à ce moment là, n'est pas encore influencé par la transgression marine. Car cette transgression ne commence qu'à l'Eocène terminal (Priabonien) qui se traduit par le faciès évaporitique (DEBRAND PASSARD, 1984). Le bassin éocène du Royans est donc une dépression subaérienne où le matériel

	Observations	FACIES				
		incolore	jaune	rouge	vert	violet
Quartz	% (RXP)	87	83	70	97	76
	% de SiO ₂ (RXF)	91,39	87,87	84,02	73,37	82,61
	Grains arrondis, usés	X	X	X	X	X
	Fragments anguleux	X	X	X	X	X
	Corrosion: - cryptocupules - linéaire - en escalier	- - -	X X -	X X X	X X X	X X X
Oxydes de fer	% de goethite (RXP)	1	4	10	2	8
	% d'hématite (RXP)	0	1	1	0	1
	% du fer total (RXF)	0,79	1,91	2,27	1,92	2,60
	% du FeO (VH)	0,03	0,06	0,05	0,03	0,06
	Grains opaques	X	X	-	-	-
	Grains argileux jaunes	X	X	-	-	-
	Cristaux en aiguilles allongées	-	X	-	-	-
	Imprégnation	-	X	X	X	X
Agrégats argile-oxydes de fer	-	-	X	X	X	
Kaolinite	% (RXL)	97	95	99	*	*
	% de Al ₂ O ₃ (RXF)	4,50	6,72	8,24	10,95	9,26
	Plaquettes non déterminées	X	X	-	*	*
	Plaquettes hexagonales	X	X	-	*	*
	Feuillets en accordéon	X	X	-	*	*
	Plaquettes < 0,5μ	-	-	X	*	*
TiO ₂	% (RXF)	0,065	0,18	0,24	0,31	0,25

RXP: diffractométrie X de poudre non orientée - : absent
 RXL: diffractométrie X sur lame orientée X : observé
 RXF: fluorescence X * : non étudié
 VH : voie humide

Tab.4.8. Résumé des analyses dans les sables argileux éocènes du Royans.

détritique se dépose dans un système de drainage fluviatile (LATREILLE, 1969). Ce détritisme provient de l'érosion du substratum (grès, calcaire gréseux crétacé) et du Massif Central.

Les sédiments éocènes dans le domaine occidental sont des sables argileux bariolés blancs, rouges, verts, violets. Les faciès vert et violet sont beaucoup moins importants que les faciès incolore (blanc) et rouge. Dans le domaine oriental, le faciès incolore est presque le faciès unique.

On peut présenter deux hypothèses pour la couleur originelle de ces sables argileux :

a/ Soit les sédiments sont déjà rouges en arrivant dans le bassin, puis ils subissent une décoloration due à une nappe d'eau comme dans le cas du bassin d'Apt étudié par TRUC (comm. orale) ou à l'eau percolée à partir de la surface. Cette décoloration formerait le faciès incolore.

b/ Soit les sédiments sont blancs en arrivant dans le bassin, la coloration venant en suite.

Dans le cas de la décoloration par une nappe d'eau, le faciès rouge devrait être actuellement plus ou moins horizontal. C'est le cas de la coupe n°5, au sein du faciès rouge, où des bancs discontinus et horizontaux de sables blancs sont observés. De plus, le niveau de silcrete et de calcrete confirme l'activité probable de nappes d'eau qui décolorent les sables argileux rouges.

Dans une étape ultérieure, le contact diffus entre le faciès rouge au sommet et le faciès incolore sous-jacent de la coupe n°2 signifie que le faciès rouge pénètre dans le faciès incolore de haut vers le bas.

Par conséquent, Trois hypothèses peuvent être envisagées :

a/ Les données macroscopiques suggèrent une coloration rouge de la façon suivante : les sédiments viennent dans le bassin avec la couleur blanche due à un enrichissement en kaolinite formée dans les conditions climatiques favorables de cette époque. Et ces sédiments subissent ensuite une coloration rouge liée au phénomène d'altération du fer détritique contenu dans les sédiments. Cette altération commence à partir de la surface de la formation, le fer est

lessivé par l'eau, et coloré par redéposition plus bas les sables argileux blancs originels du faciès incolore.

b/ La couleur rouge est antérieure au dépôt. La nappe aquifère décolore la partie inférieure de sables rouges et forme le faciès incolore. La partie supérieure reste rouge. Dès que la nappe disparaît, la coloration rouge secondaire liée au lessivage commence à s'étendre de nouveau du haut vers le bas.

c/ Au début de la sédimentation éocène, les sables décolorés en blanc par le transport se déposent. Dans une étape de la sédimentation ultime, une formation sableuse rouge arrive et colore les sables blancs sous-jacents.

Ensuite, l'ensemble des sables argileux subit des mouvements tectoniques liés au régime karstique. Ces mouvements forment des contacts anormaux entre les faciès incolore et colorés.

L'observation macroscopique ne fournit aucune précision pour la discussion et l'interprétation de la réduction du faciès rouge dans le domaine oriental, il faut recourir aux analyses minéralogique et microscopique.

X. INTERPRETATION DES DONNEES MICROSCOPIQUES

X.1. Le quartz.

Il présente trois caractéristiques: la fissuration, le nourrissage secondaire et la corrosion.

X.1.1. La fissuration. Les fissures sont de deux types: l'un avec des argiles et l'autre très nette. Ces deux types peuvent se présenter aussi bien dans le faciès incolore que dans les faciès colorés.

Toutefois une fissuration ainsi nette pourrait aussi provenir de l'éclatement des grains sous l'effet gel-dégel classique à l'échelle macroscopique dans le système climatique périglaciaire des périodes froides du Quaternaire. Cette hypothèse tient compte du caractère actuellement superficiel de la formation étudiée. Il nous a semblé difficile de trancher.

Les fissures occupées par les argiles sont vraisemblablement liées à la pénétration et au gonflement d'argiles dans les grains détritiques microfissurés.

Quel que soit le type de fissures en cause, l'aboutissement de la fissuration consiste en amas de fragments anguleux.

X.1.2. Le nourrissage secondaire : Il est exclusivement observé dans le faciès rouge, ce qui indique que la solution aqueuse est localement saturée en silice.

X.1.3. La corrosion : C'est la caractéristique la plus intéressante, car elle varie en fonction des faciès : dans le faciès rouge, elle est très abondante, très intense et en forme d'escalier; elle se présente dans le faciès jaune sous forme de cryptocupules ou de linéaire et finalement elle est absente dans le faciès incolore.

Le quartz peut provenir de l'érosion du substratum et du Massif Central et se dépose dans le bassin du Royans sous forme de grains arrondis, usés, ou microfissurés. Certains grains sont enrobés par un enduit ferrugineux. La corrosion se produit à partir de la surface vers le profondeur, d'une manière continue au point de vue chronologique. Au sommet de la formation, localement, le nourrissage secondaire peut être observé. Les périodes froides du Quaternaire provoquent la fissuration de grains sous l'effet gel-dégel.

A noter que quels que soient les domaines (oriental et occidental) les grains de quartz arrondis, usés et les fragments anguleux sont toujours observés.

L'évolution de la corrosion du quartz en fonction des faciès permet de confirmer le phénomène de lessivage de haut en bas des sables éocènes du Royans.

X.2. Les oxydes de fer.

Les faciès colorés sont très réduits dans le domaine oriental, la discussion et l'interprétation de la

présence des oxydes de fer sont donc consacrées au seul domaine occidental.

X.2.1. Faciès incolore : Les oxydes de fer se présentent sous deux formes : en enduit ferrugineux et en grains opaques avec auréole de diffusion.

A l'oeil nu, l'enduit ferrugineux semble uniforme à la surface du grain, mais au microscope électronique à balayage, cet enduit ne se conserve que dans les creux de la surface. Au début, cet enduit est probablement un film ferrugineux uniforme à la surface du grain et produit pendant l'altération superficielle dans la région source. Au cours du transport, une partie de l'enduit exposée à la surface est enlevée par le choc ou par le frottement mécanique et au moment du dépôt (bassin du Royans), il ne reste que la partie de cet enduit présente dans les zones protégées du choc (les creux de la surface du grain). Dans cette hypothèse, les oxydes de fer en enduit ferrugineux sont détritiques au même titre que les grains de quartz qui les portent.

Pour ce qui est des grains opaques, il s'agit soit des minéraux ferromagnésiens, soit des oxydes de fer détritiques qui subissent une dissolution plus ou moins partielle et libèrent le fer sous forme d'auréole de diffusion autour du grain.

X.2.2. Faciès jaune

Les cristaux sous forme d'aiguilles allongées confirment la néocristallisation des oxydes de fer qui proviennent vraisemblablement de l'eau percolée de la surface. Cette eau provoque une hydrolyse qui permet une altération des minéraux contenant du fer (minéraux ferromagnésiens ou oxydes de fer détritiques). La disparition de grains opaques dans les faciès jaune et colorés souligne une altération plus poussée que dans le faciès incolore. Le fer libéré en solution aqueuse se cristallise d'une manière autonome ou en accompagnant l'argile quand les conditions physico-chimiques sont favorables.

BOHOR (1971) a observé, dans un échantillon naturel qui subit une deshydratation artificielle (pour l'explication, voir X.3.1., chapitre 4), des agrégats argileux assez comparables à ceux observés dans les sables argileux colorés du Royans. L'existence de ces agrégats argile-oxydes souligne donc une deshydratation dans les faciès jaune et rouge et explique la transformation de la goethite en hématite qui n'est qu'observée par la diffractométrie X de poudre non orientée.

X.2.3. Faciès rouge

On n'observe aucune cristallisation des oxydes de fer, ils imprègnent fortement la matrice argileuse et les agrégats argile-oxydes de fer sont toujours présents. Cela veut dire que le faciès rouge est un endroit où les phénomènes de dissolution recristallisation des oxydes de fer sont les plus poussés.

X.2.4. Association argile-fer.

En dehors du fer contenu dans l'illite et la smectite, le fer est associé étroitement avec la kaolinite sous forme d'agrégats argile-oxydes de fer, d'imprégnation dans la matrice. On note deux remarques :

- La limite entre la zone argileuse ferrugineuse et la zone argileuse non ferrugineuse est très diffuse (Pl.21, Photo.1, 2).

- La morphologie des plaquettes d'argile ferrugineuse ne montre aucune différence par rapport aux plaquettes voisines non ferrugineuses.

Ceci suggère deux possibilités :

- Soit le fer est sous forme du monocouche sur la surface de la kaolinite. Ce monocristal doit avoir une très petite dimension car l'agrandissement de 10.000 fois ne montre aucun cristal de fer à la surface des plaquettes de kaolinite.

- Soit il existe une substitution de Al^{+++} par Fe^{+++} dans le réseau de la kaolinite.

Le comportement du fer peut être résumé ainsi :

- Dans le faciès incolore, l'altération est soit nulle, les oxydes de fer détritiques sont

conservés sous forme d'enduit ferrugineux, de grains argileux jaunes, ou de minéraux ferromagnésiens intacts; soit elle commence et le fer est à peine libéré autour du grain parent où il se présente sous forme d'auréole de diffusion.

- Dans le faciès jaune, l'altération est plus poussée par rapport au faciès incolore, et la disparition de grains opaques commence. La diffusion du fer devient plus importante et la quantité de fer libéré est suffisante pour la cristallisation de la goethite.

- Le faciès rouge est un milieu d'altération très poussée, le fer y imprègne fortement la matrice argileuse sous forme d'adsorption avec l'argile et forme des constellations d'amas d'oxydes de fer ou des agrégats argile-oxydes de fer. Cette altération très poussée efface tous les grains opaques que l'on observe dans le faciès incolore.

En résumé, dans le faciès incolore, les grains d'oxydes de fer sont gros, localisés, rares, avec faible auréole de diffusion. Dans les faciès jaune et rouge, ces mêmes grains sont disparus, le fer s'y trouve sous forme d'imprégnation, d'agrégats et des cristaux néoformés. C'est à dire que le faciès rouge est postérieur au faciès incolore.

X.3. Les argiles.

X.3.1. La kaolinite:

Dans le domaine occidental, la kaolinite domine avec des aspects variés: des plaquettes hexagonales, des feuillets empilés en accordéon, des agrégats argile-oxydes de fer, des plaquettes quelconques.

L'observation au microscope électronique à balayage montre que les feuillets en accordéon apparaissent dans les pores de la roche, là où les cristaux peuvent croître librement et ces cristaux sont donc néoformés ainsi que les plaquettes hexagonales. Selon la classification de KELLER (1976), ce type de kaolinite a une origine météorique.

Pour les agrégats argile-oxydes de fer qui sont abondants dans le faciès rouge, BOHOR (1971) explique que les agrégats argileux sont formés par des plaquettes qui s'arrangent tangentiellement en une sphère. Cette disposition est due à la tension de surface des plaquettes en milieu aqueux qui provoque une forme nébuleuse. Après l'évaporation de l'eau, les plaquettes maintiennent cette disposition.

Les plaquettes quelconques sont vraisemblablement de la kaolinite détritique.

Dans le domaine oriental, la kaolinite se présente sous forme de plaquettes subhexagonales à arêtes arrondies et de petite dimension (inférieure à $0,5\mu$). Cette forme est aussi observée dans le domaine occidental mais uniquement à la partie sommitale du faciès rouge. Ces plaquettes peuvent signifier une dissolution de la kaolinite.

En l'absence quasi totale des feldspaths, l'origine de la kaolinite est probablement d'abord détritique, elle se dépose sous forme de plaquettes quelconques, qui peuvent être usées au cours du transport. Au moment du dépôt, sous l'effet de la solution aqueuse, cette kaolinite se réorganise en plaquettes hexagonales, en feuillets en accordéon ou en agrégats argile-oxydes de fer dans le cas où la deshydratation intervient. Comme le lessivage dans la partie sommitale est très actif, il y attaque la kaolinite et forme des petites plaquettes à arêtes arrondies.

La persistance et la néoformation de la kaolinite témoignent d'un milieu acide et lessivé dans les sables argileux éocènes du Royans (MILLOT, 1964, p.386; DANGIC, 1985, p.521).

X.3.2. L'illite, l'interstratifié et la smectite

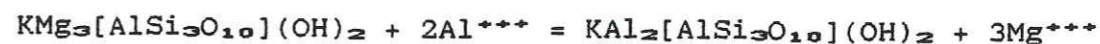
L'observation microscopique de l'illite, de l'interstratifié et de la smectite est rare, elle ne fournit donc aucun indice pour l'interprétation.

X.4. Le mica

La biotite se transforme en plaquette hexagonale de

kaolinite. STOCH et SIKODA. (1976) ont noté que la biotite peut passer directement à la kaolinite par la succession : biotite \rightarrow mica dioctaédrique riche en fer \rightarrow dioctaédrique pauvre en fer \rightarrow kaolinite.

Ce mécanisme montre un échange de Mg^{++} puis de Fe^{++} dans les feuillets octaédriques par Al^{+++} qui est moins mobile dans les conditions d'altération météorique. Dans le stade suivant, l'ion K^+ sera lessivé et la kaolinite se forme.



A noter que la transformation de la biotite en kaolinite peut passer par l'intermédiaire de l'interstratifié. Mais dans le domaine occidental, l'interstratifié ne s'observe pas, la transformation de la biotite en kaolinite semble directe comme dans le cas de la Côte d'Ivoire étudié par TARDY (1969, p.97).

X.5. Conclusion des données microscopiques

L'association argile-fer ou la substitution de Al^{+++} par Fe^{+++} fait penser aux mécanismes d'altération cités par NAHON (1976, p.120): il y a deux milieux différents "eau de pluie" et "eau de nappe", ces deux milieux correspondent aux deux mécanismes:

1/ L'un dissout le quartz et la kaolinite mais garantit la stabilité des oxydes et hydroxydes de fer ou permet leur recristallisation ou leur néoformation.

2/ L'autre dissout les oxydes et hydroxydes de fer mais il garantit la stabilité du quartz et de la kaolinite ou permet leur recristallisation ou leur néoformation.

Dans les Sables argileux éocènes du Royans, le mécanisme (1) s'est observé dans les faciès rouge et jaune (dissolutions du quartz et de la kaolinite, recristallisation des oxydes de fer, la goéthite et l'hématite alumineuses), le mécanisme (2) dans le faciès incolore (recristallisation de la kaolinite et la dissolution des oxydes de fer détritiques). Le climat éocène considéré chaud à saisons alternées provoque une altération liée plus probablement aux deux mécanismes.

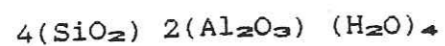
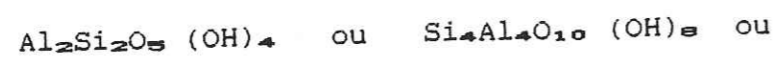
XI. INTERPRETATION DES DONNEES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES

Les analyses minéralogiques et géochimiques sont complémentaires, car une espèce minérale peut traduire une concentration en espèces chimiques correspondantes, par exemple :

- Le quartz : SiO_2 .
- Les oxydes de fer : Fe_2O_3 , FeO (Cosgrove, 1973).
- La kaolinite : Al_2O_3 , SiO_2 (Keller, 1970).
- L'illite : Al_2O_3 , K_2O (Cosgrove, 1973).
- La smectite et la chlorite: MgO , CaO (Cosgrove, 1973)

XI.1. Le quartz et SiO_2 .

L'analyse minéralogique de la diffractométrie X de poudre non orientée montre que le quartz diminue du faciès rouge au faciès incolore. La fluorescence X montre que la teneur en silice (SiO_2) évolue dans le même sens que le quartz. Mais la silice dans les résultats de la fluorescence X appartient d'une part au quartz et d'autre part à la kaolinite (à noter que dans les sables argileux éocènes du Royans, les autres silicates ne sont pas présents, sauf les feldspaths mais en faible teneur). Dans ce cas, la quantité de quartz dissous peut être calculée de la façon suivante: La formule de la kaolinite peut s'écrire :



d'où le poids moléculaire p de la kaolinite est:

$$\begin{aligned} p &= 4[28 + (16 \times 2)] + 2[(27 \times 2) + (16 \times 3)] + 4(2+16) \\ &= 240 + 102 + 72 \\ &= 414 \text{ grammes.} \end{aligned}$$

Dans la kaolinite, la proportion de Al_2O_3 est de 24,63% et celle de SiO_2 est de 57,97%. La perte au feu

dans l'analyse de fluorescence X est liée à la kaolinite de l'échantillon mais on admet que les teneurs en aluminium et en silice de la kaolinite détruite par l'échauffement restent sur place. La correction avec la perte au feu n'intervient donc pas.

Pour le raisonnement, la coupe n°1 (St Martin) sera étudiée (Tab.4.5) :

Dans l'échantillon Roy 5a (rouge), la teneur en silice de la kaolinite est :

$$(57,97 \times 10,64) / 24,63 = 25,04 \%$$

Et dans l'échantillon Roy 1 (blanc), cette teneur est :

$$(57,97 \times 4,6) / 24,63 = 10,82 \%$$

Les teneurs en silice du quartz sont :

$$\text{Roy 5a: } 80,99 - 25,04 = 55,95 \%$$

$$\text{Roy 1 : } 92,80 - 10,82 = 81,98 \%$$

La différence entre ces deux dernières valeurs est la teneur en silice dissoute :

$$(81,98 - 55,95) / 81,98 = 31,75 \# 32 \%$$

Selon les résultats de la fluorescence X, la différence réelle de la teneur en silice est :

$$(92,8 - 80,99) / 92,8 = 12,72 \# 13 \%$$

Cette valeur montre la quantité perdue de silice par le lessivage et comme la kaolinite néoformée est observée dans la formation, la néocrystallisation de kaolinite utilise une partie de la silice dissoute, la quantité la silice utilisée pour la néocrystallisation de kaolinite est :

$$32 - 13 = 19 \%$$

XI.2. Les argiles.

La kaolinite est très dominante dans le domaine occidental (97 à 100 % de la fraction argileuse), et en faible teneur dans le domaine oriental; la discussion sur les argiles est donc divisée en deux parties: une partie uniquement pour la kaolinite dans le domaine occidental, et une autre pour la kaolinite, l'illite et la smectite dans le domaine oriental.

XI.2.1. La kaolinite.

Dans la coupe n°1 (Tab.4.4), en tenant compte de la marge d'erreur de la diffractométrie X sur lame orientée, la teneur en kaolinite est presque stable du faciès incolore au faciès rouge. Par contre la teneur en Al_2O_3 est plus élevée dans le faciès rouge que dans le faciès incolore. Cela signifie que malgré la néocrystallisation, la teneur en kaolinite est inchangée: la kaolinite néoformée provient donc de la kaolinite détritique par réorganisation des feuillets quelconques sous l'effet de la solution aqueuse, autrement dit la kaolinite détritique est le germe de la kaolinite néoformée.

La teneur élevée en Al_2O_3 dans le faciès rouge peut être expliquée par deux possibilités:

* Après le lessivage, Al_2O_3 étant l'espèce la moins mobile, reste sur place, par contre le fer, la silice migrent vers le bas ou sont évacués.

* Ou la substitution de Al^{+++} par Fe^{+++} dans la kaolinite (NAHON, 1976; DIDIER, 1983) augmente la teneur en aluminium. Cette substitution peut se faire sous la forme de l'imprégnation du fer dans la matrice telle qu'elle s'observe au microscope électronique à balayage (PL. 21, Photo.1,2).

XI.2.2. La kaolinite, l'illite, la smectite

Cette discussion concerne le domaine oriental, car la diminution importante de la kaolinite, s'accompagne de teneurs significatives en illite et en smectite.

L'origine des argiles: PAQUET (1970, p.15 et 34) a montré que dans le sol développé sur roche calcaire, il n'y a pas plus de 30 % de kaolinite dans la fraction fine, la smectite y est plus importante et l'illite est subordonnée. Ceci correspond au domaine

oriental du Royans où la kaolinite peut atteindre 40 % au maximum (Roy26) à l'aval, et la smectite 77 % au maximum: les argiles du domaine oriental proviennent donc de l'altération du substratum (calcaire et calcaire gréseux mésozoïque) ou de couverture crétacé.

L'évacuation: Dans le domaine oriental, l'altitude des coupes étudiées diminue du Sud au Nord (350m au Sud et 220m au Nord, sur une distance d'environ 4km). Les teneurs en kaolinite et en illite augmentent de l'amont (le Sud) à l'aval (le Nord), celle de la smectite évolue à l'inverse: l'amont est riche en smectite et l'aval en est pauvre. Ceci signifie une évacuation de l'amont vers l'aval. Dans ce phénomène, la kaolinite et l'illite se forment à l'aval et la smectite est une argile plus sensible en milieu lessivé: elle est dissoute et sa teneur diminue fortement à l'aval: presque de moitié (de 77 à 39 %).

A partir d'ici, l'évolution des argiles montre que dans la région du Royans, le domaine oriental ne comporte que du matériel venant du substratum (calcaire, calcaire gréseux mésozoïque, y compris la couverture crétacé) et le domaine occidental comporte à la fois du matériel d'origine du substratum et du Massif Central (environ 30km à l'Ouest). Ce caractère est expliqué par l'emplacement de l'anticlinal de Rochechinard et de Musan, dont l'axe nord-sud, qui ne permet pas au matériel du Massif Central de se déposer dans le domaine oriental de l'anticlinal.

XI.3. Les oxydes de fer

XI.3.1. L'évolution du fer : La teneur en Fe_2O_3 représente en réalité la teneur en fer total (voir VI.1, chapitre 2). La teneur en oxydes de fer (goethite, hématite, Fe_2O_3) augmente généralement en passant du faciès incolore au faciès rouge. Mais une observation plus détaillée révèle des fluctuations dans cette augmentation:

- Dans le faciès rouge, la teneur en fer est élevée.
- A la limite faciès jaune-faciès rouge, cette teneur baisse légèrement.
- Dans le faciès jaune, la teneur en fer augmente à nouveau.
- Dans le faciès incolore la teneur en fer est naturellement faible.

Ce phénomène rappelle un fait pédologique bien connu : le lessivage des espèces chimiques à partir de la surface du sol. Le faciès jaune se trouve dans la zone de concentration du fer.

XI.3.2. La relation entre la goethite et l'hématite.

- Dans le faciès coloré rouge, les oxydes de fer se présentent à la fois sous forme de goethite et d'hématite.

- Dans le faciès jaune, la goethite domine par rapport à l'hématite.

- Dans le faciès incolore, l'hématite est totalement absente, la goethite y est l'unique oxyde de fer, mais en faible teneur.

La thermodynamique montre que, dans le couple goethite-hématite, l'hématite est plus stable que la goethite (voir II.3.2, chapitre 1) et que la transformation de la goethite en hématite se fait par la deshydratation. Cette deshydratation étudiée par LANGMUIR (1971) (voir II.3.2, chapitre 1) montre que la goethite sera plus stable que l'hématite dans les conditions standard quand la dimension du grain de goethite est inférieure à $0,1\mu$; dans le cas contraire, le grain étant supérieur à $0,1\mu$, la goethite se transformera en hématite. Cette transformation est déjà confirmée par observation microscopique (cristaux en aiguille allongée de goethite plus grands que $0,1\mu$ (Pl.16, Photo.1) et d'agrégats argile-oxydes de fer). Ici, la relation goethite-hématite analysée par la diffractométrie X est une confirmation supplémentaire de cette transformation.

XI.3.3. Les couleurs verte et violette.

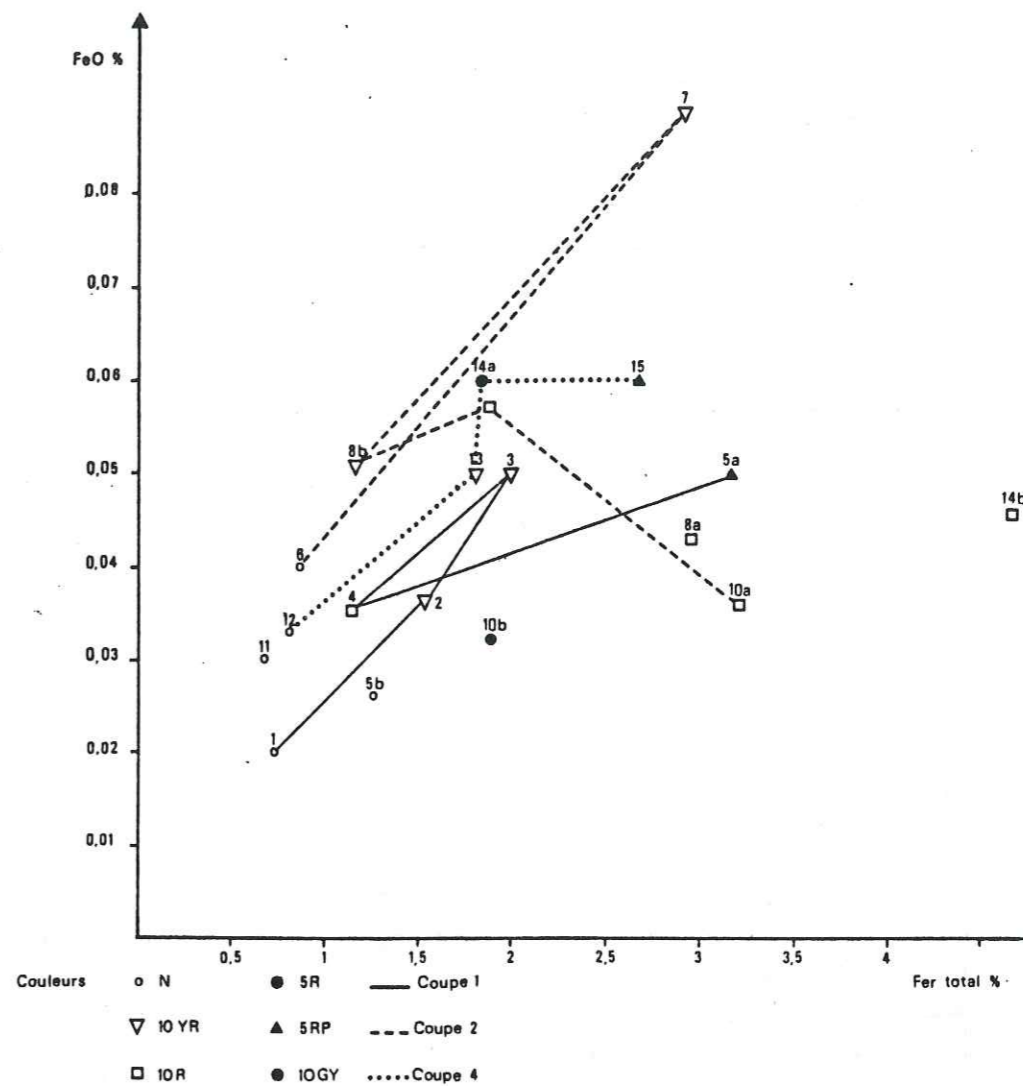


Fig.4.14. L'évolution du fer ferreux en fonction du fer total dans les sédiments du Royans.

Dans la formation éocène du Royans, on observe aussi deux autres couleurs: violette et verte.

La couleur verte dans les sédiments est expliquée par un enrichissement en fer ferreux (FeO). Si on compare les deux échantillons voisins Roy 10a (rouge) et Roy 10b (vert), ils contiennent sensiblement la même teneur en fer ferreux (Tab. 3.5), mais la teneur en fer total de Roy 10b (vert) est plus faible que celle du

Roy 10a (rouge). Donc le rapport Feo/Fer total du Roy 10b est plus élevé (0,016) que celui de Roy 10a (0,012) (Fig. 4.14).

D'après l'échelle des couleurs de Munsell, l'échantillon Roy 15 est classé dans la couleur violette (SRP, Tab.4.3). La minéralogie et la géochimie ne permettent pas d'expliquer l'origine de cette couleur.

XI.4. L'évolution des espèces chimiques

Tab.4.9. montre une évolution des espèces chimiques du faciès rouge au faciès incolore de la façon suivante (en pourcentage):

	Faciès incolore	Faciès rouge	Facteurs
Al ₂ O ₃	4,5	8,24	1,83
Fe ₂ O ₃	0,79	2,27	2,88
TiO ₂	0,065	0,24	3,7
SiO ₂	91,39	84,02	- 0,22
Na ₂ O	0,595	0,334	- 0,59

Tab.4.9. Evolution de certaines espèces chimiques du faciès rouge au faciès incolore.

- Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂ sont des espèces chimiques moins mobiles, et restent sur la partie sommitale du profil, ici, le faciès rouge.

- La silice est plus mobile que les précédents, elle subit une corrosion en haut du profil et migre vers le bas.

Le lessivage, étant observé jusqu'ici par macroscopie et microscopie, est constaté par les

analyses minéralogiques et géochimiques. Dans le paysage de lessivage, la chromatographie étudiée par TARDY (1969, p.155) a montré un phénomène correspondant aux sables argileux éocènes du Royans.

XI.5. Conclusion des données minéralogiques et géochimiques

XI.5.1. Entre deux domaines:

Seule l'évolution des argiles est intéressante, car elle confirme l'origine différente des sédiments dans les deux versants de l'anticlinal d'axe nord-sud :

- Dans le domaine oriental, les sédiments éocènes proviennent de l'altération du substratum.

- Dans le domaine occidental qui se trouve en face du Massif Central, les sédiments sont d'origine d'une part du substratum, d'autre part du Massif Central.

XI.5.2. Entre les faciès:

Le lessivage provoque une migration latérale des argiles dans le domaine oriental.

Dans le domaine occidental, le lessivage vertical est très important car il provoque une migration verticale et une forme de pénétration du faciès rouge dans le faciès incolore.

Cette interprétation constitue le deuxième argument pour la confirmation du phénomène de lessivage en le basant sur la chromatographie des espèces minéralogiques et géochimiques.

XII. CONCLUSION DE L'ETUDE DE LA COLORATION DES SABLES ARGILEUX EOCENES DU ROYANS

XII.1. Schéma de la sédimentation.

Les matériels accumulés dans le bassin du Royans ont deux sources d'origine différente:

- La première est le substratum mésozoïque de la région qui fournit de la calcite, du quartz, de la glauconie et des argiles.

- La deuxième source se situe plus loin du bassin: le Massif Central, qui fournit des feldspaths, des minéraux lourds, des micas, et des produits d'altération tels que le fer, la kaolinite, l'illite, ... Au point de vue de la sédimentation, ces matériels sont détritiques.

Tous ces matériels, ceux du substratum sédimentaire et ceux du Massif Central, sont produits par l'érosion en climat chaud à saisons alternées: l'hydrolyse attaque les feldspaths, les minéraux lourds, la glauconie et forme de la kaolinite, des oxydes de fer. On peut l'appeler le cycle d'altération N.

Dans le Massif Central, les matériels, qui ne sont pas encore altérés, et les produits d'altération s'évacuent vers le bassin du Royans et s'y déposent en se mélangeant avec les matériels d'origine du substratum sédimentaire. Ce mélange continue à s'altérer. Pour les produits d'altération du Massif Central, le cycle d'altération N+1 commence.

L'emplacement de l'anticlinal des Montagnes de Rochechinard et de Musan, dont l'axe est nord-sud, permet de distinguer deux dépôts différents:

- Le domaine occidental, où il y a un mélange de matériels originaires du Massif Central et du substratum sédimentaire mésozoïque de la région.

- Le domaine oriental, au sud de la coupe Les Proposeurs, où il n'y a que les matériels originels du substratum sédimentaire.

Cette distinction est basée sur, d'une part, l'abondance de la kaolinite dans le domaine occidental où les feldspaths, les micas, les produits d'altération

du Massif Central se déposent, d'autre part, sur l'abondance d'illite et de smectite dans le domaine oriental.

XII.2. Les conditions physico-chimiques du dépôt.

* L'existence de la kaolinite confirme le caractère acide ($\text{pH} < 7$) dans l'ensemble des sables argileux éocènes du Royans.

* La couleur rouge est liée à une altération en milieu oxydant ($\text{Eh} > 0$) où le fer est sous forme de fer ferrique (goethite et hématite).

* La deshydratation dans le faciès rouge est confirmée par l'évolution du couple goethite-hématite, par les agrégats argile-oxydes de fer.

* Le lessivage est constaté par la chromatographie des espèces géochimiques dans le profil d'altération.

XII.3. Origine des oxydes de fer.

Les oxydes de fer ont deux origines différentes : détritiques et in situ.

XII.3.1. Origine détritique: il s'agit de la goethite sous forme d'enduit ferrugineux autour des grains détritiques, des grains opaques ou des grains argileux jaunes. Ces oxydes de fer ne peuvent pas colorer la formation car on les rencontre dans le faciès incolore où ils sont en trop faible concentration.

XII.3.2. Origine in situ: Les oxydes de fer se présentent en auréole de diffusion quand l'altération est faible, en taches dans la matrice, en cristaux (aiguilles allongées), ou en agrégats argile-oxydes de fer quand l'altération devient importante, dans laquelle les grains opaques détritiques ont totalement disparus. Ceci signifie que les oxydes de fer in situ proviennent des oxydes de fer détritiques et des minéraux ferromagnésiens disséminés dans les sédiments blancs par hydrolyse de l'eau percolée.

La couleur originelle des sédiments est blanche, les sédiments subissent une coloration qui est due aux oxydes de fer :

- La couleur rouge est liée à l'existence de l'hématite provenant de la deshydratation de la goethite jaune.

- La couleur verte localement observé est liée au fer ferreux. Autrement dit, dans le faciès rouge oxydant et dominant, existent des petites zones réductrices qui se présentent sous forme de lits d'épaisseur centimétrique.

XII.5. Mécanisme de la coloration et de la décoloration : le problème de la couleur originelle.

XII.5.1. Coloration :

Le mécanisme de la coloration comporte deux phénomènes simultanés: l'altération par hydrolyse des minéraux parentés du fer et le lessivage.

- L'altération par hydrolyse libère le fer à partir des minéraux lourds détritiques et des produits d'altération disséminés dans les sédiments. Le fer libéré en milieu oxydant forme d'abord de la goethite qui colore en jaune les sédiments. Puis cette goethite se transforme en hématite rouge par deshydratation. Quand l'altération est totale, les minéraux parents du fer le libèrent au maximum et disparaissent en formant une matrice ferrugineuse uniforme: faciès rouge. Quand l'altération est modérée, le fer diffuse juste autour des grains parents: faciès jaune. Dans le cas où l'altération est nulle, les grains opaques des minéraux parents du fer restent intacts: faciès incolore.

- Le lessivage : Il entraîne le fer du haut vers le bas. Le fer, étant moins mobile, migre très lentement vers le bas par rapport aux autres espèces, autrement dit, il se concentre dans la partie sommitale tandis que les autres espèces, comme la silice, s'évacuent rapidement vers le bas. Cette accumulation engendre une quantité suffisante de fer pour colorer les sédiments en rouge et la migration engendre des contacts diffus entre le faciès incolore et le faciès colorés.

L'évolution du couple goethite-hématite le long de chaque coupe étudiée rend compte de la continuité de la coloration rouge, autrement dit, le faciès rouge ne

provient pas des sédiments étrangers, mais de l'altération du faciès incolore originel.

XII.5.2. Décoloration : La décoloration est liée à des nappes aquifères dont la présence est prouvée par l'existence de calcrettes et de silcrettes.

XII.5.3. Couleur originelle :

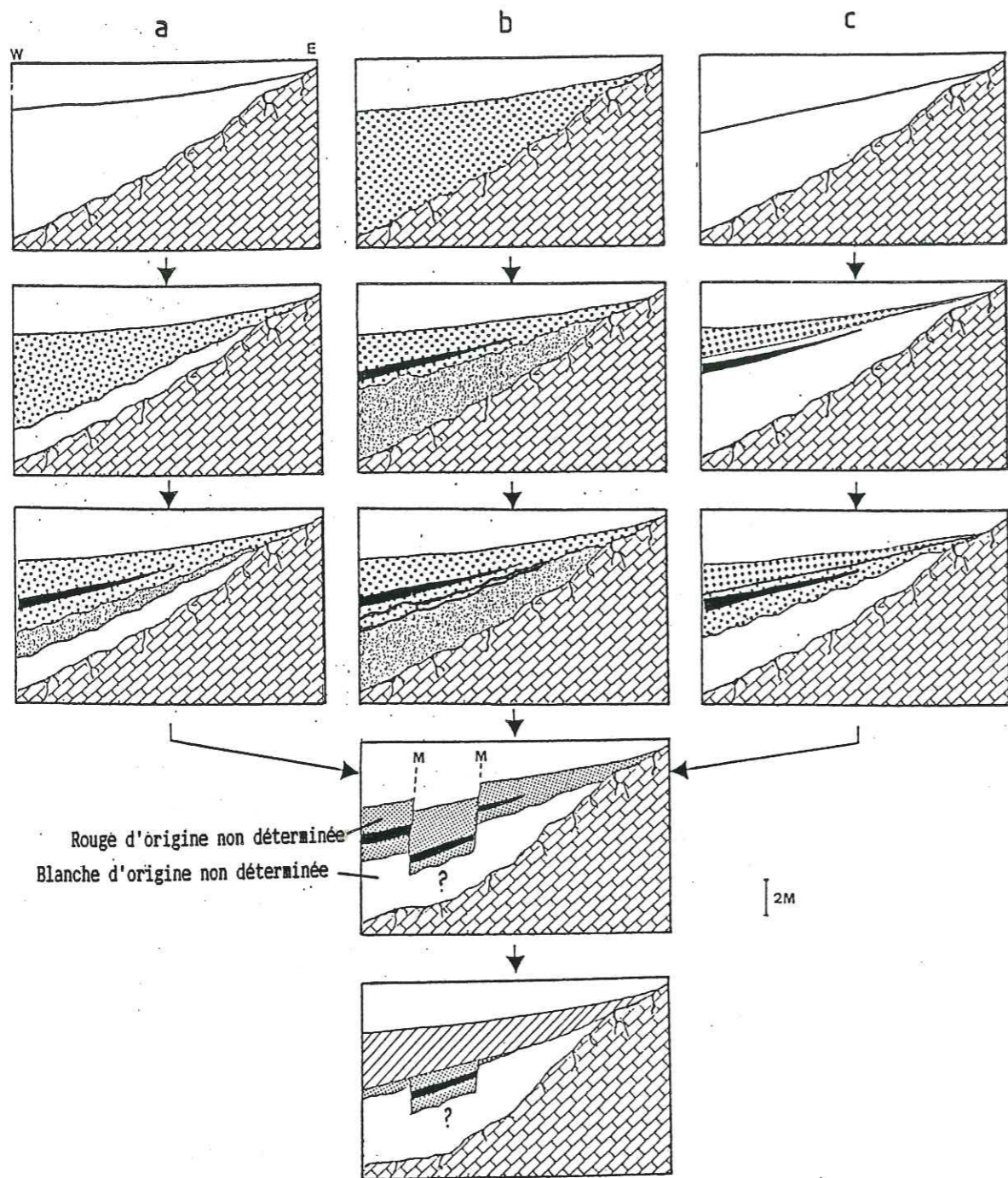
Trois hypothèses sont envisageables (Fig.4.15) :

a/ La couleur originelle est blanche : Les sables rouges (produits d'altération) deviennent blancs par le transport et se déposent dans le bassin du Royans. Après le dépôt, l'altération par lessivage accumule les oxydes de fer rouges à la surface et dissout les autres matériels (quartz, kaolinite).

b/ La couleur originelle est rouge : Après le dépôt les sables rouges sont décolorés par une nappe d'eau. Cette décoloration forme le faciès incolore à la base de la formation et la partie supérieure reste rouge. Une fois que la nappe disparaît, l'altération de la surface laisse à nouveau la coloration rouge envahir les sables blancs par lessivage de type pédologique.

c/ Variation de couleur pendant la sédimentation : Après le dépôt de sables blancs, arrive une couche de sables rouges détritiques.

Actuellement, on voit que les formations post-éocènes (Oligocène ou Quaternaire) sont en contact tantôt avec le faciès incolore, tantôt avec le faciès rouge, le contact actuel est donc d'une surface tronquée par l'érosion anté-oligocène (Fig.4.15). C'est à dire qu'à la fin de l'Eocène, l'épaisseur du faciès rouge était plus grande que maintenant et que l'érosion en a enlevé une partie avant l'arrivée des sédiments post-éocènes.



COULEURS

	Rouge détritique		Formation post-éocène
	Rouge néoformée		Encroûtement de silcrete et de calcrete
	Blanche détritique		Substratum (calcaire crétacé)
	Blanche néoformée		

M : mouvements tectoniques

Fig.4.15. Essai de reconstitution de la coloration éocène dans le bassin du Royans.

CONCLUSION GENERALE

L'étude de la Molasse rouge oligocène de Barles et celle des Sables argileux éocènes du Royans montre que dans l'un cas et dans l'autre, la coloration rouge se développe dans les sédiments après son dépôt. La coloration rouge est liée au fer ferrique et les autres couleurs, grise et verte, au fer ferreux. Dans ces deux formations, le processus de la formation de la couleur rouge est commun mais les minéraux parents du fer sont différents.

1/ Nature des minéraux parents du fer.

Dans la Molasse rouge de Barles, le minéral qui fournit le fer est la glauconie : stable en milieu réducteur et instable en milieu oxydant, elle s'altère sur place et libère son fer qui devient ferrique. La glauconie subit cette altération dès le dépôt de limons de débordement, à la surface de la plaine d'inondation, banc après banc.

Dans les Sables argileux éocènes du Royans, l'origine du fer est complexe : la patrie d'origine de ces sables est d'une part le Massif Central (granite, gneiss, schiste cristalline), d'autre part les grès calcareux du Crétacé de la couverture dauphinoise voisine. Dans l'un et l'autre cas, une altération a formé des sables colorés en rouge par un enduit goethitique. Au cours des transports fluviaux, cet enduit a peut-être été lavé en partie et dans ce cas, ce sont des sables blancs qui se sont déposés dans le Royans. Les oxydes de fer du Royans ont deux origines : détritique (minéraux lourds et produits d'altération) et in situ.

2/ Les processus communs de la rubéfaction:

a/ Les conditions physico-chimiques : la coloration rouge est liée à :

- un milieu acide comme en témoigné la kaolinite néoformée et la persistance de kaolinite héritée.

- un milieu oxydant attesté par la formation du fer ferrique (goethite et hématite).

- un milieu lessivé révélé par la concentration en surface de certaines espèces chimiques peu ou non solubles (Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3), par le départ vers le bas des autres espèces solubles (SiO_2 , Na_2O) et par la transformation d'illite en interstratifié illite - smectite, puis en kaolinite.

En revanche, les couleurs grise et verte sont liées au développement du fer ferreux.

b/ Le mécanisme de l'altération: comporte deux phénomènes simultanés: une hydrolyse et un transfert de matière par lessivage.

- L'hydrolyse libère le fer des minéraux ferrugineux disséminés dans les sédiments. En milieu oxydant, le fer libéré se transforme en goethite qui, seule, fournit la couleur jaune, puis la goethite se deshydrate en hématite unique responsable de la couleur rouge.

- Le transfert de matière par lessivage : Ce phénomène est beaucoup plus important et plus visible dans les Sables éocènes du Royans que dans la Molasse rouge de Barles. Il entraîne les espèces chimiques solubles du haut vers le bas, la silice, la soude migrent ainsi rapidement; l'aluminium, les oxydes de titane et de fer moins mobiles restent à la surface ou migrent lentement. Ce lessivage provoque la pénétration du faciès rouge dans les faciès originels, gris et blanc.

c/ L'association argile-fer : La goethite et l'hématite ne précipitent pas seulement d'une manière autonome, mais elles s'associent fréquemment aussi avec la kaolinite sous forme de couches monocristallines et d'imprégnation par substitution de Al^{+++} par Fe^{+++} .

Accompagnant la rubéfaction, on observe ainsi les phénomènes :

- La corrosion du quartz.
- L'épigenèse calcitique.
- La néoformation de la kaolinite à partir de l'altération de la glauconie ou de réorganisation de la kaolinite détritique.
- La transformation des argiles.

	Faciès			Conséquence
	originel	intermédiaire	rouge	
Conditions physico-chimiques - Acide ($pH < 7$) - Réductrice ($Eh < 0$) - Oxydant ($Eh > 0$)] Néoformation de la kaolinite] Rubéfaction
Analyses microscopiques (polarisant et électronique) - Minéraux lourds: * Grains opaques sans auréole de diffusion * Grains opaques avec auréole de diffusion - Enduit ferrugineux dans les cavités du quartz - Oxydes de fer * Goethite en aiguilles allongées * Agrégats argile-fer * Imprégnation du fer dans la matrice ou dans le ciment * Hématite en plaquettes hexagonales - Dissolution du quartz * en cryptocupules et linéaire * en escalier - Kaolinite * Détritique * Néoformée en plaquettes hexagonales et en accordéon * Dissoute - Calcite épigénétique] Hydrolyse] Deshydratation et coloration rouge] Lessivage] Lessivage
Séquence géochimique (concentration) Al_2O_3 Fe_2O_3 TiO_2 SiO_2 Na_2O] Lessivage
Processus - Produits d'altération - Minéraux lourds - Glauconie	Intact	-> Hydrolyse: Goethite -> Oxydation: Interstratifiés à feuillets de smectite Goethite -> Deshydratation: Hématite		-> Deshydratation: Hématite

PLANCHES

Planche 1

Photo 1. Chenal à la base de la Molasse rouge
de Barles.

Photo 2. Répartition de la couleur rouge et de la
couleur grise dans la plaine d'inondation
(alternance de grès silteux et de marnes).

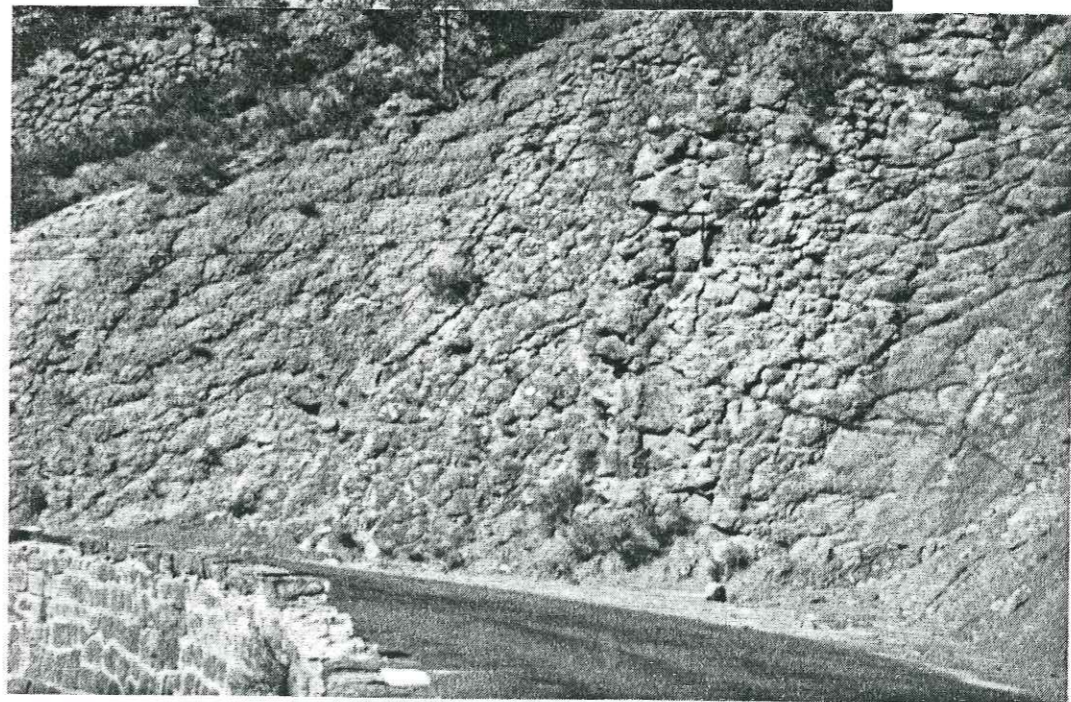


Planche 2

Photo 1. Répartition du faciès rouge et du faciès gris dans un banc grés silteux bariolé.
A: Limite au sein du banc.
B: Limite confondue avec la surface lithofaciès.

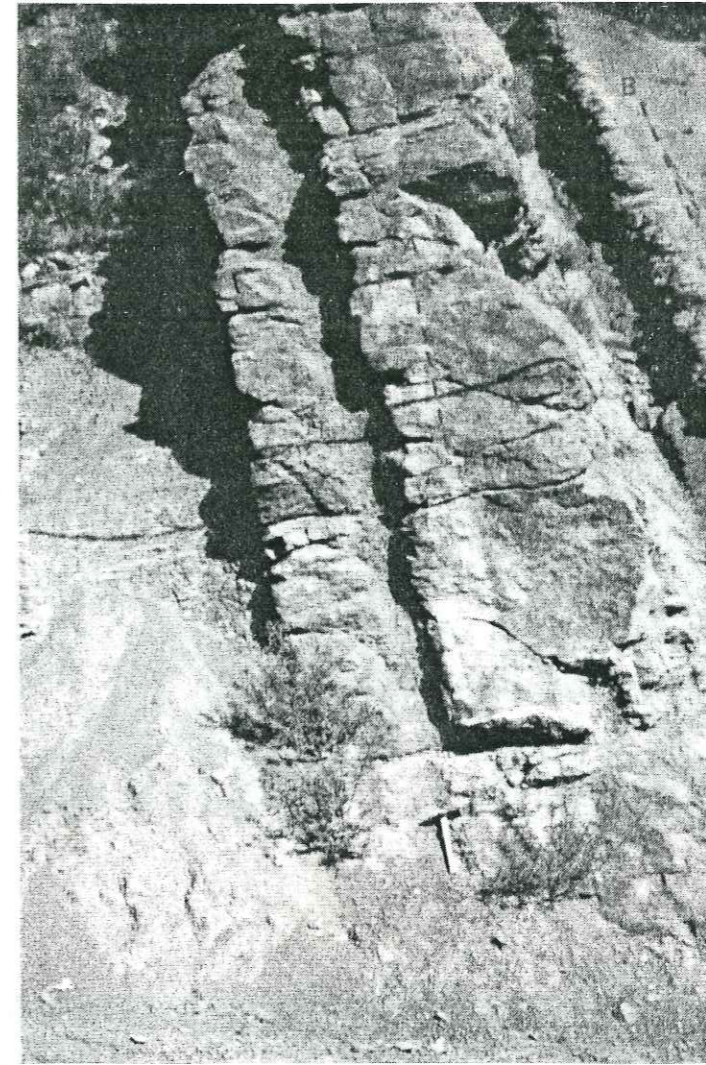


Photo 2. Pénétration du faciès rouge dans le faciès gris d'un grès silteux.

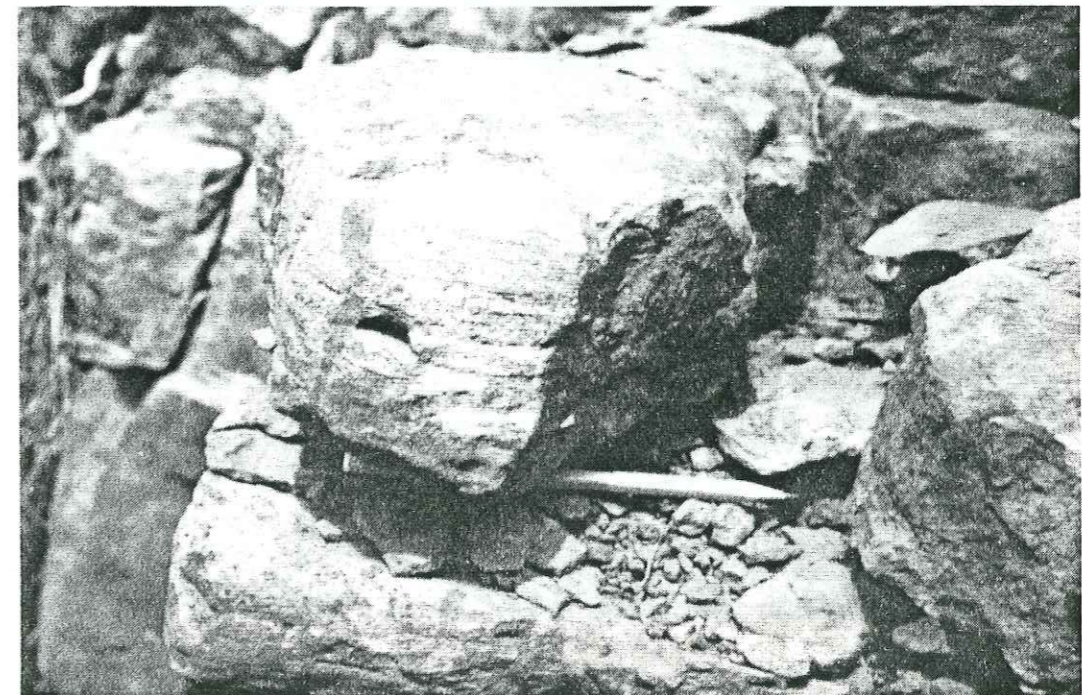


Photo 1. L'échantillon Ba20b:

- A: Feldspaths non altérés.
- B: Calcite épigénétique remplaçant les grains détritiques et grain de glauconie.

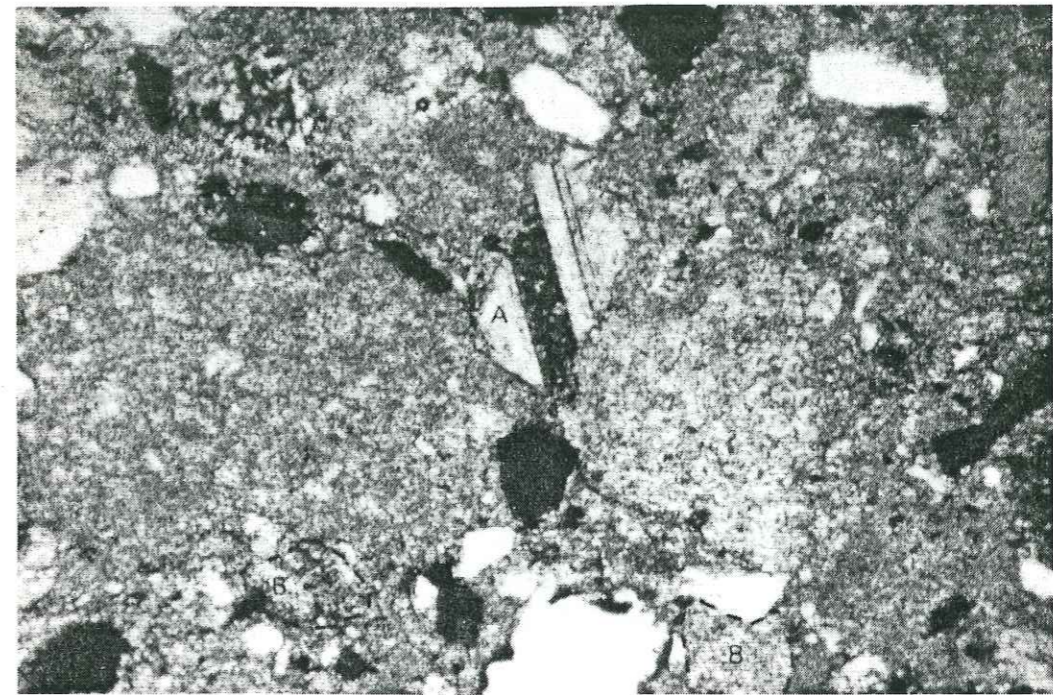


Photo 2. L'échantillon Ba20a, limite entre le faciès rouge et le faciès gris.
A: Glauconie altérée en partie.
B: Veine d'oxydes de fer.

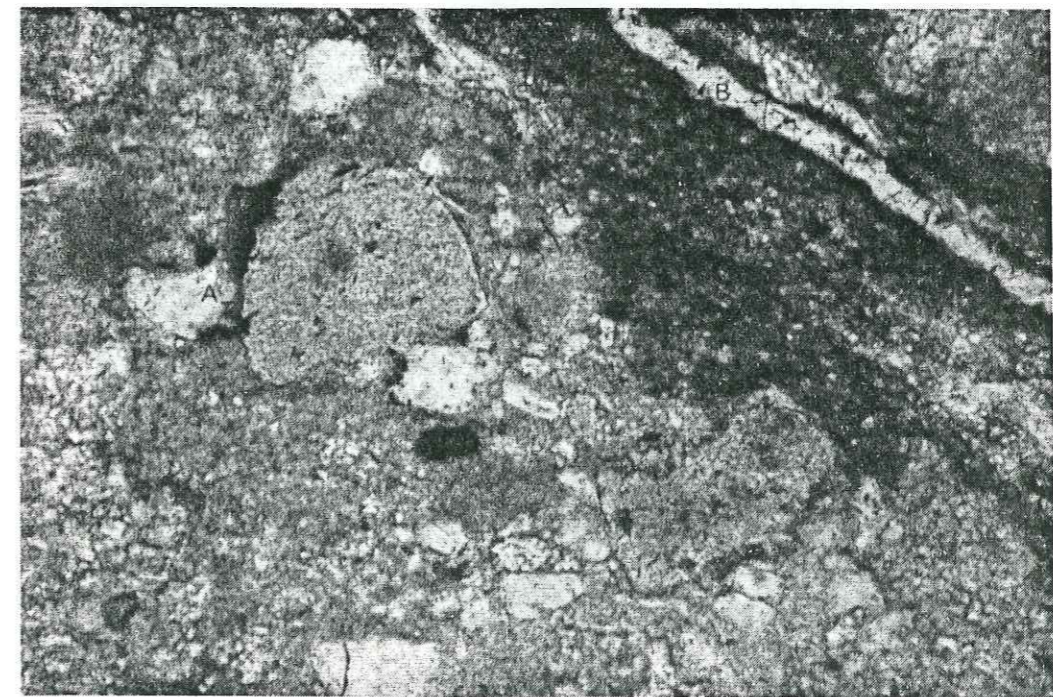


Planche 4

FACIES GRIS

Photo 1. Glauconie non altérée.

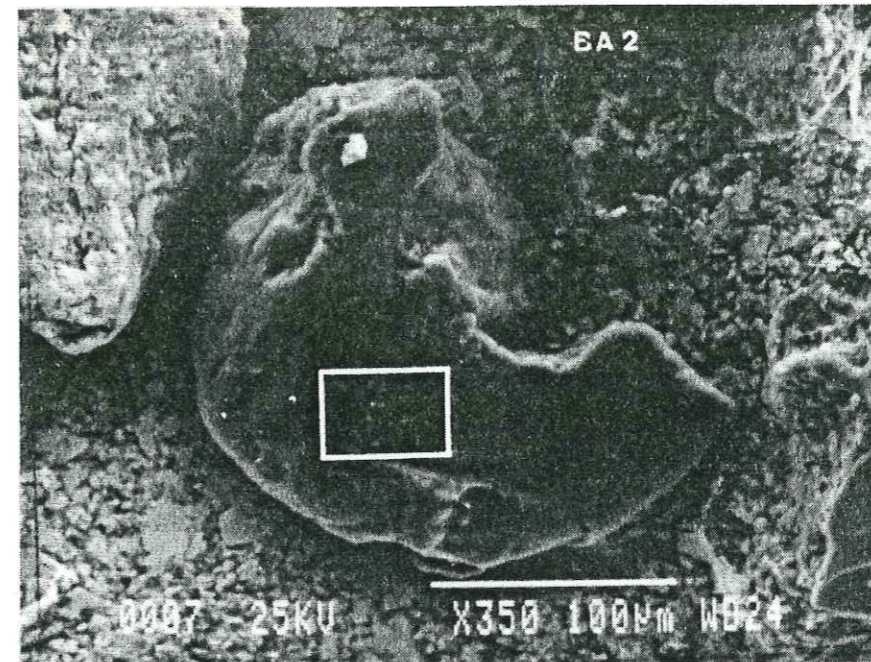


Photo 2. Détail de photo 1:
F: feuillets onduleux.
S: surface lisse.

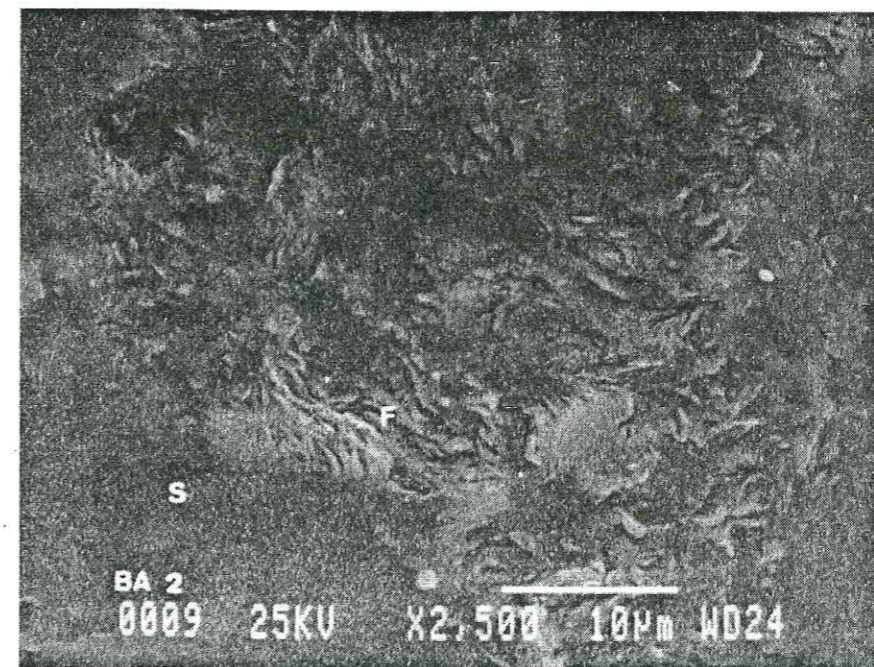


Photo 1. Illite en feuillets.

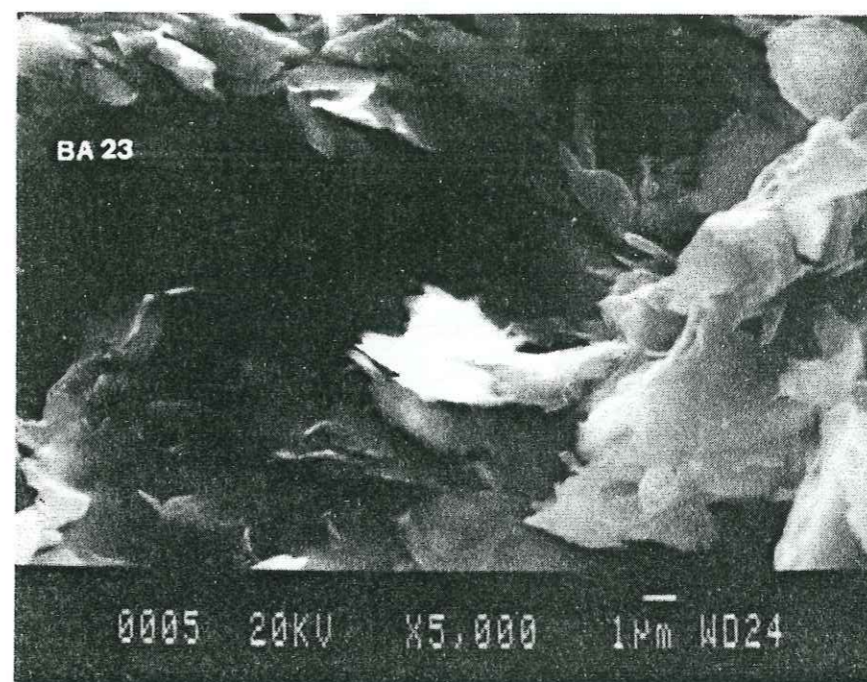


Fig.1. Analyse chimique par microscope électronique à balayage d'un feuillet d'illite.

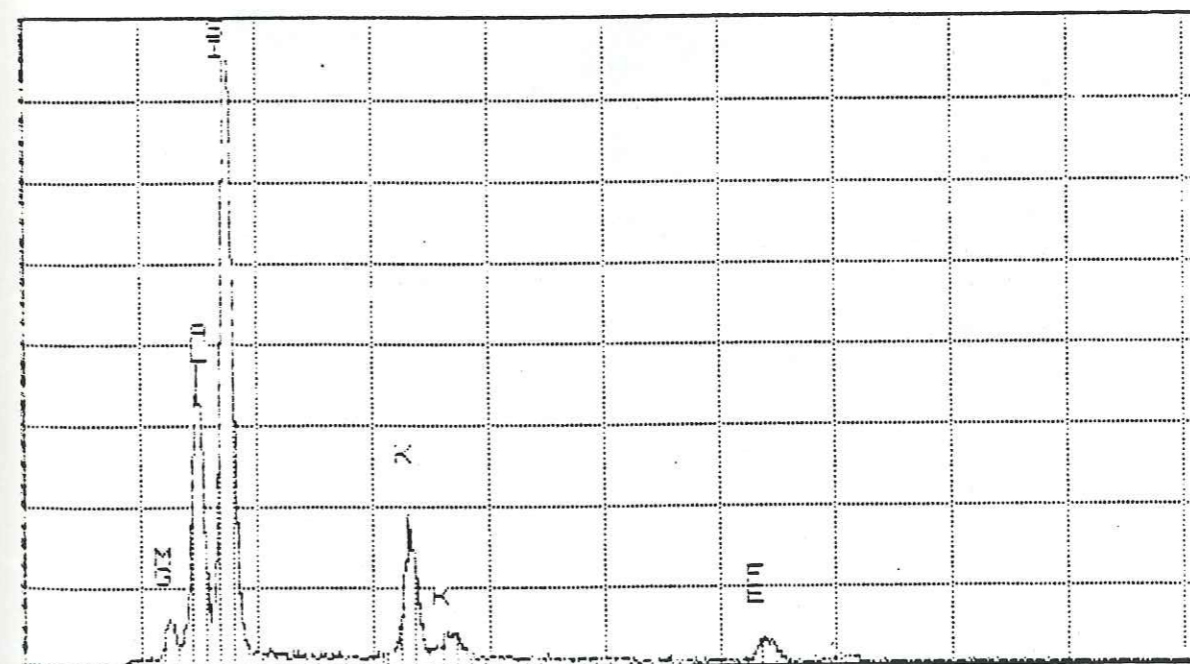


Photo 1. Glauconie altérée du faciès rouge.

Photo 2. Vue détaillée de la photo 1:
E: écaille d'altération, smectite.
(voir Pl.7 pour les analyses chimiques de deux points (1) et (2)).

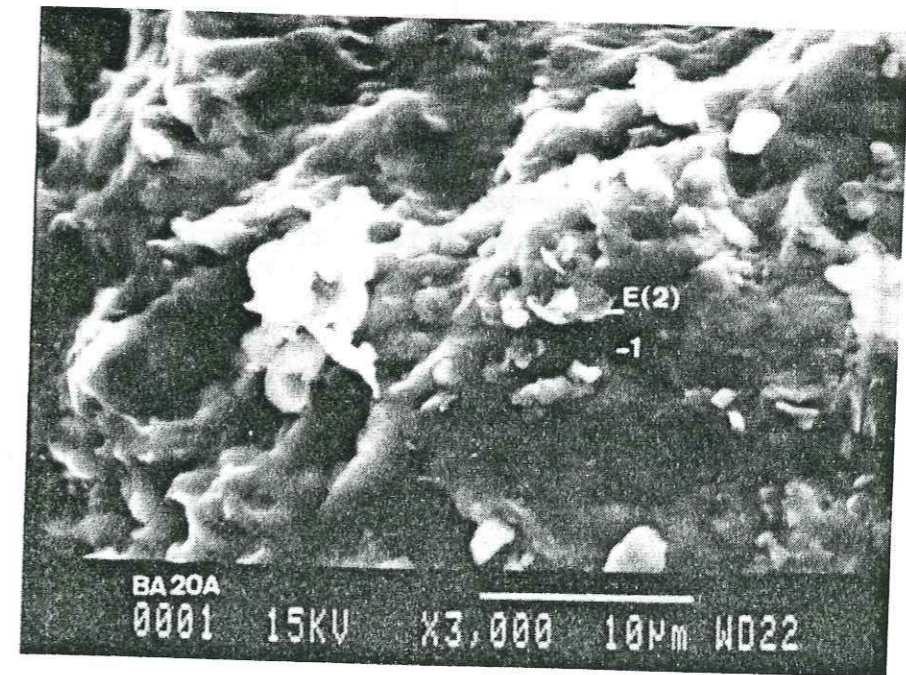
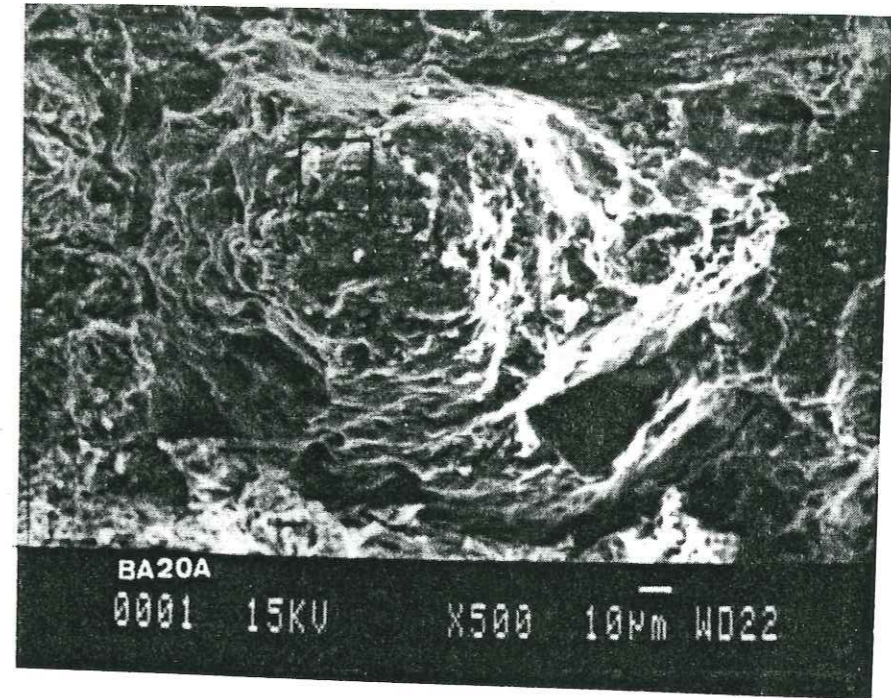


Fig.1. Analyse chimique par microscope électronique à balayage du grain de glauconie (1).

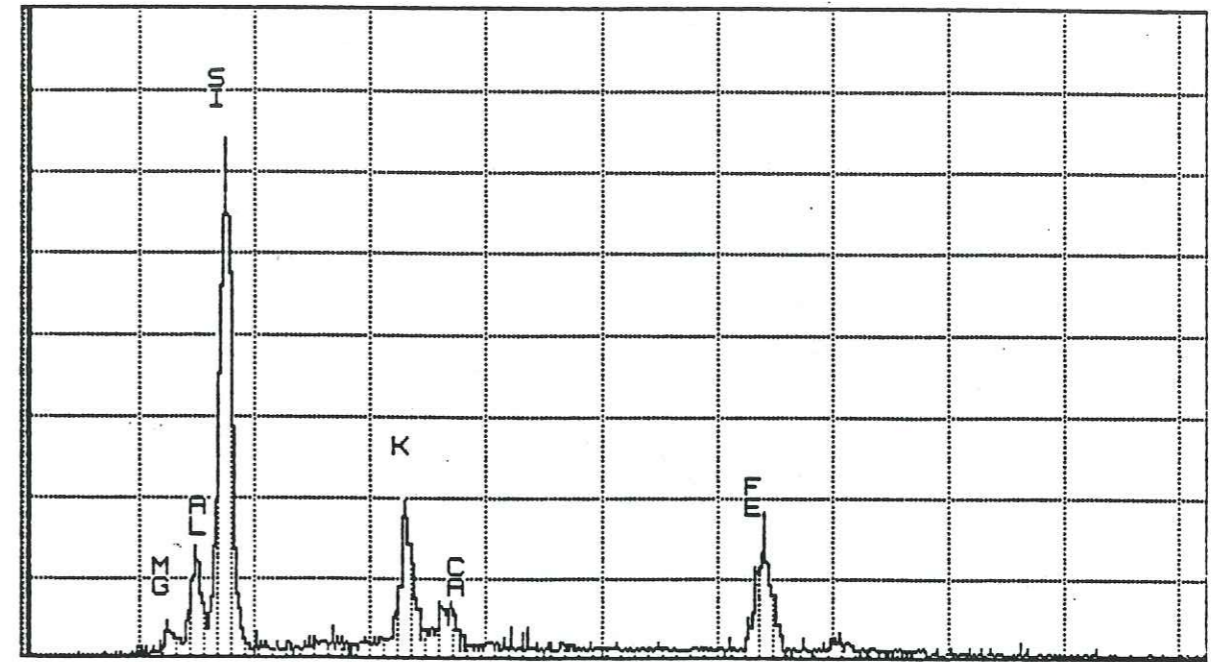


Fig.2. Analyse chimique par microscope électronique à balayage d'une écaille d'altération de glauconie (2).

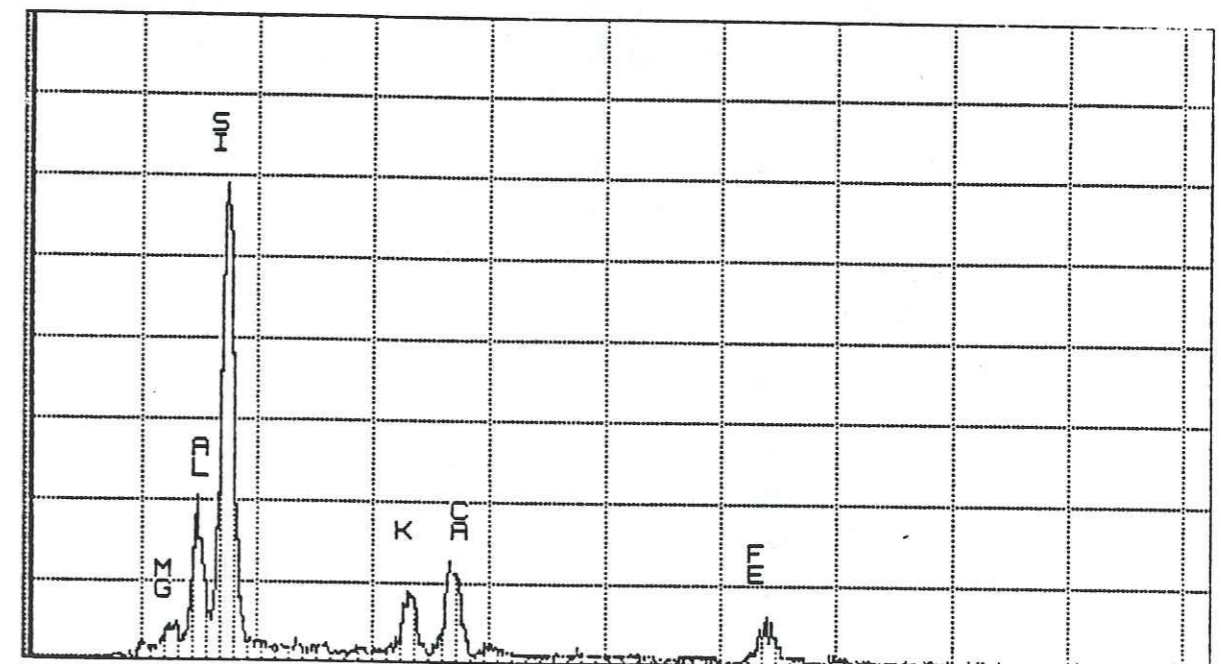


Planche 8

FACIES ROUGE

Photo 1. Oxydes de fer dans le faciès rouge.

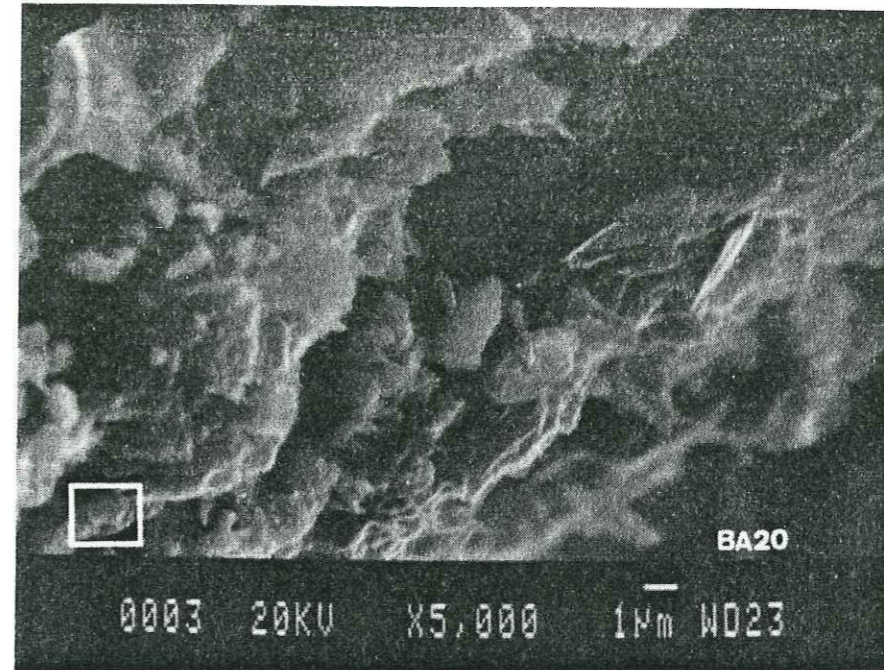


Photo 2. Photo 1 prise par le faisceau rétrodiffusé, la couleur blanche est due aux oxydes de fer.



Photo 1. Plaquette d'hématite de planche 8.

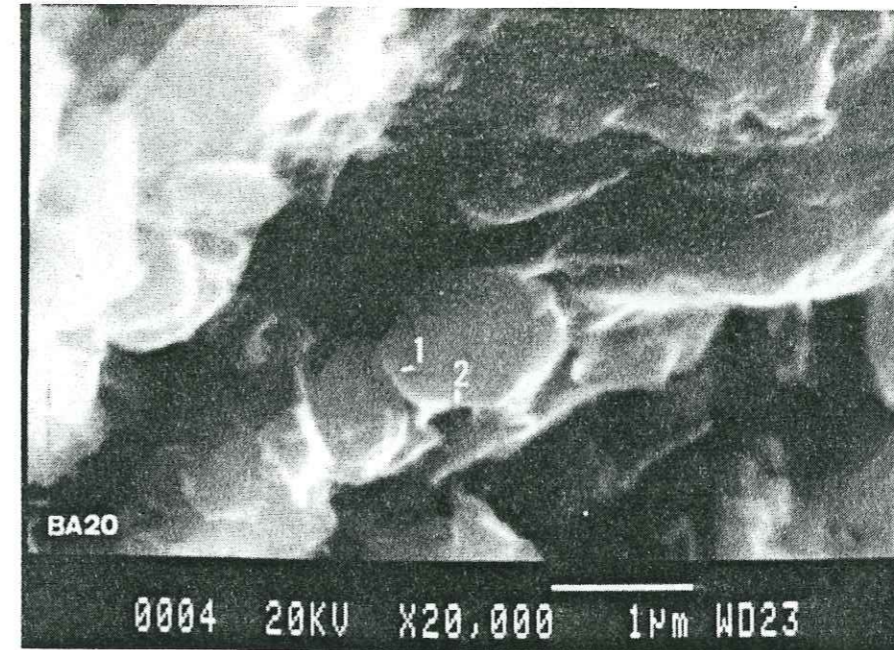


Fig.1. Analyse chimique de la plaquette d'hématite fournie par microscope électronique à balayage.

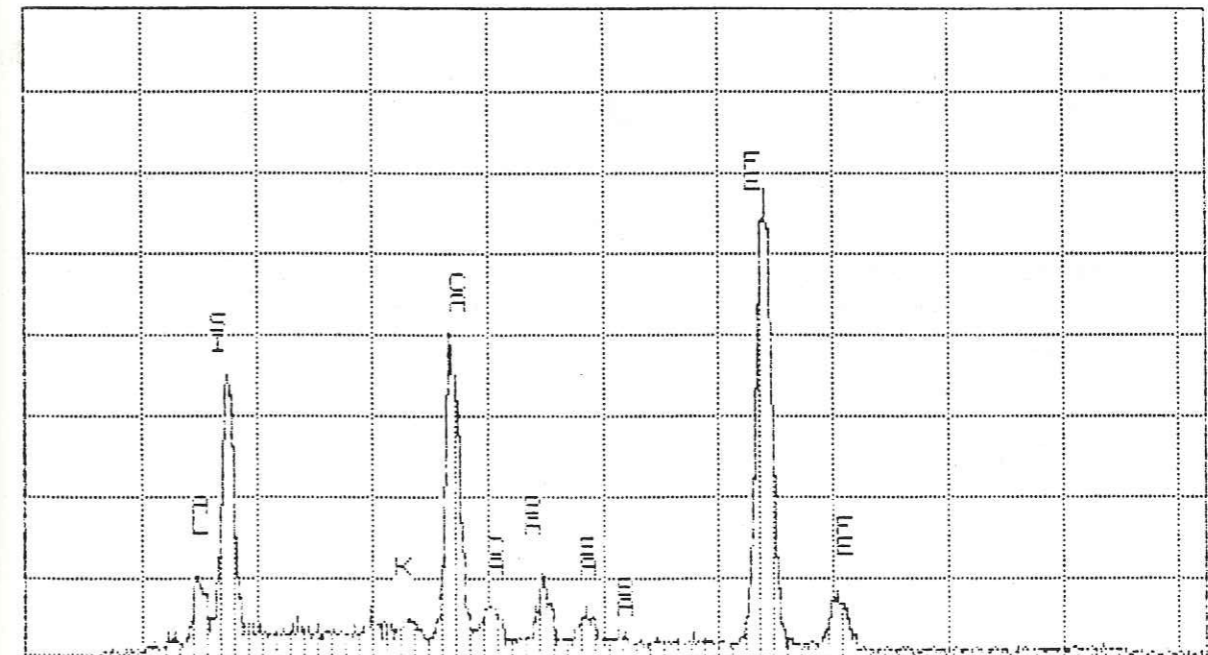


Photo 1. Vue d'ensemble de la coupe n°1 (St Martin).



Photo 2. Vue d'ensemble de la coupe n°4 (St Nazaire en Royans, Carrière Peyson)

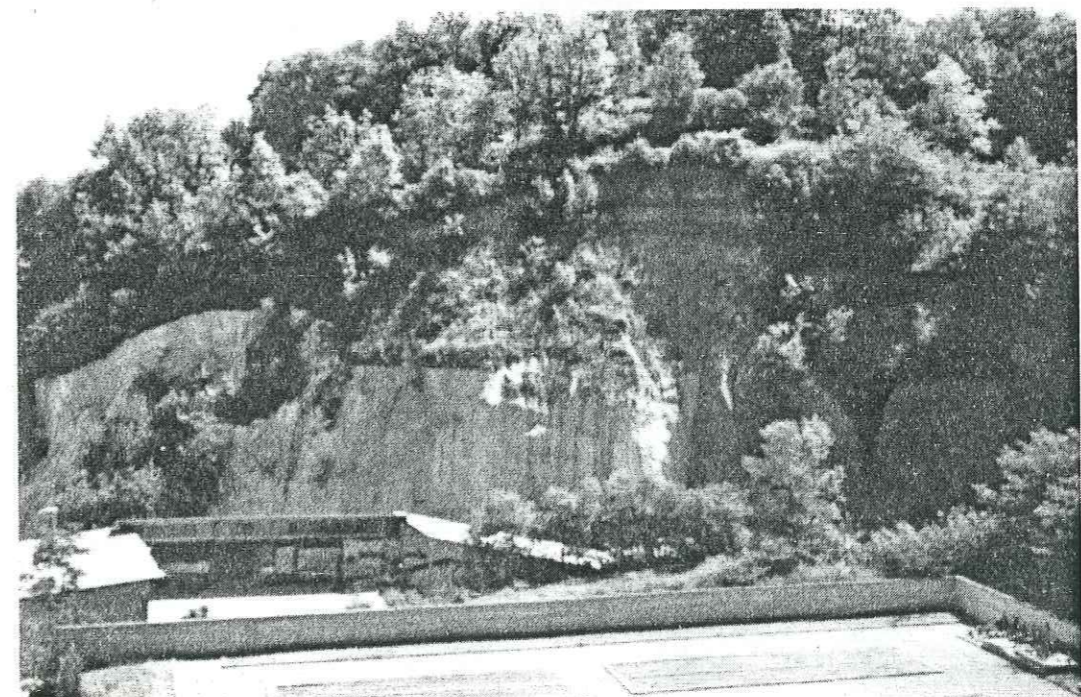


Photo 1. Vue d'ensemble de la coupe n°5 (Camping municipal).

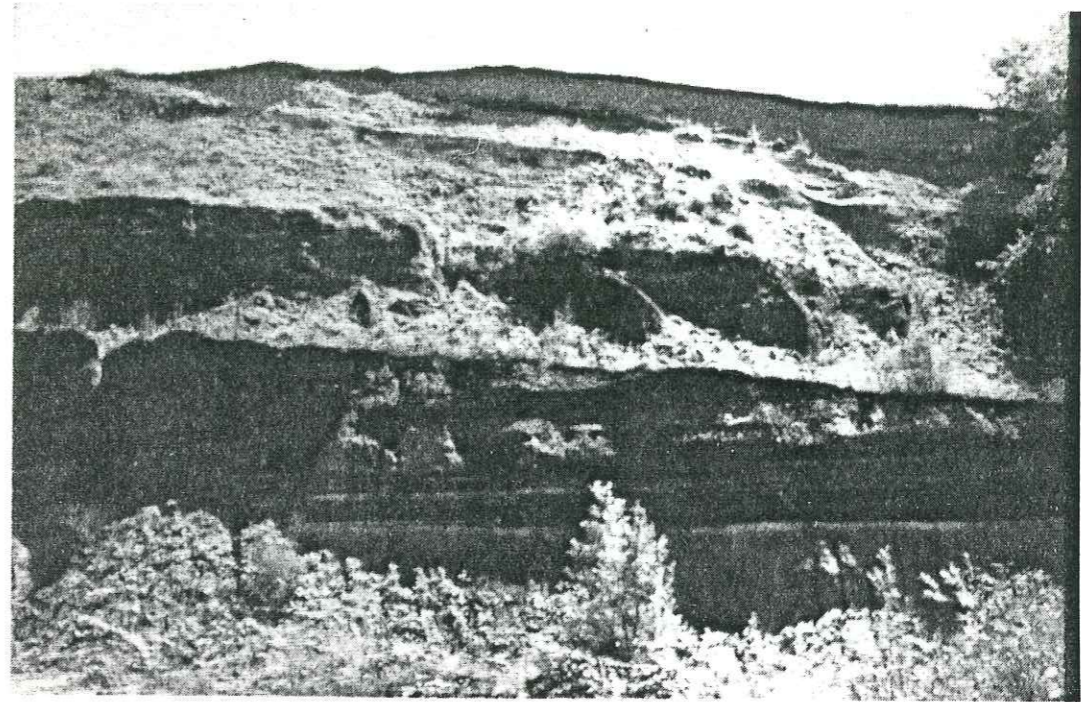


Photo 2. Zone de limite entre faciès incolore et faciès jaune.
A: Quartz en fragments anguleux.
B: Quartz en grains arrondis.
C: Grains opaques avec auréole de diffusion.

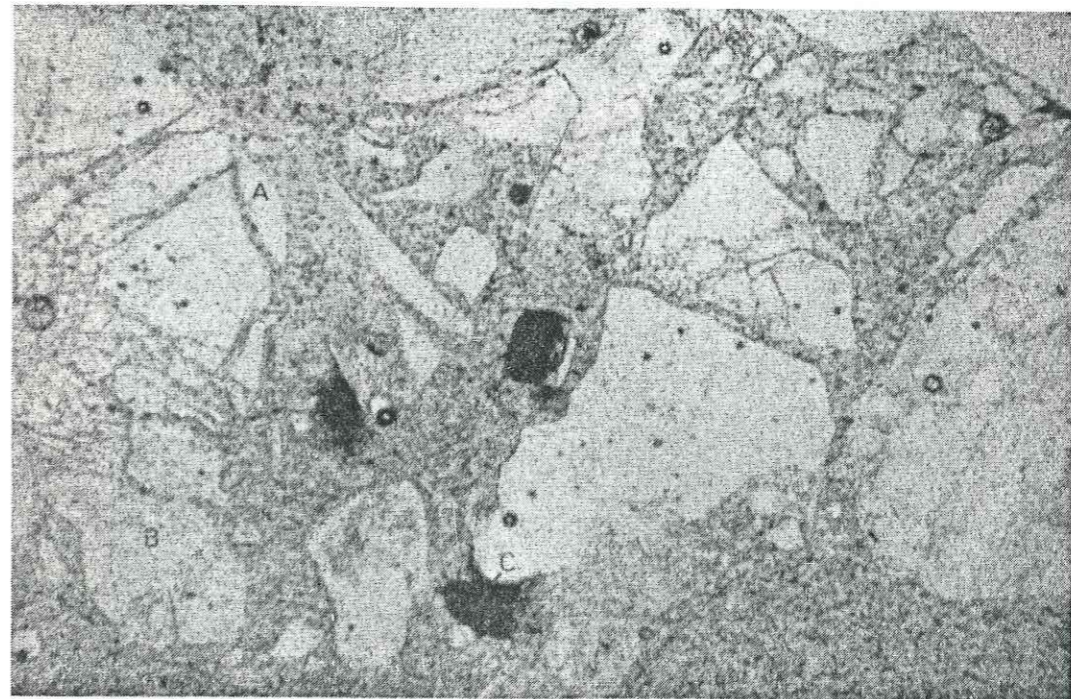


Photo 1. Quartz fissuré montrant des fissures à remplissage argileux.

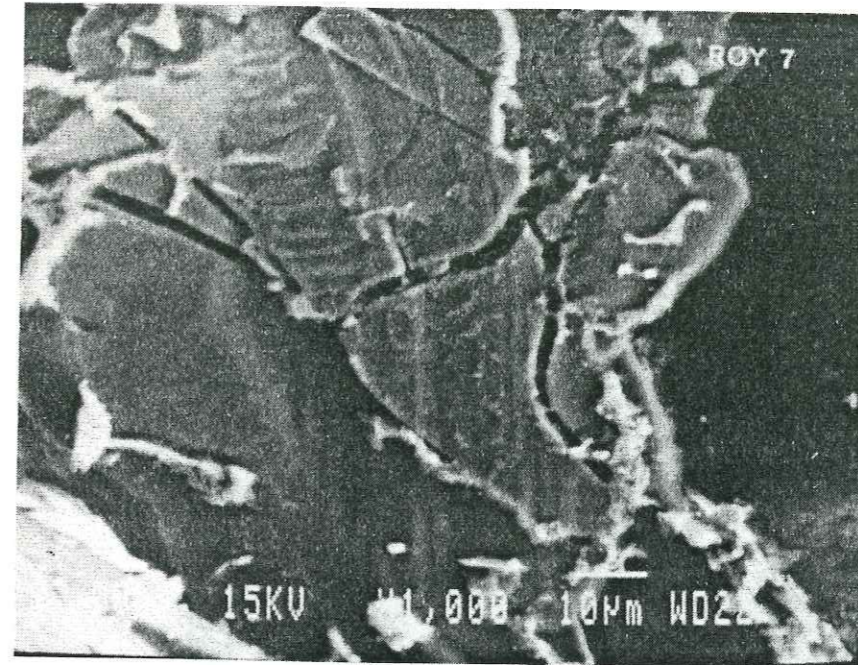


Photo 2. Fissures nettes du quartz.

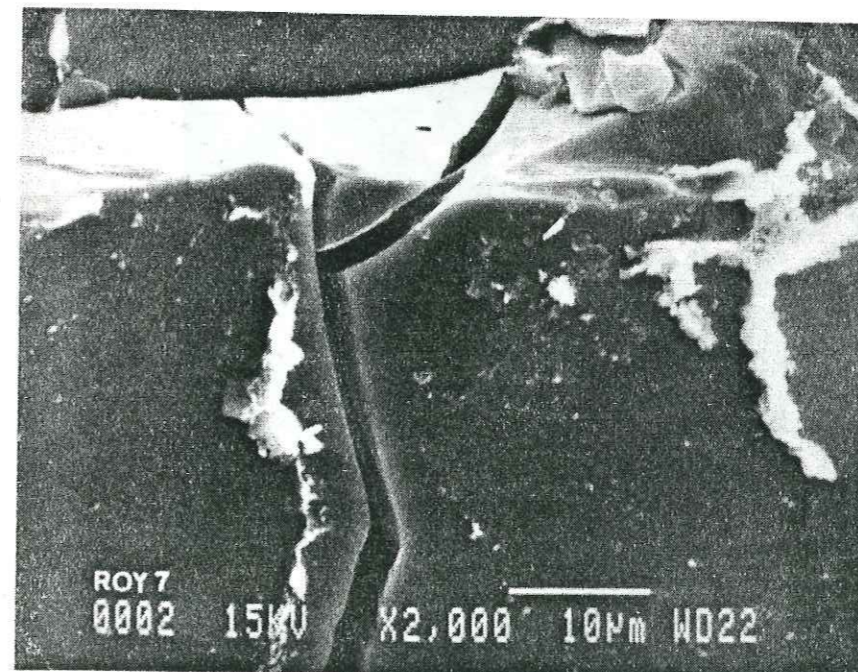


Photo 1. Enduit ferrugineux autour d'un grain de quartz détritique.

Photo 2. Détail de photo 1
Q: quartz détritique.
G: goethite détritique.

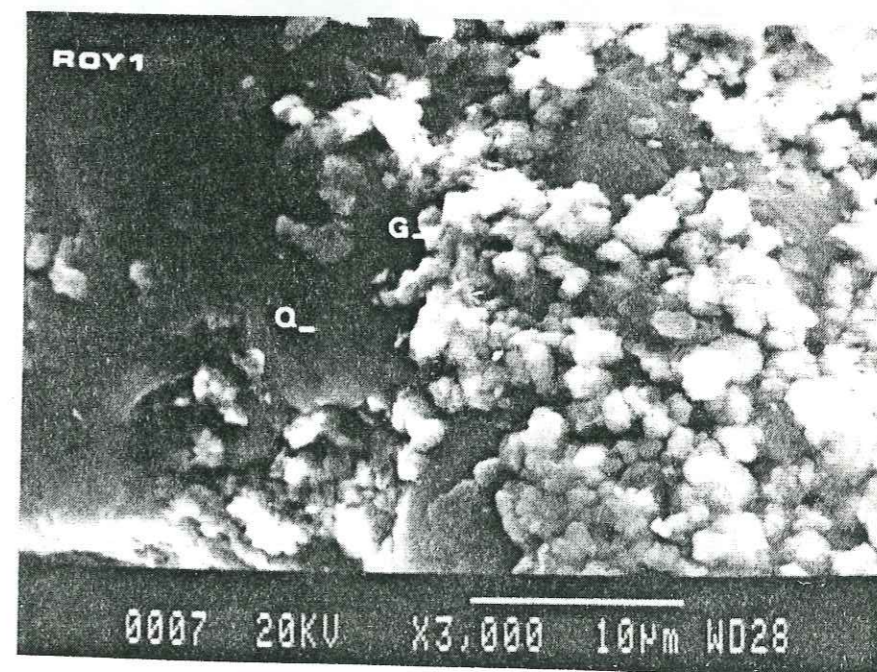
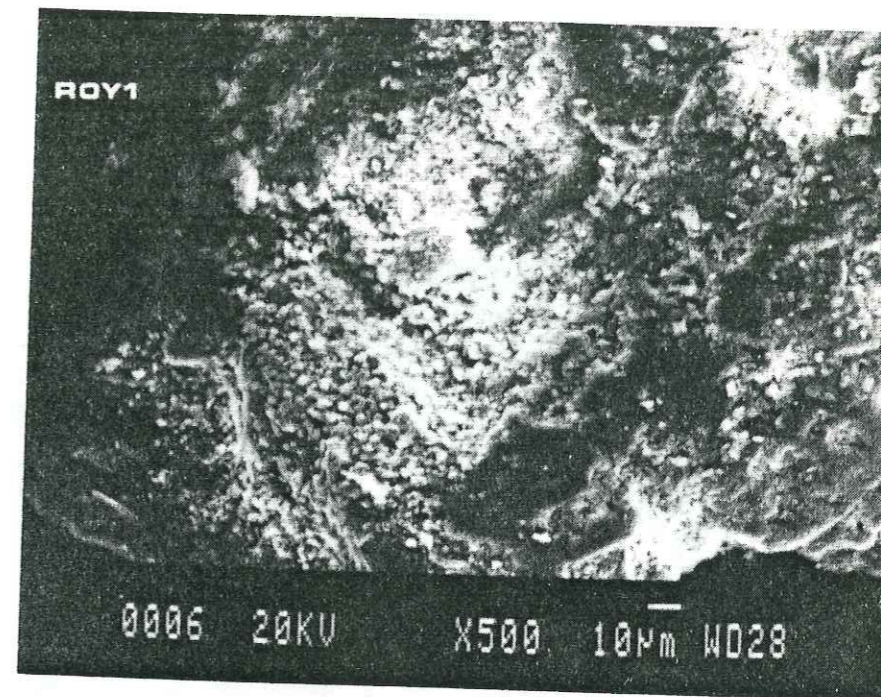


Photo 1. La kaolinite néoformée:
A: Plaquettes hexagonales.
B: Feuilletés empilés en accordéon.

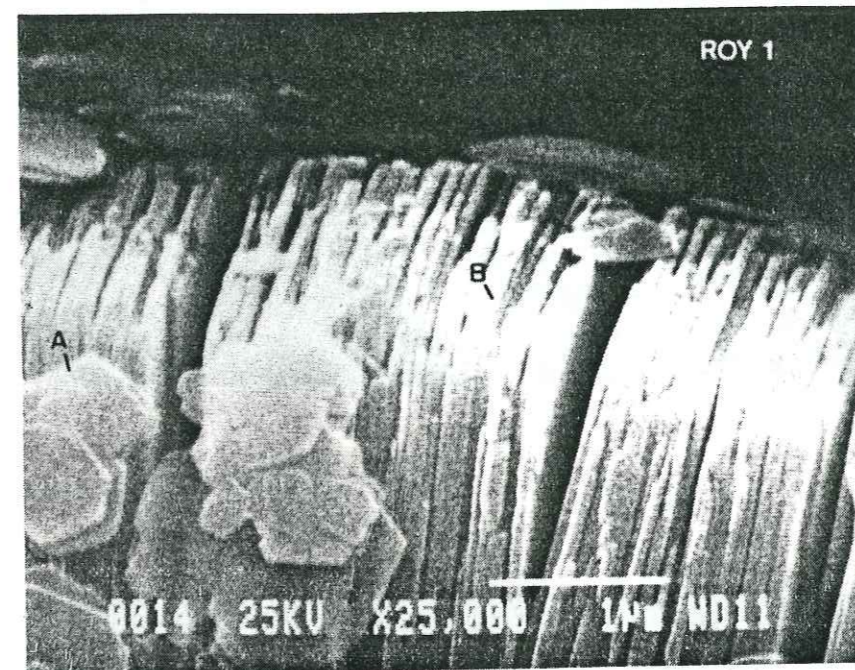


Photo 1. Kaolinite néoformée et kaolinite détritique.

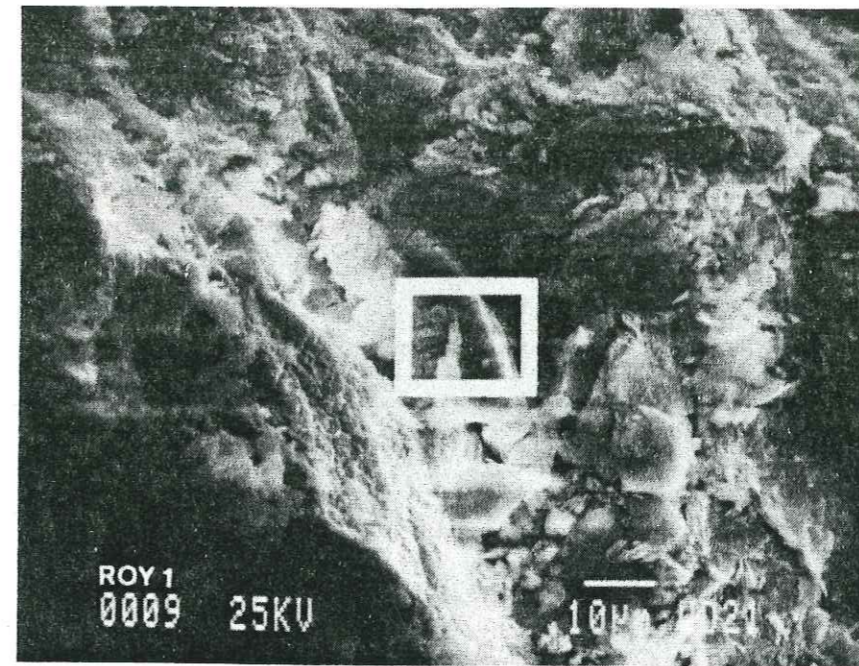


Photo 2. Détail de photo 1.

- A: Feuilletés empilés en accordéon (néoformation).
- B: Plaquettes hexagonales (néoformées).
- C: Plaquettes quelconques (détritiques).

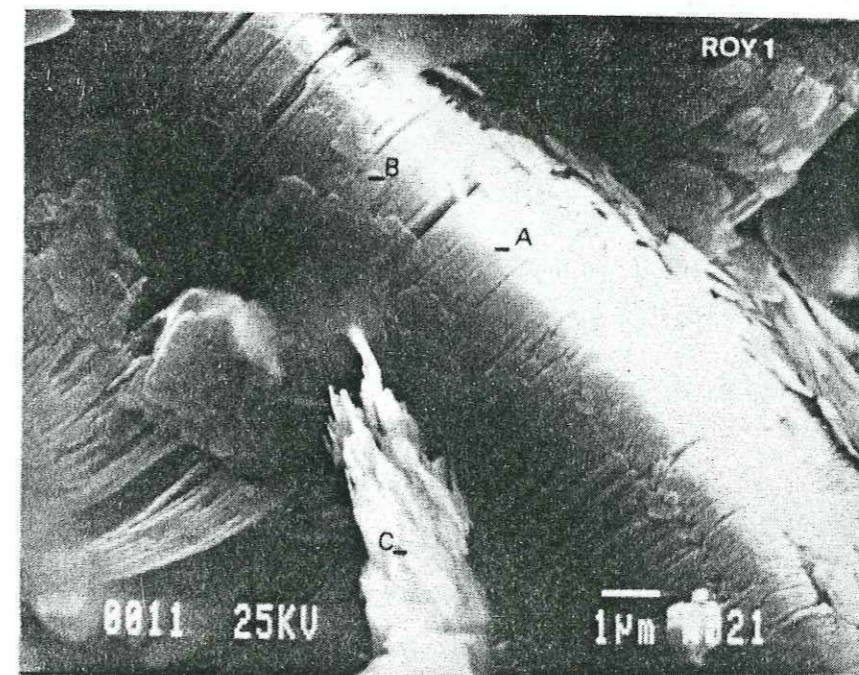


Photo 1. A : Goethite en forme des aiguilles allongées.
B : Quartz corrodé en cryptocupules.
C : Mica en voie d'altération.
D : Plaquettes de kaolinite.

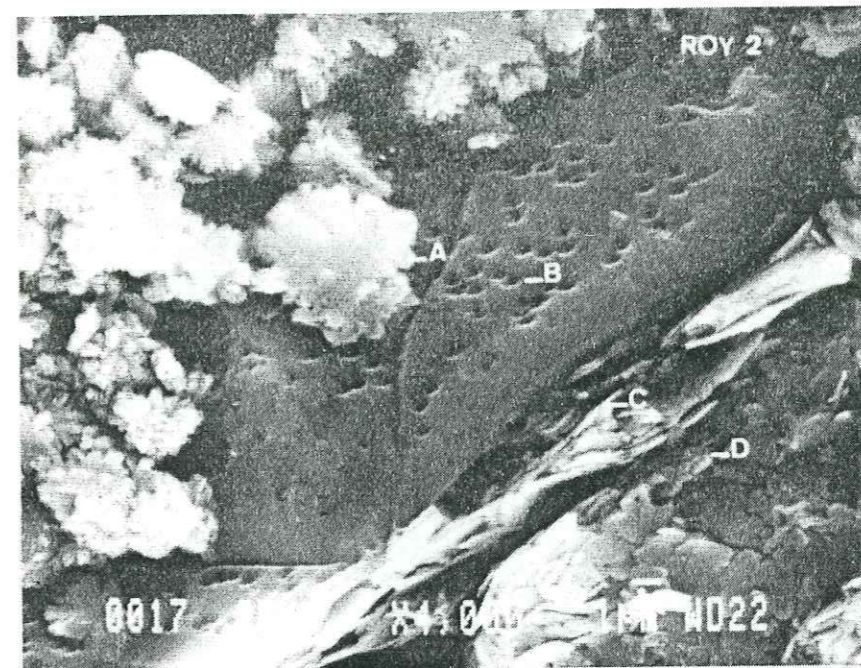


Photo 2. Quartz corrodé dans le faciès jaune.
A : Corrosion en cryptocupules.
B : Corrosion linéaire.

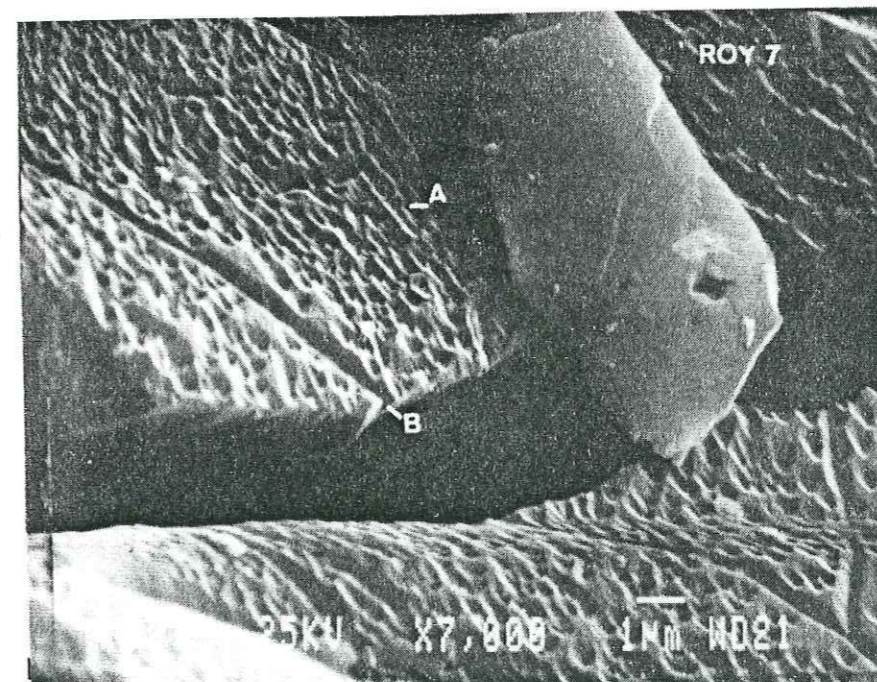


Photo 1. Agrégat argile-oxydes de fer.

Photo 2. Photo 1 prise par le faisceau électronique rétrodiffusé: la couleur blanche est due aux oxydes de fer.

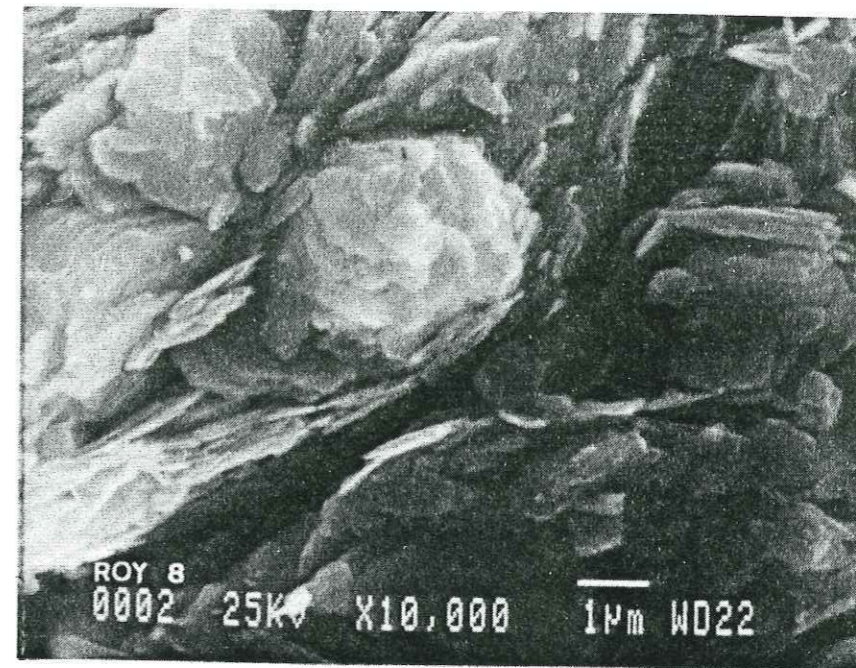
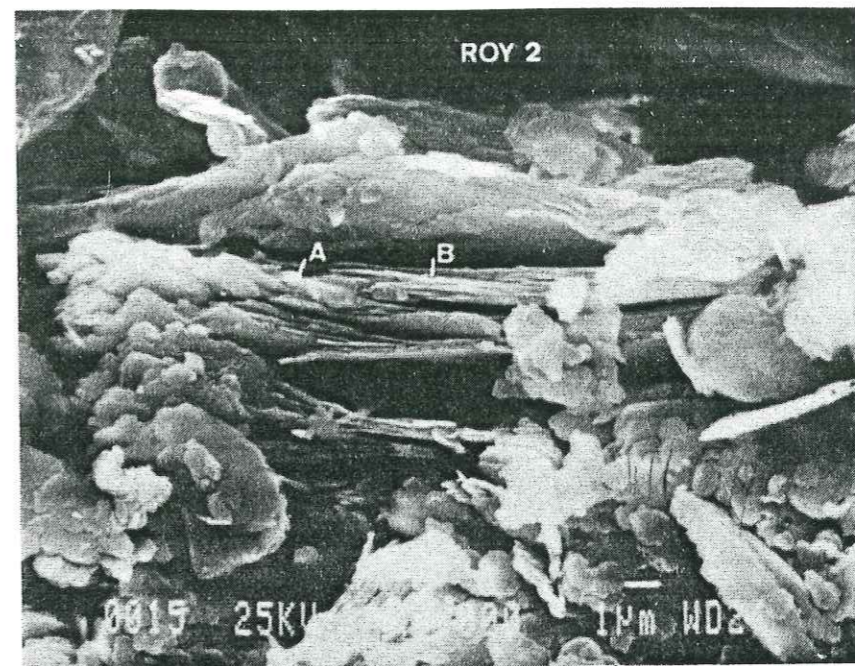


Planche 18

FACIES JAUNE

Photo 1. Altération de la biotite en kaolinite:
A : Plaquettes hexagonales de kaolinite.
B : Feuilletes de biotite s'ouvrant selon
leurs plans de clivage.



FACIES ROUGE

Photo 2. A: nourrissage secondaire du quartz en
fleur de silice.

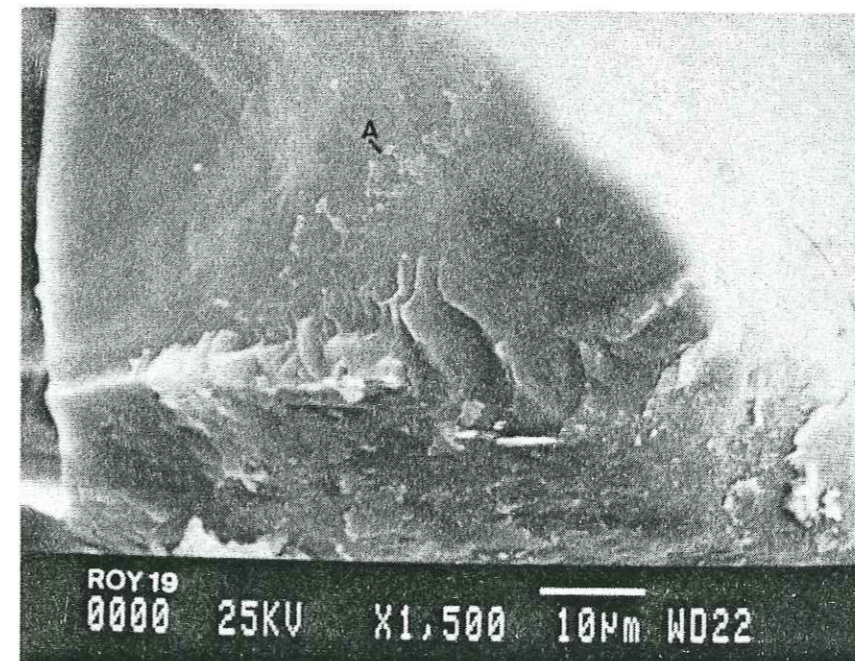


Photo 1. Corrosion partielle en forme d'escalier d'une surface fissurée du quartz.

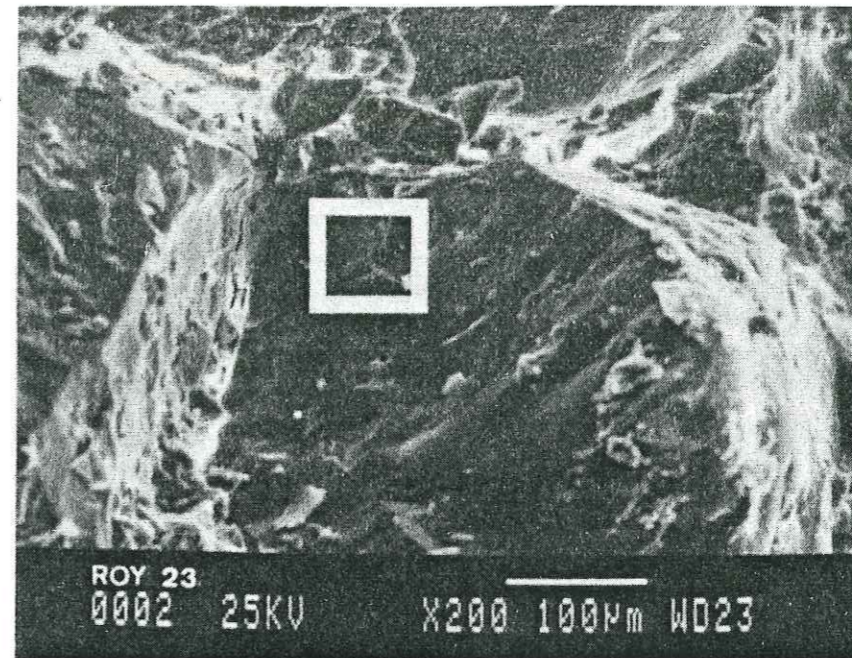


Photo 2. Détail de photo 1: corrosion du quartz en escalier.

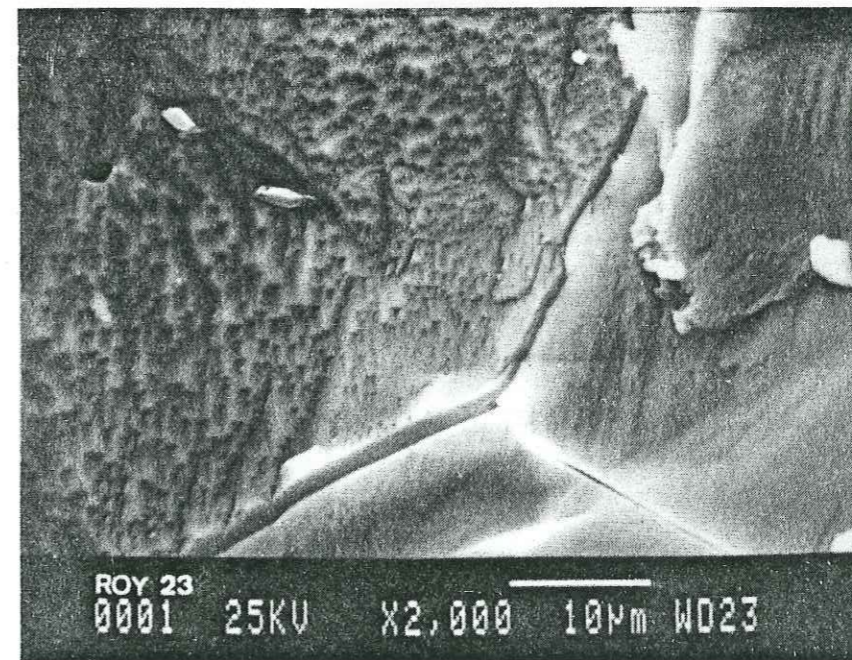


Photo 1. Corrosion sur la surface conchoïdale du quartz.

Photo 2. Détail de photo 1.

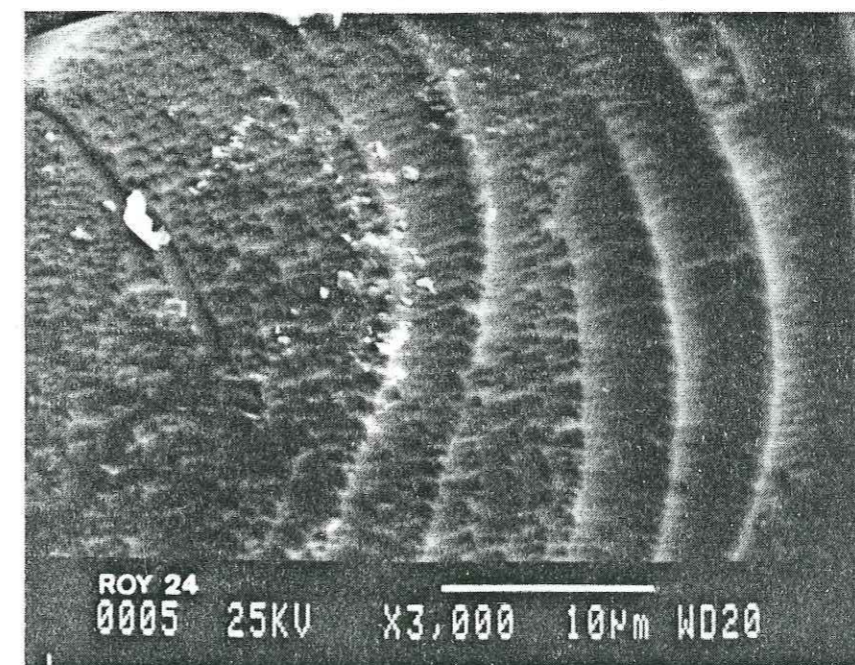
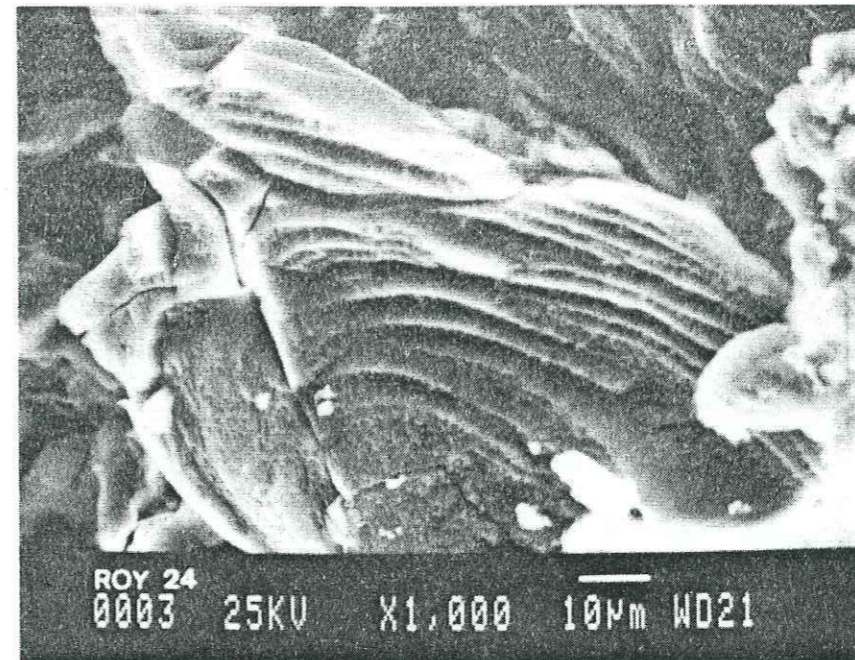


Planche 21

FACIES ROUGE

Photo 1. Imprégnation du fer dans le faciès rouge et la kaolinite dissoute montrant des plaquettes à arêtes arrondies dont le diamètre est inférieur à $0,5\mu$.

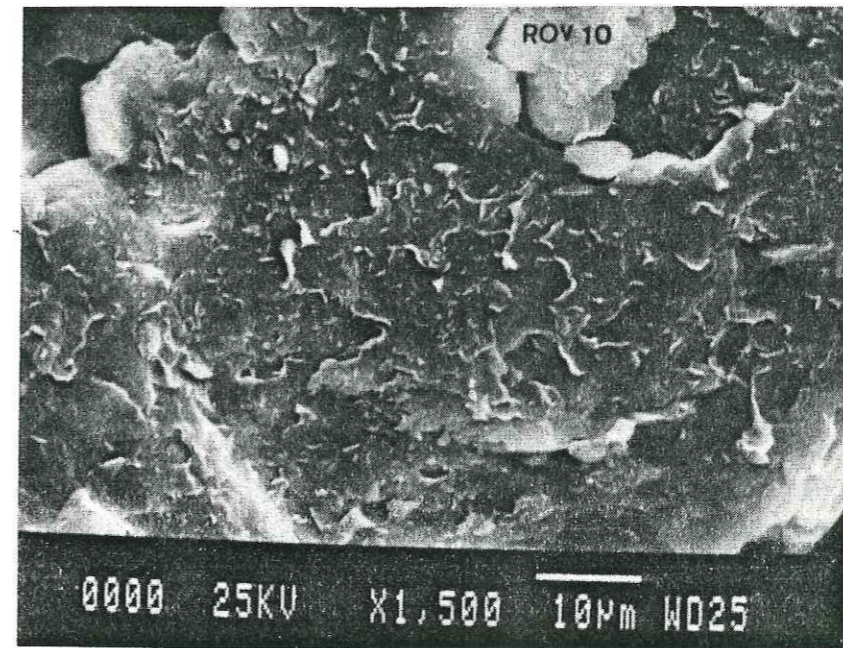
Photo 2. Photo 1 prise par le faisceau électronique rétrodiffusé, la couleur blanche est due aux oxydes de fer.



Planche 22

FACIES VERT

Photo 1. Illite sous forme d'écaillés ferrugineuses.



LISTE DES TABLEAUX

	Page
- Tab.1.1: Résumé bibliographique des travaux récents...	3
- Tab.1.2: Valeurs du potentiel d'oxydo-réduction de quelques réactions courantes.....	6
- Tab.1.3. Valeurs de l'enthalpie standard libre des oxydes de fer.....	9
- Tab.1.4. Valeurs de l'enthalpie standard libre des composés en fer ferrique.....	9
- Tab.2.1. Valeurs des facteurs multiplicateurs proposées pour les différents minéraux argileux en fonction de la réflexion principale.....	25
- Tab.3.1. Classification des échantillons de la Molasse rouge de Barles en fonction de la couleur et du lithofaciès.....	31
- Tab.3.2. Résultats des analyses minéralogique par diffractométrie X de poudre non orientée.....	38
- Tab.3.3. Résultats des analyses minéralogiques par diffractométrie X sur lame orientée.....	38
- Tab.3.4. Résultats des analyses géochimiques par fluorescence X et par voie humide.....	39
- Tab.3.5. Composition minéralogique moyenne des divers faciès par diffractométrie X de poudre non orientée.....	42
- Tab.3.6. Résumé des observations dans la Molasse rouge de Barles.....	46
- Tab.4.1. Coordonnées des coupes étudiées.....	63
- Tab.4.2. Classification des échantillons du Royans en fonction des faciès.....	63
- Tab.4.3. Résultats des analyses minéralogiques par diffractométrie X de poudre non orientée.....	70
- Tab.4.4. Résultats des analyses minéralogiques par diffractométrie X sur lame orientée.....	71
- Tab.4.5. Résultats des analyses géochimiques par fluorescence X et par voie humide.....	72
- Tab 4.6. Composition minéralogique moyenne du faciès	

	incolore du Royans par diffractométrie X de poudre non orientée.....	69
- Tab 4.7.	Compositions minéralogiques moyennes par diffractométrie X de poudre non orientée.....	82
- Tab.4.8.	Résumé des analyses dans les sables argileux éocènes du Royans.....	86
- Tab.4.9.	Evolution de certaines espèces chimiques du faciès rouge au faciès incolore.....	101

LISTE DES FIGURES

		Page
- Fig.1.1.	L'interaction des oxydes de fer dans la nature en fonction des conditions physico-chimiques.....	2
- Fig.1.2.	L'évolution du fer ferreux et du fer ferrique en fonction du pH.....	4
- Fig.1.3.	Relation entre la coloration verte et la coloration rouge dans une formation liée au phénomène d'oxydo-réduction.....	5
- Fig.1.4.	Relation entre goethite et hématite en fonction de l'humidité et de la température.....	10
- Fig.1.5.	Diagramme Eh/pH de certaines espèces du fer..	13
- Fig.1.6.	Diagramme Eh/pH de certaines espèces du fer..	14
- Fig.1.7.	Diagramme Eh/pH composite du fer.....	15
- Fig.2.1.	Organigramme des techniques utilisées.....	20
- Fig.2.2.	Répartition des couleurs dans l'échelle de Munsell.....	22
- Fig.3.1.	Carte géologique simplifiée de la Molasse rouge de Barles.....	29
- Fig.3.2.	Localisation des échantillons de la Molasse rouge de Barles.....	32
- Fig.3.3.	Colonne stratigraphique de la Molasse rouge de Barles.....	34

- Fig.3.4.	Diffractogrammes X sur lame orientée de l'échantillon Ba1.....	40
- Fig.3.5.	L'évolution du fer ferreux en fonction du fer total dans la Molasse rouge de Barles.....	53
- Fig.3.6.	Altération de la glauconie dans la Molasse rouge de Barles: hypothèse de travail dérivée du schéma de Wolff.....	57
- Fig.4.1.	Carte géologique schématique de la région du Royans.....	60
- Fig.4.2.	Localisation des coupes étudiées.....	64
- Fig.4.3.	Diagramme tridimensionnel de la répartition actuelle des faciès incolore et coloré du Royans.....	66
- Fig.4.4.	Coupe n° 1 (St Martin).....	74
- Fig.4.5.	Détail de Roy 5.....	74
- Fig.4.6.	Diffractogramme X de poudre non orientée du faciès incolore au faciès coloré du Royans (coupe n°1).....	75
- Fig.4.7.	Coupe n°2 (La Fournache).....	76
- Fig.4.8.	Détail de Roy 8.....	76
- Fig.4.9.	Détail de Roy 10.....	77
- Fig.4.10.	Coupe n°4 (Carrière Peyson).....	77
- Fig.4.11.	Coupe n°5 (Camping municipal).....	78
- Fig.4.12.	Coupe n°7 (Les Gamonds).....	79
- Fig.4.13.	Coupe n°8 (Les Belles).....	79
- Fig.4.14.	L'évolution du fer ferreux en fonction du fer total dans les sédiments du Royans.....	100
- Fig.4.15.	Essai de reconstitution de l'Eocène du Royans en fonction de la coloration.....	107

LISTE DES PLANCHES

- Planche 1..... 111
 - * photo 1: Chenal à la base de la Molasse rouge de Barles.
 - * photo 2: Répartition de la couleur rouge et de la couleur grise dans la plaine d'inondation.
- Planche 2..... 113
 - * photo 1: Répartition du faciès rouge et du faciès gris dans un banc grésilo silteux bariolé.
 - * photo 2: Pénétration du faciès rouge dans le faciès gris d'un grès silteux.
- Planche 3..... 115
 - * photo 1: L'échantillon Ba 20b: feldspaths non altérés et calcite épigénétique.
 - * photo 2: L'échantillon Ba20a: limite entre le faciès rouge et le faciès gris.
- Planche 4..... 117
 - * photos 1 et 2: Glauconie non altérée du faciès gris.
- Planche 5..... 119
 - * photo 1: Illite en feuillets.
 - * Fig.1 : Analyse chimique par microscope électronique à balayage d'un feuillet d'illite.
- Planche 6..... 121
 - * photos 1 et 2: Glauconie altérée du faciès rouge.
- Planche 7..... 123
 - * Fig.1: Analyse chimique par microscope électronique à balayage du grain de glauconie.
 - * Fig.2: Analyse chimique par microscope électronique à balayage d'une écaille d'altération de glauconie.
- Planche 8..... 125
 - * photos 1 et 2: Oxydes de fer dans le faciès rouge.
- Planche 9..... 127
 - * photo 1: Plaquette d'hématite.
 - * Fig.1 : Analyse chimique de la plaquette d'hématite fournie par microscope électronique à balayage
- Planche 10..... 129
 - * photo 1: Vue d'ensemble de la coupe n°1.
 - * photo 2: Vue d'ensemble de la coupe n°4.

- Planche 11..... 131
 - * photo 1: Vue d'ensemble de la coupe n°5.
 - * photo 2: Zone de limite entre faciès incolore et faciès jaune.
- Planche 12..... 133
 - * photo 1: Quartz fissuré montrant des fissures à remplissage argileux.
 - * photo 2: Fissures nettes du quartz.
- Planche 13..... 135
 - * photos 1 et 2: Enduit ferrugineux autour d'un grain de quartz détritique.
- Planche 14..... 137
 - * photo 1: La kaolinite néoformée.
- Planche 15..... 139
 - * photos 1 et 2: La kaolinite néoformée et la la kaolinite détritique.
- Planche 16..... 141
 - * photo 1: Une section du faciès jaune.
 - * photo 2: Quartz corrodé du faciès jaune.
- Planche 17..... 143
 - * photos 1 et 2: Agrégat argile-oxydes de fer.
- Planche 18..... 145
 - * photo 1: Altération de biotite en kaolinite.
 - * photo 2: Nourrissage secondaire du quartz.
- Planche 19..... 147
 - * photos 1 et 2: Quartz corrodé du faciès rouge.
- Planche 20..... 149
 - * photos 1 et 2: Quartz corrodé du faciès rouge.
- Planche 21..... 151
 - * photos 1 et 2: Imprégnation du fer dans le faciès rouge.
- Planche 22..... 153
 - * photo 1: Illite sous forme d'écailles ferrugineuses.

BIBLIOGRAPHIE

- BEAUDOIN B., CAVELIER C., HACCARD D., LANTAUME M., PERRIN M.
-1966- A propos de l'âge de molasse de Tanaron (Basses Alpes), La découverte de gisement de Cérithes et ses conséquences structurales. Bull. Soc. Géol. France, (7), VIII : 458-460.
- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P., GIGOT P.-1975- Alpes méridionales françaises, reconstitution du bassin de sédimentation, 5^e journée, IX Congrès International de Sédimentologie, Nice, 230 p.
- BERNER R.A. -1969- Goethite stability and the origin of Red Beds. Geochim. Cosmochim. Acta, Vol.33 : 267-273.
- BIRON P.E. -1982- Le Permo-Trias de la région de l'Ourika (Haut Atlas de Marrekech, Maroc); Lithostratigraphie, Sédimentologie, Tectonique et Minéralisation, Thèse 3^{ème} cycle Univ. Grenoble, 2 Tomes, 170 p.
- BLATT H. -1979- Diagenetic processes in sandstones. Soc. Econo. Paleontol. Mineral., 26 : 141-157.
- BOHOR B.F., HUGHES E.R. -1971- Scanning electron microscopy of clays and clay minerals. Clays and Clay minerals, Vol. 19 : 49-54.
- BORNHOLD B.D., GIRESSE P. -1985- Glauconitic sediments on the continental shelf of Vancouver, Island, British Columbia, Canada. J. Sediment. Petrol., Vol. 55, 5 : 653-664.
- BRAUHAGEL L.H., STANLEY K.O. -1977- Origin of variegated Red Beds in the Cathedral Bluffs Tongue of the Wasatch Formation (Eocene), Wyoming. J. Sediment. Petrol., Vol. 47, 3 : 1201-1219.
- CAILLERE S. -1963- Minéralogie des argiles. Masson, Paris, 355p.
- CHALLIS G.A. -1975- Pyrite-hematite alteration as a source of colour in Red Beds and regolith. Nature, Vol.255, 5508 : 471-472.
- CHUKHOV F.V. -1973- On mineralogical and geochemical criteria in the genesis of Red Beds. Chem. Geol., Vol.12, 1 : 67-75.
- COSGROVE M.E. -1973- The geochemistry and mineralogy of the Permian Red Beds of Southwest England. Chem. Geol., Vol.2, 1 : 31-47.
- DANGIC A. -1985- Kaolinization of bauxite: a study in the Vlasenica bauxite area, Yougoslavia. I. Alteration of matrix. Clays and Clay Minerals, Vol.33, 6 : 517-524.
- DASARATHI N. -1966- Etude de géologie de la bordure occidentale du Vercors. Thèse Univ. Grenoble, 89 p.
- DASARATHI N. -1966- Etude géologique de la bordure occidentale du Vercors. Trav. Lab. Géol. Grenoble, Tome 42 : 83-96.
- DEBRAND PASSARD S., COURBOULEIX S. -1984- Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. Bureau Rech. Géol. Minière, Vol. 1 et 2, n°125, 126.
- DIDIER P., NAHON D., FRITZ B., TARDY Y. -1983- Activity of water as a geochemical controlling factor in ferricretes. A thermodynamic model in the system: kaolinite-Fe-Al - Oxihydroxides. Sciences géologiques, n°71 : 35-44.
- DIDIER R. -1981- Chimie générale. Baillière, Paris, 430 p.
- DUCHAUFOUR P. -1960- Précis de Pédologie, Masson, Paris, 438 p.
- DURANCE E.M., MEADS R.E., BALLARD R.R.B., WALSH J.N. -1978- Oxidation state of iron in the Littleham Mudstone Formation of the New Red Sandstone Series (Permian-Triassic) of Southeast Devon, England. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol.89 : 1231-1240.
- FRIEND P.F. -1966- Clay fraction and colours of some Devonian Red Beds in the Catskill Mountains, U.S.A.. J. Geol. Soc. Vol.122 : 273-292.
- FRITZ D. -1981- Etude de thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques. Sciences géologiques, Mém. n°65 : 104 p.
- GAMERMANN N., GALL J.C. -1979- Genèse de la couleur rouge de quelques grès du Brésil et de la France. VII^{ème} Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Lyon, 203 p.
- GAMERMANN N. -1979- Contribution à l'étude de la diagenèse des grès: couleur rouge, argiles authigènes et induration, Formation d'Estrada Nova, de Rosario dol Sul et Botucatu (Brésil) et Buntsandstein des Vosges (France). Sciences géologiques, n°59.
- GARRELS R.M., CHRIST C.L. -1967- Equilibres des minéraux et leurs solutions aqueuses. Gauthier Villars, Paris, 336 p.
- GIRESSE P., ODIN G.S. -1973- Nature minéralogique et origine des glauconies du plateau du Gabon et du Congo. Sedimentology, Vol.20 : 457-488.

- GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D. -1974- Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. Bull. Soc. Géol. France, (7), XVI, n°2 : 128-139.
- GIOT P.R. -1944- Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Royans (Isère, Drôme). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 24 : 49-68.
- GODDARD E.N., TRASK P.D., DE FORD R.K., ROVE O.N., SINGEWALD Jr. J.T., OVERBECK R.M. -1970- Rock color chart. Geol. Soc. Amer. Bull. Edit.
- GRANGEON P. -1968- A propos des couches rouges conservées sous les produits volcaniques du Coiron (Ardèche). Soc. Linn. Lyon Bull., Vol. 37, 4 : 166-169.
- HOLTZAPFFEL T. -1985- Les minéraux argileux. Soc. Géol. Nord, Pub. n°12, 136 p.
- HUBERT J.F., REED A.A. -1978- Red Bed diagenesis in the East Berlin Formation, Newark Group, Connecticut Valley. J. Sediment. Petrol., Vol.48, 1 : 175-184.
- HUBERT J.F., HYDE M.G., MERTZ K.A., PERKINS R.E. -1980-Playa-lake origin of the Upper Triassic Blomidon Redbeds, Bay of Fundy, Nova Scotia. Geol. Soc. Am., Abstracts with Programms, Vol. 12, 2 : 42-42.
- HUBERT J.F., MERTZ K.A. -1980- Eolian dune field of Late Triassic age, Fundy Basin, Nova Scotia. Geology, Vol. 8, 2 : 516-519.
- HUBERT J.F., HYDE M.G. -1982- Sheet-flow deposits of graded-beds and mudstone on an alluvial sand flats-playa system: Upper Triassic Blomidon Redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. Sedimentology, Vol.29, 4 : 457-474.
- JAMES H.L. -1966- Chemistry of iron-rich sedimentary rocks. U.S. Geol. Surv. Professional Paper 440-W, 61 p.
- JENNY J., LE MARREC A., MONBARON M. -1981- Les couches rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas Central (Maroc): Corrélations lithostratigraphiques, éléments de datation et cadre tectono-sédimentaire. Bull. Soc. Géol. France, Vol.7, Tome 23, 6 : 627-639.
- JONES G.P. -1965- Red Beds in Northeastern Nigeria. Sedimentology, Vol.5 : 235-247.

- KELLER W.D. -1970- Environmental aspects of clay minerals. J. Sediment. Petrol., Vol.40 : 788-854.
- KELLER W.D. -1976- Scan electron micrographs of Kaolin collected from diverse environments of origin. I. Clays and Clay minerals, Vol.24 : 107-113.
- LAJOIE J., CHAGNON A. -1973- Origin of Red Beds in Cambrian flysch sequence, Canadian Appalachians, Quebec. Sedimentology, Vol.20 : 91-103.
- LANGMUIR D. -1969- The Gibbs energies of substances in the system Fe-O₂-H₂O-CO₂ at 25°C. U.S. Geol. Surv. Professional Paper, 650-B : 180-184.
- LANGMUIR D. -1971- Particle size on the reaction goethite = hematite + water. Amer. J. Sci., Vol. 271 : 147-156.
- LATREILLE G. -1969- La sédimentation au Tertiaire dans le Bas Dauphiné et les régions limitrophes. Document des laboratoires de Géologies de la Faculté des Sciences de Lyon, n°33, 254 p.
- LIENHARDT G. -1963- Causes et genèse des colorations rouges vertes du Saxonien et du Trias de la région de Lons-le Saunier (Jura). Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. Mém. Bureau Rech. Géol. Minière, n°15 : 605-614.
- LUCAS G. -1962- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation, études sur les argiles du Trias. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr, n°23.
- MASSARD P., STEINBERG M., TREUIL M. -1978- Géochimie - Principes et méthodes - Approche thermodynamique, Tome I, Doin, 275 p.
- MCPHERSON J.G. -1980- Genesis of variegated Redbeds in the Fluvial Aztec Siltstone (Late Devonian), Southern Victoria Land, Antarctica. Sediment. Geol., Vol.27 : 119-142.
- MARINE W.I., SIPLE G.E. -1974- Buried Triassic Basin in the Central Savannah River Area, South Carolina and Georgia. Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder, Vol.85, 2 : 311-320.
- MASON B. -1952- Principles of geochemistry. John Wiley & Sons, Chapman & Hall, New York, London, Sydney, 310 p.
- MASON B. -1958- Principles of geochemistry. John Wiley & Sons, Chapman & Hall, New York, London, Sydney, 310 p.
- MATTIS A.F. -1977- Nonmarine Triassic sedimentation Central High Atlas Mountains, Morocco. J. Sediment. Petrol., Vol.47, 1 : 107-119.

- MAUREL P., ROMERO A., SABATIER G. -1961- Sur l'origine de la coloration rouge de certains sédiments permo-triasiques. C.R. Acad. Sci., Paris, Tome 253, 25 : 3000-3002.
- MILLOT G., PERRIAUX J., LUCAS J. -1961- Signification climatique de la couleur rouge des grès permo-triasiques et des grandes séries détritiques rouges. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Tome 14, Fasc.4 : 91-100.
- MILLOT G. -1964- Géologie des argiles. Masson, Paris, 500p.
- NAHON D. -1976- Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs: géochimie, structures, relais et coexistence. Sciences géologiques, n°44, 256 p.
- PAIRIS J.L. -1987- Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est français. Géologie alpine, Grenoble, Mémoire hors série n°13 : 283-298.
- PAQUET H. -1970- Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens, tropicaux à saisons contrastées. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., n°30, 210 p.
- PARRON C., NAHON D. -1980- Red Beds genesis by lateritic weathering of glauconitic sediments. J. Geol. Soc. London, Vol. 137 : 689-693.
- PERRIAUX J. -1961- Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., n°18, 236 p.
- PIRC S., ARTHUR W. ROSE -1980- Diagenetic mobilisation of Uranium and Iron from Red Beds of Catskill Formation in Eastern, Pennsylvania. Amer. Assoc. Petroleum Geologists. Bull., Vol.64, 5 : 765.
- PRESLEY M.W. -1979- Upper Permian evaporites and Red Beds of Palo Duro Basin, Texas - Facies patterns through time. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., Vol. 63, 3 : 511-512.
- REIF D.M., SLATT R.M. -1979- Red Beds members of the Lower Triassic Moenkopi Formation, Southern Nevada: sedimentology and paleogeography of muddy tidal flat deposit. J. Sediment. Petrol., Vol. 49, 3 : 869-890.
- ROBIE R.A., HEMINGWAY B.S., FISCHER J.R. -1978- Thermodynamic properties of minerals and Related Substances at 298.15K and

- 1 Bar (10^5 Pascals) Pressure and at Higher Temperatures. U.S. Geol. Surv. Bull. 1452, 456 p.
- ROUBAULT M. -1982- Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Lamarre-Poinat, Paris, 382 p.
- ROULIN F. -1985- L'Eocène continental du synclinal d'Apt (Vaucluse, Sud-Est de la France). Enchaînement silcrête-calcrête et argilogenèse. Thèse 3^{ème} cycle Univ. Claude Bernard de Lyon I, 242 p.
- SADOON M. -1983- Diagenesis and geochemistry of the Visingsö Group (Upper Proterozoic), Southern Sweden: A clue to the origin of color differentiation. J. Sediment. Petrol., Vol. 53 : 51-65.
- SCHLUGER P.R. -1976- Petrology and origin of the Red Beds of the Perry Formation, New Brunswick, Canada and Maine, U.S.A.. J. Sediment. Petrol., Vol. 46, 1 : 22-37.
- SCHMALZ R.F. -1968- Formation of Red Beds in modern and ancient deserts: Discussion. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol.79: 277-280.
- SCOLARI G., LILLE R. -1973- Nomenclature des roches sédimentaires (Roches détritiques et terrigènes). Bull. Bureau Rech. Géol. Minière, (2), IV : 58-99.
- SHAW D.R. -1976- Sedimentary rock alteration in the Slick Rock District, San Miguel and Dolores Counties, Colorado. U.S. Geol. Surv. Professional Paper, 576-D.
- SIGG L., STUMM W. -1980- Chimie des surfaces d'oxydes en milieux aqueux (in Tardy Y., 1980, Géochimie des interactions entre les eaux, les minéraux et les roches, cours Inst. Univ. L. Pasteur, Strasbourg).
- SMITH D.K. -1974- Selected powder diffraction data for minerals. Joint Committee on powder diffraction standards Edit., Swarthmore, Pennsylvania, 833 p.
- SMITH F.G., KIDD D.J. -1949- Hematite-Goethite in neutral and alkaline solutions under pressure. Amer. Mineral., Vol.34 : 403-412.
- STOCH L., SIKODA W. -1976- Transformation of micas in the process of kaolinization of granites and gneiss. Clays and clay minerals, Vol.24 : 156-162.
- TARDY Y. -1969- Géochimie des altérations, étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et

d'Afrique. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., n°31, 199 p.

THOMPSON A.M. -1970- Geochemistry of color genesis in Red Bed Sequence Juniata and Bald Eagle Formations, Pennsylvania. J. Sediment. Petrol., Vol.40, 2 : 599-615.

TOURAINÉ F. -1976- Une révision de l'Oligocène du Royans (Drôme, Isère). Géologie Alpine, Grenoble, Tome 52 : 105-114.

TRUC G., TRIAT J.M., SASSI S., PAQUET H., MILLOT G. -1985- Caractères généraux de l'épigénie carbonatée de surface, par l'altération météorologique liée à la pédogenèse et par l'altération sous couverture liée à la diagenèse. C.R. Acad. Sci., Paris. t.300, Série II, n°7 : 283-290.

VAN HOUTEN F.B. -1961- Significance of Red Beds (in NAIRN A.E.M., Descriptive paleoclimatology). Interscience Publisher Inc. New York : 89-139.

VAN HOUTEN F.B. -1968- Iron oxides in the Red Beds. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 79 : 399-416.

VAN HOUTEN F.B. -1972- Iron and clay in the tropical savanna alluvium Northern Colombia: A contribution to the origin of Red Beds. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 83 : 2761-2772.

WALKER T.R. (a) -1967- Color of recent sediments in tropical Mexico: A contribution to the origin of Red Beds. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol.78 : 917-920.

WALKER T.R. (b) -1967- Formation of Red Beds in modern and ancient deserts. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 78 : 353-368.

WALKER T.R. -1968- Formation of the Red Beds in modern and ancient deserts: Reply. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 79 : 281-282.

WALKER T.R. -1974- Formation of Red Beds in moist tropical climates: A hypothesis. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 85 : 633-638.

WALKER T.R. -1975- Red Beds in the Western Interior of the United States. U.S. Geol. Surv. Professional Paper, n°853 : 49-56.

WALKER T.R., HONEA R.M. -1969- Iron content of modern deposits in the Sonoran Desert: A contribution to the origin of Red Beds. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 80 : 535-544.

WALKER T.R., LARSON E.E., HOBLITT R.P. -1981- Nature and origin of hematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau: A contribution to the origin of the

magnetism in Red Beds. J. Geophys. Res., Vol. 86, n° B1 : 317-333.

WALKER T.R., RIBBE P.H., HONEA R.M. (c) -1967- Geochemistry of horblende alteration in Pliocene Red Beds, Baja, California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 78 : 1055-1060.

WALKER T.R., WAUGH B., GRONE A.J. -1978- Diagenesis in the first cycle desert alluvium of the Cenozoic age, Southwestern U.S and Northwestern Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 89 : 19-32.

WAUGH B. -1970- Petrology and silica diagenesis of Penrith Sandstone (Lower Permian) of Northwest England. J. Sediment. Petrol., Vol. 40, 4 : 1226-1240.

WHITE A.H., YOUNGS B.C. -1980- Cambrian playa-lacustrine sequence in the Northeastern Officer Basin, South Australia. J. Sediment. Petrol., Vol. 50, 4 : 1279-1286.

WOLFF R.G. -1967- X Ray and chemical study of weathering glauconite. Amer. Mineral, Vol.52 : 1129-1138.

ANNEXE 1

LES RAIES CARACTERISTIQUES UTILISEES DANS
LA DIFFRACTOMETRIE DE POUVRE NON ORIENTEE

Minéraux	Raies (Å)	2θ°	Intensité *	Coefficients **
Quartz	3,343	26,68	100	14
Calcite	3,035	29,42	70	20
Microline	3,24	28,83	30	50
Albite	3,176	28,09	45	30
Biotite	10,01	8,76		60
Muscovite	10,08	8,9		50
Hématite	2,69	33,30	25	70
Goethite	4,18	21,25	25	70
Glauconie	9,98	8,87	14	100
Kaolinite	7,17	12,34	35 - 20	70
Illite	9,98	8,87	14	100
Smectite	14 - 15	6,3-5,9		100

* SMITH D.K. (1974).

** Document du laboratoire de Rayon X de l'Institut Dolomieu,
inédit.

ANNEXE 2

PREPARATION DES AGREGATS POUR
L'ETUDE DES ARGILES *

1/ Séchage de l'échantillon à 70°C.

2/ Vérification de l'acidité de l'échantillon avec de l'HCl N/10: - Si l'échantillon est peu ou pas calcaire (0 à 20%), on prend 10 à 20gr;
- Si l'échantillon est calcaire (20 à 50%), on prend 20 à 40gr;
- Si l'échantillon est très calcaire (>50%), on prend 60gr ou plus.

3/ Broyage de l'échantillon pour obtenir une fraction inférieure à 250μ (broyeur Dangoumau utilisé au laboratoire avec pot de 65ml ou de 150ml en acier inoxydable et jeu de billes de ce même matériau). Le temps de broyage est 5 minutes en moyen (avec le pot de 65ml, on peut broyer 30gr environ d'un échantillon).

4/ Décalcification et tamisage à l'eau.

A l'aide d'un agitateur magnétique et de l'HCl N/10, on décalcifie l'échantillon jusqu'à arrêt de l'effervescence et après avoir vérifié son acidité au papier pH, une lecture de 2 ou inférieure à 2 doit être obtenue.

Tamisage à l'eau:

a/ sur tamis de 0,040mm

b/ sur tamis de 0,020mm (prendre de grandes précautions pour ce dernier tamis).

La suite des opérations sera effectuée avec cette fraction inférieure à 0,0040mm ou à 0,020mm.

5/ Décantation

On lave l'échantillon à l'eau trois fois au moins en ayant soin de bien le laisser décanter chaque fois. Ceci permet d'obtenir un échantillon propre et exempt d'acide pH 5,5 à 6. Sinon ajouter deux à trois gouttes d'ammoniac. A la dernière décantation, l'échantillon sera versé dans les tubes plastiques et l'on place ces derniers dans les pots spéciaux pour centrifugation.

6/ Centrifugation

Première centrifugation à 3000t/mn pendant 10mn;

* L'eau surnageant étant claire, l'éliminer et ajouter de

* document du laboratoire de l'Institut Dolomieu, inédit.

l'eau distillée jusqu'au 3/4 du tube à centrifugation pour remettre en suspension. Ajouter trois gouttes d'ammoniac.

* Mixer l'échantillon à l'aide d'un homogénéiseur pendant 30 secondes à une minute, puis passer à l'appareil à ultra-sons durant 30 à 60mn;

* Centrifuger une seconde fois en augmentant progressivement la vitesse soit 3800t/mn pendant 10mn.

Si l'eau surnageante reste claire, la vider et ajouter de nouveau de l'eau distillée plus trois gouttes d'ammoniac.

Si l'eau surnageante est très trouble, on conserve l'échantillon, sinon on continue les opérations (mixer, ultra-sons et centrifuger).

Toutes les opérations peuvent varier suivant les échantillons en un nombre de fois plus ou moins important. En principe, une bonne défloculation de l'échantillon sera obtenue après trois opérations successives (minimum 2 et maximum 5).

Lorsque la partie surnageant reste trouble (donc en ayant obtenu une bonne défloculation de l'échantillon), on laisse l'échantillon plusieurs heures pour être sûr de ce résultat, puis on mixte à nouveau cet échantillon (après avoir ajouté de l'eau distillée pour obtenir un volume total de 150 cm³) durant 5mn, puis on le met dans le bécher en manolène, prendre l'heure pour les prélèvements.

7/ Prélèvements

* Pour obtenir une fraction < 2 μ : 3h20 et à une profondeur de 4cm

* Pour obtenir une fraction < 4 μ : 1h40 et à une profondeur de 4cm

8/ Centrifugation

Pour obtenir la fraction inférieure à 2 ou 4 μ au fond du tube de centrifugation, il faut centrifuger à une vitesse de 4000t/mn durant 30mn, ensuite éliminer l'eau surnageant et conserver la fraction fine.

9/ Préparation de lames rainurées

Les lames doivent être lavées et séchées à l'étuve.

10/ Confection de lames

Bien mélanger la fraction < 2 ou 4 μ pour obtenir un échantillon homogène qui sera étalé, à l'aide d'une spatule, sur une lame de verre rainurée de type pétrographique dont

la dimension est L = 45mm, l = 30mm, largeur de rainure = 11mm, profondeur de rainure = 1/10mm. Un échantillon sera toujours préparé en deux lames. On laisse sécher l'échantillon à l'air libre au moins 24h puis ensuite le passe à la diffractométrie X.

ANNEXE 3

Précision analytique sur les éléments majeurs
(Pour les analyses effectuées à l'USTM Grenoble I)

Fluorescence X à dispersion d'énergie - XR 500 LINK SYSTEMS

Tableau des erreurs standards en valeurs absolues :

Elément	Erreur moyenne	Erreur + $\sqrt{\text{des erreurs}}$
SiO2	0.31	0.57
AL2O3	0.27	0.49
Fe2O3	0.28	0.61
MnO	0.01	0.02
MgO	0.10	0.20
CaO	0.06	0.11
Na2O	0.20	0.38
K2O	0.06	0.13
TiO2	0.02	0.05
P2O5	0.05	0.11

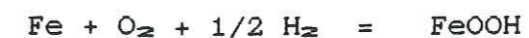
Analyste F. Keller (Institut Dolomieu, USTM Grenoble I)

ANNEXE 4

LES RELATIONS UTILISEES POUR
LES CALCULS THERMODYNAMIQUES

I. GOETHITE

I.1. Réaction de base:



et $\Delta G_o = -488550 \text{ j/mole}$ (ROBIE et al., 1978)

I.2. Enthalpie standard libre:

$$\Delta G = -RT \log K$$

$$K = \frac{[\text{FeOOH}]}{[\text{Fe}] \cdot [\text{O}_2] \cdot [\text{H}_2]^{1/2}}$$

avec $[\text{FeOOH}] = [\text{Fe}] = 1$

et $[\text{O}_2] = f_{\text{O}_2}$, $[\text{H}_2] = f_{\text{H}_2}$

donc:

$$K = \frac{1}{f_{\text{O}_2} \times f_{\text{H}_2}}$$

$$\Delta G = RT (\log f_{\text{O}_2} + 1/2 \log f_{\text{H}_2})$$

$$\log f_{\text{H}_2} = \log p_{\text{H}_2} + \frac{bRT - a}{R^2 T^2} \times p_{\text{H}_2} + \frac{ab}{R^3 T^3} \times p_{\text{H}_2}^2$$

et

$$\log f_{\text{O}_2} = \log p_{\text{O}_2} + \frac{bRT - a}{R^2 T^2} \times p_{\text{O}_2} + \frac{ab}{R^3 T^3} \times p_{\text{O}_2}^2$$

avec

- R: constante des gaz parfaits
(0,08205 litre atmosphère / T.mole) (MASSARD et al., 1978).
- T: température absolue (degré Kelvin).

- a et b: les constantes de Van der Waals (MASSARD et al., 1978):

* pour H₂: a = 0,2444 et b = 0,02661

* pour O₂: a = 1,36 et b = 0,03183

- p: pression partielle (atm) qui est égale à la teneur d'oxygène et d'hydrogène dans l'atmosphère en tenant compte du caractère superficiel des formations étudiées (MASON, 1958):

* pour H₂: % de H₂ = 4. 10⁻⁹

* pour O₂: % de O₂ = 23

donc

$$\log f_{H_2} = -8,3997 + 5,75 \cdot 10^{-11} \cdot T^{-1} - 1,45 \cdot 10^{-7} \cdot T^{-2} + 1,88 \cdot 10^{-16} \cdot T^{-3}$$

$$\log f_{O_2} = -0,6382 + 0,089 \cdot T^{-1} - 46,68 \cdot T^{-2} + 4,13 \cdot T^{-3}$$

II. HEMATITE

$$\Delta G_{P,T} = \Delta G_0 + \underbrace{\int_{298}^T C_P dt}_H - T \underbrace{\int_{298}^T (C_P/T) dt}_{T \Delta S} + \underbrace{\int_1^p V dp}_0$$

$$\Delta G_{P,T} = H - T \Delta S$$

avec

$$- \Delta G_0 = -742683 \text{ j/mole (ROBIE et al., 1978)}$$

$$- C_P = -838,61 + 86,525T^{0,5} - 2,3434T + 6,0519 \cdot 10^{-4} \cdot T^2 + 2,7821 \cdot 10^{-4} \cdot T^{-1} \text{ (} C_P \text{ : capacité calorifique à pression constante, ROBIE et al., 1978).}$$

III. H₂O

$$\Delta G_0 = -237141 \text{ j/mole (ROBIE et al., 1978)}$$

$$\Delta G = H - T \Delta S$$

$$\text{avec } C_P = 7,3680 + 2,7468 \cdot 10^{-2} \cdot T - 4,8117 \cdot 10^{-6} \cdot T^2 + 3,6174 \cdot 10^{-2} \cdot T^{-0,5} - 2,2316 \cdot 10^5 \cdot T^{-2}$$

