



**HAL**  
open science

# Dénudation précoce d'une chaîne et croissance crustale : géochimie isotopique de la molasse tertiaire péri-alpine

Philippe Henry

► **To cite this version:**

Philippe Henry. Dénudation précoce d'une chaîne et croissance crustale : géochimie isotopique de la molasse tertiaire péri-alpine. Géochimie. Institut National Polytechnique de Lorraine - INPL, 1994. Français. NNT: . tel-00848037

**HAL Id: tel-00848037**

**<https://theses.hal.science/tel-00848037>**

Submitted on 25 Jul 2013

**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.

94 INPL003N  
HENRY (Ph)INSTITUT  
NATIONAL  
POLYTECHNIQUE  
DE LORRAINEUNIVERSITE  
DE  
NANCY IC.N.R.S.  
CENTRE DE RECHERCHES  
PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUESTHESE  
présentée au C.R.P.G.  
pour l'obtention du titre de Docteur de l'I.N.P.L.  
Matières Premières - Pétrologie - GéochimieUNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
**DOCUMENTATION**  
15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TÉL. (33) 76 63 59 66  
FAX. (33) 76 87 82 43

spécialité GEOCHIMIE

par

Philippe Henry

Service Commun de la Documentation  
INPL  
Nancy-BraboisDénudation Précoce d'une Chaîne  
et Croissance CrustaleGéochimie Isotopique de la  
Molasse Tertiaire Péri-Alpine

12 JUIN 1995

soutenue publiquement le 20 janvier 1994 devant la commission d'examen composée de :

Annie MICHARD	Présidente du jury	L.G.E., Marseille
Etienne DELOULE	Directeur de thèse	C.R.P.G., Vandoeuvre les Nancy
Bernard DUPRE	Rapporteur	G.R.G.S., O.M.P., Toulouse
Louis DERRY	Rapporteur	Cornell University, U.S.A.
Marc TARDY	Examineur	Université de Savoie, Chambéry
Christian FRANCE-LANORD	Examineur	C.R.P.G., Vandoeuvre les Nancy
Jean-Pierre BERGER	Invité	Université de Fribourg, Suisse

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

19 AOÛT 2003

94 INPL003N

INSTITUT  
NATIONAL  
POLYTECHNIQUE  
DE LORRAINE

UNIVERSITE  
DE  
NANCY I

C.N.R.S.  
CENTRE DE RECHERCHES  
PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES

THESE  
présentée au C.R.P.G.  
pour l'obtention du titre de Docteur de l'I.N.P.L.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TÉL. (33) 76 63 59 66  
FAX. (33) 76 87 82 43

Matières Premières - Pétrologie - Géochimie

spécialité GEOCHIMIE

Service Commun de la Documentation  
INPL  
Nancy-Brabois

par

Philippe Henry

12 JUIN 1995

## Dénudation Précoce d'une Chaîne et Croissance Crustale

### Géochimie Isotopique de la Molasse Tertiaire Péri-Alpine

soutenue publiquement le 20 janvier 1994 devant la commission d'examen composée de :

Annie MICHARD	Présidente du jury	L.G.E., Marseille
Etienne DELOULE	Directeur de thèse	C.R.P.G., Vandoeuvre les Nancy
Bernard DUPRE	Rapporteur	G.R.G.S., O.M.P., Toulouse
Louis DERRY	Rapporteur	Cornell University, U.S.A.
Marc TARDY	Examineur	Université de Savoie, Chambéry
Christian FRANCE-LANORD	Examineur	C.R.P.G., Vandoeuvre les Nancy
Jean-Pierre BERGER	Invité	Université de Fribourg, Suisse

10148613

## Résumé\*

L'étude isotopique (Nd et Sr) de sédiments syn à post orogéniques permet l'identification et la quantification des principales formations géologiques dont l'érosion contribue aux sédiments molassiques. Dans le cas des Alpes, notre étude des molasses tertiaires péri alpines, montre :

- l'érosion dominante de sédiments océaniques pendant l'Oligocène,
- une période de transition entre 26 et 25 Ma (Oligocène terminal) qui correspond à des changements brutaux pour le bassin molassique, interprétés comme le signe d'événements tectoniques en amont,
- l'érosion des socles métamorphisés pendant la phase méso-alpine débute à l'Aquitainien,
- la dénudation des zones externes en cours de structuration (phase éo-alpine) débute, au Burdigalien, par l'érosion d'un socle non métamorphique qui contient des granites alcalins tardi-varisques atypiques. Puis, à l'Helvétien, l'érosion atteint le socle métamorphique et les couvertures déplacées.

En terme de croissance crustale, l'évolution des compositions isotopiques du Nd montre l'introduction de Nd juvénile, par l'intermédiaire d'un cycle tectono-sédimentaire qui comprend :

- la sédimentation océanique mésozoïque.
- la sédimentation des flyschs qui témoigne des premiers événements compressifs.
- l'expulsion tectonique précoce de nappes formées des sédiments précités.
- l'érosion de ces nappes sédimentaires pendant l'Oligocène.

Mais l'évolution des compositions isotopiques est aussi le résultat de l'érosion de granites tardi-varisques atypiques par leur valeur en  $\epsilon_{Nd}$  et inconnus jusqu'ici.

La variation positive en  $\epsilon_{Nd}$  enregistrée par la molasse tertiaire péri-alpine correspond à la fois à des apports juvéniles alpins et hercyniens.

\* Philippe Henry, Etienne Deloule et Annie Michard (1994), Erosion des Alpes : étude isotopique (Nd et Sr) des molasses tertiaires péri-alpines. résumé, 15<sup>ème</sup> Réunion des Sciences de la Terre, Nancy 1994, Soc. Géol. Fr. édit. Paris.

## **Erosion of the Alps: evidence from a Nd and Sr isotopic study of the peri-alpine molassic basin.**

The Nd and Sr isotopic study of syn to post-orogenic sediments allows quantification of the source rocks eroded. In the case of the Alps, our study of the Tertiary peri-alpine molassic basin demonstrates:

- erosion of oceanic sediments was dominant during the Oligocene,
- a period of transition between 26 to 25 Ma, which corresponds to a sudden change in the molassic basin, interpreted as an indication of tectonic events upstream,
- erosion of the metamorphic basement during the meso-alpine phase beginning in the Aquitanian,
- syntectonic denudation of the external zones (eo-alpine phase), starting with erosion of a non-metamorphic basement (Burdigalian) and followed by erosion of a metamorphic basement and its overlying allochthonous nappes.

In terms of crustal growth, the evolution of the isotopic composition of Nd demonstrates the introduction of juvenile Nd, via an intermediary long and complex tectono-sedimentary cycle, which terminated in the Oligocene with the erosion of nappes composed of oceanic sediments and flyschs. However, the evolution of the isotopic compositions is also the result of the erosion of atypical Variscan granites unknown before this study. The alpine isotopic peak thus reflects both the introduction of juvenile material and the recycling of Variscan material.

## **Remerciements**

Je remercie les membres de mon jury de leur présence et mes deux rapporteurs B. Dupré et L. Derry d'avoir lu cette thèse pendant les fêtes de fin d'année !

Ce travail est sous la direction d'Etienne Deloule et d'Annie Michard qui ont eu le grand privilège de lire mes brouillons. Je remercie Francis Albarède d'avoir assuré les mêmes fonctions pendant mon stage de recherche lors du DEA et de m'avoir aidé à débiter ce travail.

Ce travail n'aurait pas pu se faire sans l'aide de nombreuses personnes.

Ma formation de géochimiste a été le fruit de la longue patience et de l'infinie tolérance d'Annie Michard et Danielle Dôle (D.D.). Danielle, une thèse entière ne suffirait pas à rendre compte des remerciements que je vous adresse. Merci.

Les filles, je ne vous oublie pas, merci à Muriel et Wafa de m'avoir accueillie dans leur bureau et de m'avoir offert leur amitié.

Chantal Alibert, Leslie Kinsley et Lou Derry m'ont également beaucoup appris. Nous avons partagé beaucoup d'heures de salle blanche et de spectro, merci pour leurs conseils, leur sympathie et leur bonne humeur. Plus récemment, Laurie Reisberg a dû faire face aux demandes de correction-traduction, thanks Laurie. Christian et Marc ont su, entre les couches-culottes, me faire partager leurs expériences. Je les remercie en associant Albert, La Chichette et Pascal les petits derniers.

Sincères remerciements et amitiés à B. Jacquier, M. Arnold, R. Geagy, P. Cogey, F. Saupé, J.L. Zimmermann, A. Cheilletz (mon premier rapporteur), J-C. Demange qui partagent les bonnes et mauvaises humeurs du 2<sup>ème</sup> étage.

Enfin, un grand merci à tout le personnel scientifique et technique du C.R.P.G. sans qui rien ne se ferait.

Enfin, l'enseignant chercheur débutant associé pleinement à ce travail les enseignants et chercheurs de Besançon. Remerciements et amitiés, d'abord à mon tuteur, Michel Rossy, à Nicole Morre-Biot pour son aide pédagogique et sa gentillesse, à Jean Paul Karsche de m'accueillir dans son laboratoire et à Marcel Boué pour la qualité de son aide technique. Merci à Gabriel de partager son bureau. J'associe tous les enseignants-chercheurs, ingénieurs et techniciens de Besançon à ce travail.

Enfin, j'embrasse ma famille, mes frères et tout particulièrement mes deux sœurs préférées qui ont assuré, avec brio et amour, la maintenance pendant les journées bisontines. Merci à Mamie, Jacques, Petit et Charlotte d'avoir veillé sur mes femmes pendant mes absences.

Ce travail est dédié

aux femmes de ma vie :   maman   Simone  
                                  ma mag   Magalie  
                                  ma mère   Pauline

à Papa

à Samuel

## SOMMAIRE

<b>Chapitre I</b>	(1-8)
<b>LES BUTS DE CETTE ETUDE</b>	
A - Les buts de ce travail	1
1 - Identification et quantification des sources	1
2 - Géochimie sédimentaire sur la Molasse	1
3 - Croissance et recyclage crustal	2
B - Rappels à propos de l'utilisation des isotopes du Nd et du Sr pour l'étude des sédiments	2
1 - Sm-Nd	2
2 - Rb-Sr	6
3 - Couplage Nd-Sr	7
<b>Chapitre II</b>	(9-31)
<b>CADRE GEOLOGIQUE</b>	
A - La chaîne alpine occidentale	9
1 - Cadre général	9
2 - Descriptions régionales	10
a - Zone Helvétique	10
b - Zone Pennique	11
c - Les nappes austro-alpines et le Sud des Alpes	12
3 - Chronologie des événements et âges disponibles	14
a - Périodes pré-varisques	14
b - Le Mésozoïque	14
d - Le Tertiaire	15
B - Le bassin molassique Helvético-Savoyard	17
1 - Cadre général	17
a - Introduction	17
b - Définitions pétrographique géodynamique de la molasse	19
2 - Limites et âges	20
a - Molasse Marine Inférieure	20
b - Molasse d'Eau Douce Inférieure	20
c - Molasse Marine Supérieure	21
d - Molasse d'Eau Douce Supérieure	21
3 - Dynamique du bassin	21
4 - Descriptions et rappels des études antérieures	23
a - Molasse Marine Inférieure	23
b - Molasse d'Eau Douce Inférieure	23
c - Molasse Marine Supérieure	26
d - Molasse d'Eau Douce Supérieure	26
C - Présentation des échantillons	27
1 - Forage de Sv-101	27
2 - Forage de Tiefenbrunnen (T.f.b.)	29
3 - Forage de Tuggen	30
4 - Autres échantillons	30

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

19 AOÛT 2003

<b>Chapitre III</b>		(32-42)
TECHNIQUES ANALYTIQUES		
A - Rb-Sr et Sm-Nd par spectrométrie de masse (dilution isotopique - Isotope Dilution Mass Spectrometry)		32
1 - Collection des échantillons		32
2 - Le broyage		33
3 - Dilution et mélange échantillon + spike		34
a - Techniques par voie acide		34
b - Méthode par fusion alcaline		34
c - Les attaques ménagées		37
d - Les analyses isotopiques des micas		38
4 - Purification chimique par éluions successives		38
a - Rb par précipitation de perchlorates		38
b - Purification par l'emploi des résines échangeuse d'ions		39
5 - Analyses au spectromètre de masse		39
B - Analyses par diffractométrie Rayons X.		41
C - Eléments majeurs et éléments traces		41

<b>Chapitre IV</b>		(43-60)
PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE		
Introduction		43
A - Descriptions des sédiments molassiques		44
1 - Helvétien		44
2 - Burdigalien		44
a - Forage de Tiefenbrunnen (T.f.b.)		44
b - Forage de Savoie (Sv-101)		46
c - Echantillon de Prabosset		47
3 - Aquitanien		47
a - Forage de T.f.b.		47
b - Sv- 101		47
4 - Chattien		47
a - Sv-101		48
b- autres échantillons		52
5 - Stampien		52
a - Sv-101		52
b - Forage de Tuggen		52
c - échantillon Bir		54
B - Les analyses par diffractométrie R.X. de sédiments de Sv-101		54
C - Les Calcaires Inférieurs		56
D - Les conglomérats de T.f.b.		57
1 - Matrices gréseuses		57
2 - Les galets		57
a - Galets de roches sédimentaires		57
b - Galets de compositions granitiques		57
E - Le substratum Eocène et Crétacé		59
1 - Les faciès du Sidérolithique		59
2 - Le substratum urgonien calcaire de Sv-101		59
F - Synthèses et conclusions		59

<b>Chapitre V</b>	(61-92)
<b>GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS ET DES ELEMENTS EN TRACES</b>	
Introduction	61
A - Les grès molassiques	61
1 - Résultats obtenus sur les roches totales	66
2 - Analyses de débris lithiques et de minéraux	67
a - Les débris lithiques	68
b - Les minéraux détritiques	71
c - Bilans et conclusions	71
3 - Relations entre les compositions chimiques et minéralogiques	71
a - Analyses en Composantes Principales en mode- R.	76
b - Relations éléments majeurs deux à deux	82
c - Conclusions	82
4 - Analyses en Composantes Principales en mode-Q	85
5 - Indice d'altération C.I.A. (Chemical Index of Alteration, Nesbitt et Young, 1982).	85
B - Cas des carbonates (Calcaires Inférieurs et calcaires créacés)	87
C - Les galets des conglomérats de T.f.b.	88
1 - Galets des roches sédimentaires	89
2 - Galets de compositions granitiques	89
D - Conclusions	91
	(Annexe au chapitre V, tableaux V-1 à V-8)

<b>Chapitre VI</b>	(93-145)
<b>GEOCHIMIE ISOTOPIQUE</b>	
Introduction	93
A- Résultats isotopiques et premières interprétations	94
1 - Les analyses roches totales des sédiments molassiques	94
a - Sm-Nd	94
b - Rb-Sr	99
c - Relation $\epsilon_{Nd}$ en fonction de $^{87}Sr/^{86}Sr$	105
2 - Les analyses par la technique des attaques ménagées	106
3 - Les minéraux	110
4 - Les galets des conglomérats burdigaliens de T.f.b.	113
a - Galets de roches sédimentaires	113
b - Galets de compositions granitiques	113
B - Interprétations des données isotopiques Sm-Nd	116
1 - Effets du cycle sédimentaire sur le couple Sm-Nd	116
2 - Identification des pôles	118
a - Relations entre les compositions isotopiques et chimiques	118
b - Contraintes apportées par les compositions isotopiques des constituants des grès.	120
c - Apports de la bibliographie	123
3 - Quantification des roches érodées	128
C - Interprétations des données isotopiques Rb-Sr	133
1 - Mélange carbonates-silicates et "âges virtuels"	133
2 - Quantification des "âges virtuels"	140
D - Couplage Nd et Sr	142

<b>Chapitre VII</b>	(146-148)
<b>CONCLUSIONS</b>	
A - Quantifications des sources	146
B - Conclusions d'ordre stratigraphique	147
C - Conclusions d'ordre paléogéographique	148
D - Croissance/recyclage crustal, signature isotopique de l'orogénèse alpine	148

---

**Bibliographie**

---

(149-156)

**Liste des figures**

<b>chapitre I</b>	
I-1 : $TDM^{Nd}$ en fonction de l'âge stratigraphique (Michard et al., 1985).	3
I-2 : $\epsilon_{Nd}^t$ des océans mésozoïques et cénozoïques (Stille et al., 1992).	4
I-3 : $\epsilon_{Nd}^t$ en fonction de l'âge stratigraphique et définition des pics isotopiques orogéniques (Michard et al., 1985).	5
I-4 : évolution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des océans du Trias et du Jurassique (Koepnick et al., 1990).	6
I-5 : comparaison des âges modèles Nd et Sr (Nelson et De Paolo, 1988).	8
I-6 : relation $\epsilon_{Nd}^t$ en fonction de $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial (Nelson et De Paolo, 1988).	8
<b>chapitre II</b>	
II-1 : coupe tectonique et coupe palinspathique des Alpes Suisses (Trümpy, 1980).	9
II-2 : paléogéographie à la limite Jurassique-Crétacé (Trümpy, 1980).	10
II-3 : bloc diagramme des Alpes Suisses (d'après A. Steck, dans Trümpy, 1980).	13
II-4 : reconstitutions palinspathiques des Alpes de Suisse Centrale (d'après U.P. Büchi et R. Trümpy, 1980).	16
II-5 : carte et coupe simplifiées du bassin molassique (Berger, 1989).	17
II-6 : colonne synthétique de la molasse péri-alpine occidentale (d'après Matter et al., 1980 dans Trümpy, 1980).	19
II-7 : résumé de la sédimentation molassique (d'après H. Bügisser et S. Schlanke, dans Trümpy, 1980).	22
II-8 : colonne stratigraphique synthétique de la Molasse Oligocène (Kissling, 1974).	25
II-9 : coupe géologique précisant la situation tectonique du forage Sv-101 (Deville et al., 1994).	29
II-10 : localisation géographique et stratigraphique des échantillons (Henry et al., 1994, modifiée d'après Monnier, 1979).	31
<b>chapitre III</b>	
III-1 : comparaison des concentrations en Nd obtenues par ICP et par dilution isotopique.	42



<b>chapitre IV</b>		
IV-1 : compositions obtenues par diffractométrie R.X.		55
<b>chapitre V</b>		
V-1 : profils verticaux des compositions chimiques en éléments majeurs et éléments traces.		62
V-2 : compositions chimiques en Terres Rares.		65
V-3 : représentation graphique de l'analyse A.C.P. en mode R (n=64).		73
V-4 : représentation graphique de l'analyse A.C.P. en mode R (n=47).		74
V-5 : $Al_2O_3^*$ en fonction de $SiO_2^*$ .		76
V-6 : classification par les proportions relatives en quartz-illite-carbonates.		78
V-7 : $K_2O^*$ en fonction de $Al_2O_3^*$ .		79
V-8 : $Na_2O^*$ en fonction de $Al_2O_3^*$ .		80
V-9 : $MgO^*$ en fonction de $Al_2O_3^*$ .		81
V-10 : représentation graphique de l'analyse A.C.P. en mode Q (n=64).		83
V-11 : représentation graphique de l'analyse A.C.P. en mode Q (n=47).		84
V-12 : valeurs de l'indice d'altération C.I.A. (Nesbitt et Young, 1982).		85
V-13 : profils de Terres Rares pour les carbonates.		88
V-14 : profils de Terres Rares pour les galets granitiques.		90
V-15 : $CaO/(Na_2O+K_2O)$ en fonction de l'anomalie en Eu pour les galets granitiques.		91
<b>chapitre VI</b>		
VI-1 : $\epsilon_{Nd}$ en fonction de la profondeur pour les trois forages.		95
VI-2 : profils verticaux pour [Nd], $^{147}Sm/^{144}Nd$ , $\epsilon_{Nd}$ et TDM.		97
VI-3 : $^{143}Nd/^{144}Nd$ en fonction de $^{147}Sm/^{144}Nd$ (diagramme isochrone).		98
VI-4 : $\epsilon_{Nd}$ en fonction de $1/[Nd]$ (diagramme de mélange).		99
VI-5 : $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de la profondeur pour les trois forages.		100
VI-6 : profils verticaux pour [Rb], [Sr], $^{87}Rb/^{86}Sr$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ .		102
VI-7 : $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de $^{87}Rb/^{86}Sr$ (diagramme isochrone).		103
VI-8 : $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de $1/[Sr]$ (diagramme de mélange).		104
VI-9 : $\epsilon_{Nd}$ en fonction de $^{87}Sr/^{86}Sr$ .		106
VI-10 : $\epsilon_{Nd}$ en fonction de $^{147}Sm/^{144}Nd$ , comparaison des roches totales et des résidus (attaques ménagées).		107
VI-11 : $^{87}Sr/^{86}Sr$ fonction de $^{87}Rb/^{86}Sr$ pour les résidus.		108
VI-12 : profil vertical des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ des mises en solution.		109
VI-13 : $\epsilon_{Nd}$ en fonction de $^{147}Sm/^{144}Nd$ pour les micas.		111
VI-14 : $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de $^{87}Rb/^{86}Sr$ pour les micas.		111
VI-15 : $^{143}Nd/^{144}Nd$ en fonction de $^{147}Sm/^{144}Nd$ pour les galets granitiques (diagramme isochrone).		113
VI-16 : $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de $^{87}Rb/^{86}Sr$ pour les galets granitiques (diagramme isochrone).		114
VI-17 : $\epsilon_{Nd}$ en fonction de $^{147}Sm/^{144}Nd$ , comparaison des galets et des grès contemporains.		115
VI-18 : comparaison des résultats isotopiques Sm-Nd et de l'indice d'altération C.I.A. (Nesbitt et Young, 1982).		117
VI-19 : $\epsilon_{Nd}$ en fonction de $^{147}Sm/^{144}Nd$ , de $1/[Nd]$ , de $Al_2O_3/Nd$ et de $K_2O/Nd$ . (diagrammes de mélange).		119
VI-20 : $\epsilon_{Nd}$ , $^{147}Sm/^{144}Nd$ et TDM en fonction de $Na_2O/Nd$ (diagrammes de mélange).		120

VI-21 : $\epsilon_{Nd}$ , $^{147}Sm/^{144}Nd$ et TDM en fonction de $MgO/Nd$ (diagrammes de mélange).		121
VI-22 : $\epsilon_{Nd}$ en fonction de $^{147}Sm/^{144}Nd$ , compositions isotopiques des micas et des attaques ménagées.		123
VI-23 : $\epsilon_{Nd}$ en fonction de $^{147}Sm/^{144}Nd$ , compositions isotopiques des formations susceptibles d'être érodées.		124
VI-24 : $\epsilon_{Nd}$ et $^{147}Sm/^{144}Nd$ en fonction du rapport $Sr/Nd$ (diagrammes de mélange).		126
VI-25 : $\epsilon_{Nd}$ en fonction de $Rb/Nd$ (diagramme de mélange).		128
VI-26 : représentation graphique de la quantification des formations érodées obtenue par les isotopes du couple Sm-Nd.		130
VI-27 : $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de $Al_2O_3/Sr$ et de $K_2O/Sr$ .		134
VI-28 : $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de $^{87}Rb/^{86}Sr$ , position des pôles de mélange ms et bi-chl.		135
VI-29 : concentrations en Sr en fonction de la proportion de carbonates.		137
VI-30 : report des "âges virtuels" et comparaison avec les compositions chimiques et isotopiques.		139
VI-31 : représentation graphique de la quantification des "âges virtuels" par les isotopes du couple Rb-Sr.		141
VI-32 : comparaison des quantifications par les isotopes du Nd et par les isotopes du Sr.		143

Liste des tableaux insérés dans le texte.

<b>chapitre III</b>		
tableau III-a : blancs de broyage.		33
tableau III-b : comparaison des résultats isotopiques en Nd obtenus par voie acide et par fusion alcaline.		36
tableau III-c : mode d'analyse pour les différents éléments.		40
tableau III-d : valeurs mesurées pour les standards internationaux.		40
tableau III-e : valeurs des blancs totaux par traitements chimiques.		40
<b>chapitre V</b>		
tableau V-a : position des éléments chimiques dans les différents constituants des grès.		82
<b>chapitre VI</b>		
tableau VI-a : moyennes pour le couple Sm-Nd.		96
tableau VI-b : moyennes pour le couple Rb-Sr.		101
tableau VI-c : valeurs de $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour $Rb=0$ à partir de la relation $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de $^{87}Rb/^{86}Sr$ .		108
tableau VI-d : valeurs retenues pour les différents pôles b définis pour chaque niveau stratigraphique.		127
tableau VI-e : résultats de la quantification par les isotopes du couple Sm-Nd.		129
tableau VI-f : exemples de compositions de conglomérats oligocènes.		131
tableau VI-g : "âges virtuels" à partir des roches totales.		136
tableau VI-h : résultats de la quantification des "âges virtuels" par les isotopes du couple Rb-Sr.		142

# Chapitre I

## LES BUTS DE CETTE ETUDE

- A - Les buts de ce travail
- B - Rappels à propos de l'utilisation des isotopes du Nd et du Sr pour l'étude des sédiments

## chapitre - I - LES BUTS DE CETTE ETUDE

### A - Les buts de ce travail

#### 1 - Identification et quantification des sources

Cette étude géochimique et isotopique de sédiments molassiques, syn et post-orogéniques, se propose d'identifier les sources majeures de la sédimentation péri-alpine du bassin franco-suisse et de quantifier leurs importances relatives.

Les Alpes françaises, suisses et italiennes sont une chaîne de montagnes jeunes, résultant d'une histoire complexe, depuis les premiers événements compressifs crétacés jusqu'à l'actuel. (voir chapitre II). On reconnaît classiquement (Trümpy, 1980 ; Hunziker et al., 1992) trois phases de déformations majeures, éo-, méso-, et néo- alpines. A ces trois phases sont associés des âges métamorphiques autour de 140 à 80, 60 à 30 et moins de 30 Ma. Une des caractéristiques importantes est la progradation dans le temps des phases tectoniques, depuis les zones internes vers les zones externes. L'histoire de la collision continentale des plaques africaine et européenne et de toute une série de micro-plaques, le devenir et l'importance de l'océan téthysien (croûte océanique et sédiments océaniques) sont des éléments dont nous pouvons espérer retrouver des traces dans les sédiments molassiques.

Les formations qui constituent la chaîne alpine actuelle ne représentent plus seulement qu'une partie des roches qui ont participé à l'histoire alpine. (voir par exemple les coupes et cartes palinopathiques chez Trümpy, 1980). Ce fait peut justifier à lui seul l'intérêt d'une étude des sédiments orogéniques. Enfin, le choix d'une chaîne récente, les Alpes, permet de nous affranchir d'éventuels problèmes de fractionnements provoqués par le cycle sédimentaire et susceptibles d'affecter les rapports Père/Fils des couples radiogéniques.

#### 2 - Géochimie sédimentaire sur la Molasse

En parallèle, les résultats et interprétations permettront de vérifier la pertinence de l'emploi de la géochimie (éléments majeurs, éléments en traces et mesures des isotopes des couples Sm-Nd et Rb-Sr) dans une sédimentation détritique qui est, de façon paradoxale, à la fois très monotone (série marno-gréseuse carbonatée) mais où des conditions de sédimentation variées se trouvent de façon extrêmement rapprochées à la fois dans le temps et dans l'espace (Bersier 1958 a et b ; Kissling, 1974 ; Monnier, 1979).

Les conclusions seront donc comparées aux résultats obtenus antérieurement sur le bassin molassique par d'autres approches : biostratigraphie, lithostratigraphie, étude des minéraux lourds, étude de la composition de la phase argileuse, dont une revue est disponible dans Berger (1989).

Les éléments majeurs et en traces ont déjà été utilisés dans des séries détritiques et les méthodes de traitement multi-variables ont permis de résoudre des problèmes restés sans réponse par l'emploi des outils classiques (Roser et Korsch, 1988 ; Ehrenberg et Siring, 1992). De plus, pour atteindre les buts d'identification et de quantification des roches érodées, nous devons comprendre les comportements des éléments analysés dans ce type de sédimentation détritique. Cette approche sédimentaire se divisera en une approche verticale (stratigraphique) et horizontale (paléogéographie et corrélations) et passe par l'étape commune d'identification puis de quantification des sources majeures de la sédimentation molassique.

### **3 - Croissance et recyclage crustal**

Enfin, dans une approche plus globale, nous chercherons à quantifier les entrées juvéniles, c'est à dire directement ou indirectement dérivées du manteau, liées à l'orogénèse alpine. La continuité entre la sédimentation de type flysch (grès de Taveyanne, Vuagnat, 1983) puis de type molasse (cas du Val d'Iliez, Trümpy, 1980 ; Homewood et Lateltin, 1988) autorise une telle recherche. En effet, les résultats récents (Bernard, 1992) obtenus sur les grès de Taveyanne et les roches de Saint Antonin montrent l'existence de formations alpines à fortes valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  (-1 à +4), qui définissent le pic isotopique orogénique alpin, par comparaison avec les pics hercynien, calédonien et cadomien, définis par Michard et al. (1985).

## **B - Rappels à propos de l'utilisation des isotopes du Nd et du Sr pour l'étude des sédiments**

Les études sédimentaires isotopiques par l'analyse des couples radiogéniques Rb-Sr et Sm-Nd s'intéressent à une grande variété de problèmes géologiques et géochimiques et ont fait l'objet d'une revue bibliographique éditée par Clauer et Chaudhuri (1992).

### **1 - Sm-Nd**

La mesure des isotopes du couple Sm-Nd sur des sédiments de type shales a été un outil largement utilisé pour obtenir les valeurs moyennes des formations continentales érodées. Citons simplement ici les résultats obtenus par Goldstein et al. (1984), qui montrent, pour les produits actuels de l'érosion, que les moyennes des rapports

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  sont associées à de faibles écarts-types, avec des valeurs respectives de  $0,115 \pm 0,010$  et  $0,51204 \pm 0,00020$ , soit  $-11,7 \pm 4$  exprimé en  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . L'évolution de ces valeurs dans le temps a permis de quantifier les processus de croissance et de recyclage crustal, notamment par la comparaison des âges modèles Nd, ou temps de résidence crustale du Nd ( $T_{\text{DM}}$ ) et des âges stratigraphiques (O'Nions et al., 1983 ; Allègre et Rousseau, 1984 ; Ben Othman et al., 1984 ; Goldstein et al., 1984 ; Juteau, 1984 ; Miller et O'Nions, 1984 ; Davies et al., 1985 ; Michard et al., 1985 ; André et al., 1986 ; Faure, 1986 ; Miller et al., 1986 ; Goldstein et Jacobsen, 1988a ; Jacobsen, 1988 ; Albarède, 1989 ; Dia et al., 1990 a et b ; De Paolo et al., 1991 ; Mac Lennan et Hemming, 1992...). La fig. I-1 est un exemple de cette relation.

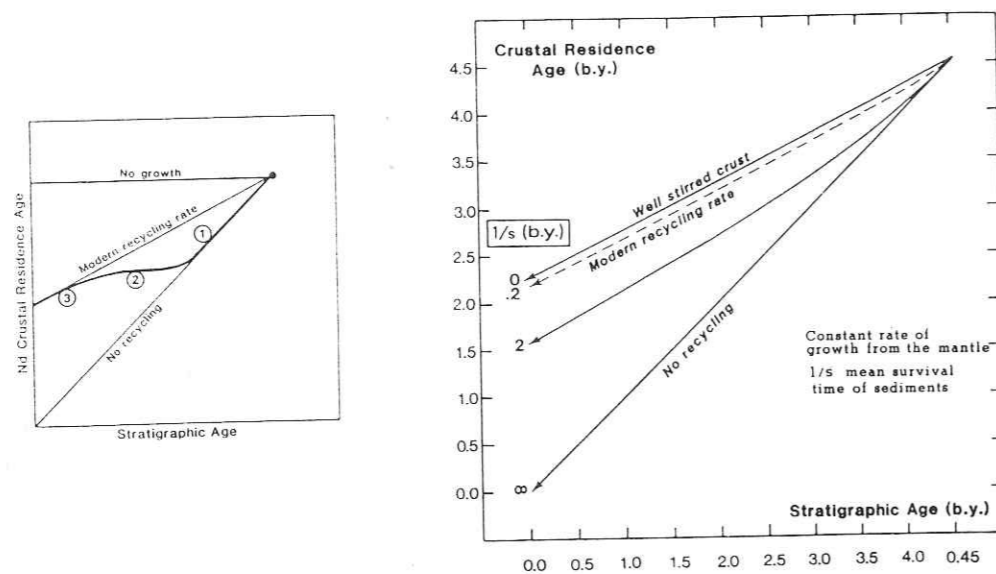


figure I-1 : -a- report de  $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$  en fonction de l'âge stratigraphique  $T_{\text{STRAT}}$  représentant différents modèles d'évolution de la masse sédimentaire pour des taux constant de croissance de la croûte continentale à partir du manteau et pour des taux de recyclage de la croûte continentale différents (d'après Michard et al., 1985).  
- b - la droite  $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}} = T_{\text{STRAT}}$  correspond à une création uniforme et continue de la croûte continentale à partir du manteau supérieur appauvri (Depleted Mantle noté DM). Une évolution avec une valeur constante de  $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$  correspondrait à un arrêt de création crustale (d'après Michard et al., 1985).

De nombreuses études ont participé à la définition des compositions isotopiques des grands réservoirs géochimiques et leurs évolutions séculaires. Par exemple, les mesures chimiques et isotopiques des Terres Rares pour des précipités chimiques marins permettent d'accéder aux compositions isotopiques des eaux marines et d'effectuer des bilans (apports juvéniles et recyclage de la croûte, avec par exemple pour les océans

précambriens : Miller et O'Nions, 1985 ; Jacobsen et Pimentel-Klose, 1988 a et b ; Derry et Jacobsen, 1990 ; Alibert et MacCulloch, 1993 ; pour les océans plus récents : Hooker et al., 1981 ; Grandjean et al., 1988 ; Stille et al., 1989 ; et pour les océans actuels : Piper, 1974 ; Piegras et Wasserburg, 1980 ; Elderfield et Greaves, 1981 Elderfield et al., 1981 ; Elderfield et Greaves, 1982 ; Aplin, 1984 ; Faure, 1986 ; Michard et Albarède, 1986 ; Aplin et al., 1987 ; Stille et al., 1992 ; Knauth, 1992 ; Kolodny et Luz, 1992). La fig. I-2 est un exemple de l'évolution au cours du temps des compositions isotopiques ( $\epsilon_{\text{Nd}}^t$  expriment les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  recalculés au temps initial t) pour les océans Pacifique, Téthys et Atlantique au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque.

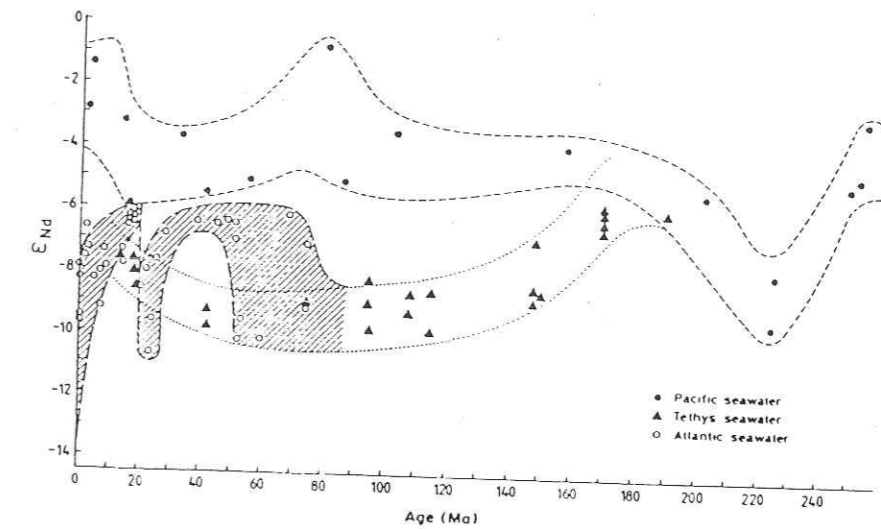


figure I-2 : évolutions des valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}^t$  au cours du temps pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque pour les océans Pacifique, Téthys et Atlantique (d'après Stille et al., 1992).

Michard et al. (1985) reportent les valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}^t$ , de sédiments déposés dans la période comprise entre 100 et 560 Ma, en fonction de leur âge stratigraphique. La fig. I-3 montre une succession de pics, définis par les valeurs les plus fortes en  $\epsilon_{\text{Nd}}^t$ . Ces pics caractérisent les grandes orogénèses, qui sont un des sièges de création de matériel crustal (magmatisme calco-alcalin des zones de subduction) et le lieu où, du fait de la collision continentale finale, le matériel nouvellement créé est rapidement mélangé avec l'ancienne croûte. Ce mélange se fait par l'intermédiaire de mouvements tectoniques (imbrications d'unités diverses et variées), de processus magmatiques (magmatisme intra-crustal par exemple) et par le cycle sédimentaire (forte érosion des reliefs jeunes). Notons que ce sont les sédiments de compositions grauwackeuses qui enregistrent les valeurs les plus fortes en  $\epsilon_{\text{Nd}}^t$  du fait de l'important recyclage de débris d'origines volcaniques mafiques.

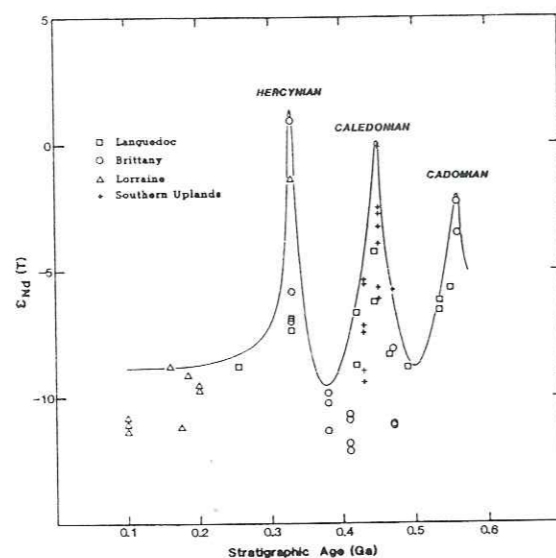


figure I-3 : report de  $\epsilon_{Nd}^t$  en fonction de l'âge stratigraphique. Les trois pics à fortes valeurs en  $\epsilon_{Nd}^t$  correspondent aux orogénèses hercynienne (330 Ma), calédonienne (440 Ma) et cadomienne (580 Ma). Les valeurs de  $\epsilon_{Nd}^t$  dites "inter-orogéniques" sont comprises entre -10 et -12 (Michard et al., 1985).

André et al. (1986) montrent la nécessité de coupler les données isotopiques avec d'autres données géochimiques. Par exemple, les compositions en Terres Rares sont utilisées pour différencier les sédiments de premiers cycles (dérivés directement de roches cristallines) et ceux issus de la superposition de plusieurs cycles sédimentaires. Pour ces auteurs, l'emploi de  $\epsilon_{Nd}$  est préféré à l'utilisation du rapport Sm/Nd ou des âges modèles.  $\epsilon_{Nd}$  apparaît être un bon indicateur de tectonique globale, et montre le recyclage de matériel ayant connu des histoires continentales indépendantes (micro-plaques).

L'identification des formations érodées peut également servir de support à des interprétations tectoniques. L'analyse, par les isotopes du Nd, des sédiments syn à post orogéniques permet de s'affranchir, par exemple, des variations des taux de sédimentation, des faciès sédimentaires, de l'influence des climats sur l'intensité et le mode d'altération continentale, et autorise à regarder les signatures isotopiques comme résultant essentiellement des événements survenant dans les zones sources (par exemple, Bouquillon et al., 1990 ; France-Lanord et al., 1993).

McLennan et Hemming (1992) publient une compilation des données isotopiques et montrent l'influence de la position géotectonique ou géodynamique (marges actives ou passives) sur la composition isotopique des sédiments.

Enfin, citons les travaux de Awwiller et Mack (1991) et de Ohr et al. (1991), qui reportent des profils de rapports isotopiques, obtenus sur des lithologies gréseuses et marneuses, et qui interprètent leurs résultats en terme de modifications des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  lors des processus du cycle exogène et notamment pendant les réactions diagenétiques.

## 2 - Rb-Sr

L'utilisation des isotopes du Sr comme traceurs isotopiques est classiquement connue par les travaux de Veizer et Compston (1974 et 1976) sur les variations séculaires du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des océans (fig. I-4).

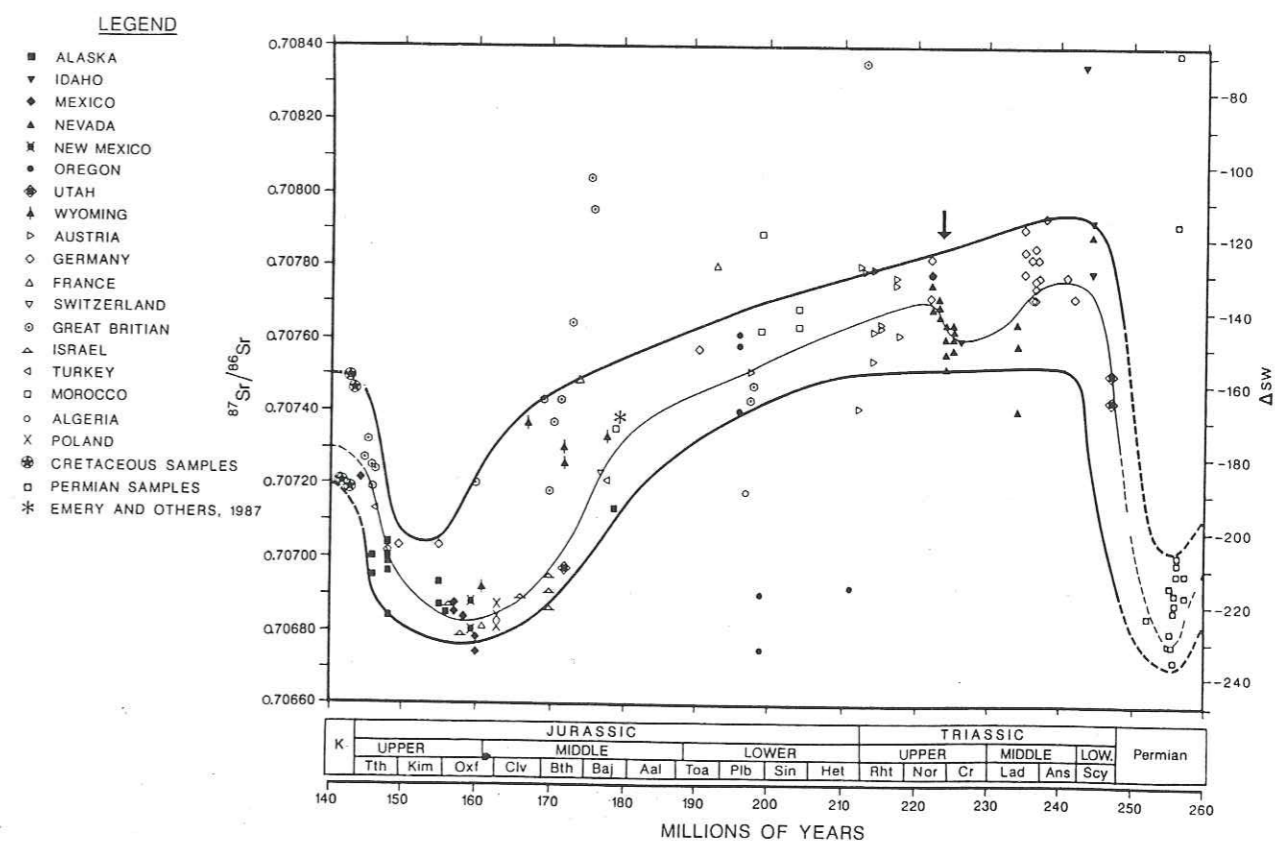


figure I-4 : courbe d'évolution du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des océans pendant le Trias et le Jurassique (Koepnick et al., 1990).

De nombreuses études, portant sur des roches carbonatées, (Tremba et al., 1975 ; Brass, 1976 ; Burke et al., 1982 ; De Paolo et Ingram, 1985 ; Koepnick et al., 1985 ; Palmer et Elderfield, 1985 ; Faure, 1986 ; Hess et al., 1986 ; Richter et De Paolo, 1987 ; Koepnick et al., 1990 ; De Paolo et Finger, 1991 ; Hodell et al., 1991 ; Mac Arthur et al., 1992 ; Veizer, 1992), autorisent l'utilisation des isotopes du Sr en stratigraphie isotopique (fig. I-4). Cette approche, connue sous le terme de "high-resolution strontium-isotope stratigraphy", est possible sous réserve d'analyser des phases authigènes. La condition sous entendue par cette approche est que le temps de brassage des océans (quelques milliers d'années) est très rapide par comparaison au temps de résidence du Sr dans l'eau de mer (environ un million d'années).

L'utilisation des isotopes du couple Rb-Sr pour caractériser les sources des sédiments se heurte au problème des propriétés chimiques des deux éléments. Le système Rb-Sr n'évolue pas de façon fermée dans le cycle exogène s.l. (altération, transport, sédimentation, puis épigénèse et diagenèse, voir par exemple Goldstein, 1988 ; Chaudhuri et Clauer, 1992a et b ; Chaudhuri et al., 1992 ; Clauer et al., 1992 a et b ; Faure, 1992). Par contre, ces propriétés chimiques rendent possibles des homogénéisations et donc des datations. Les techniques d'attaques ménagées, par acides dilués ou acides organiques, ont donc été utilisées et des datations proposées pour les phases argileuses fines, généralement inférieures au micron. Notons que pour Clauer et al. (1992b), l'homogénéisation, donc les datations obtenues par ces méthodes, restent souvent sujettes à caution. Néanmoins les sédiments sont des objets particulièrement rebelles aux datations absolues et ces informations temporelles sont toujours susceptibles d'être intéressantes.

### 3 - Couplage Nd-Sr

Depuis les zones de fusions et jusqu'aux zones de sédimentation, le comportement du Sr est très différent de celui des Terres Rares. A l'exception des processus magmatiques, la plupart des processus thermiques, chimiques, mécaniques que peuvent subir les différentes phases qui contiennent ces éléments dans la croûte terrestre, ne fractionnent pas ou peu les Terres Rares entre elles. Par contre la plupart de ces processus modifient de façon importante les rapports Rb/Sr. Une démonstration simple est reportée dans la fig. I-5 (Nelson et De Paolo, 1988) qui compare les âges modèles obtenus par les couples Rb-Sr ( $T_{DM}^{Sr}$ ) et Sm-Nd ( $T_{DM}^{Nd}$ ). Cependant le couplage des deux systèmes isotopiques a été souvent utilisé, par l'emploi de la relation hyperbolique  $\epsilon_{Nd}^t$  vs  $^{87}Sr/^{86}Sr$  initial (fig. I-6) pour rechercher et quantifier les sources des roches sédimentaires (Nelson et De Paolo, 1988 ; Goldstein et Jacobsen, 1988a).

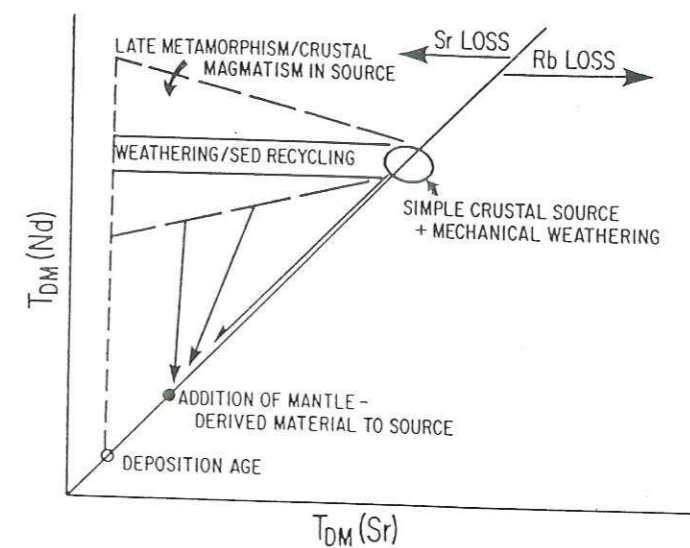


figure I-5 : schématisation des effets des processus magmatiques, métamorphiques et sédimentaires sur les âges modèle Nd ( $T_{DM}^{Nd}$ ) et Sr ( $T_{DM}^{Sr}$ ). L'effet de pertes de Sr ou de Rb est noté. Généralement le cycle sédimentaire affecte peu les âges modèles Nd mais abaisse dramatiquement les âges modèles Sr qui tendent vers l'âge de dépôt (Nelson et De Paolo, 1988).

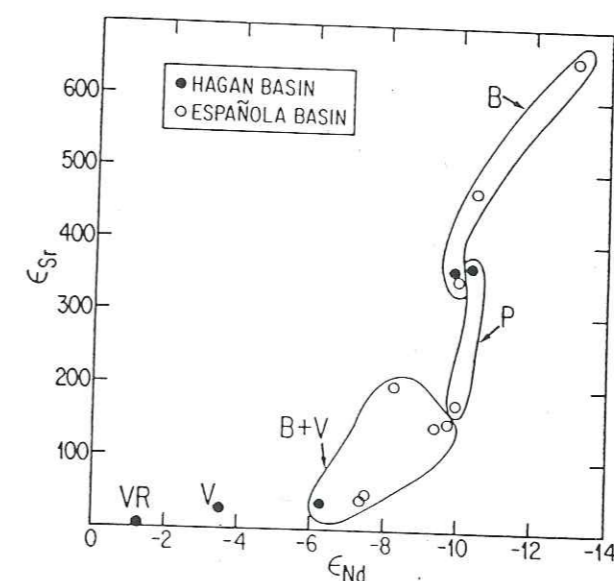


figure I-6 :  $\epsilon_{Nd}^t$  en fonction de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  initial (ici emploi de  $\epsilon_{Sr}^t$  par référence au rapport  $^{87}Sr/^{86}Sr_{CHUR}$  de 0,7045). Les rapports isotopiques des sédiments dérivent d'un mélange sédimentaire avec participation d'un socle précambrien (B), de sédiments paléozoïques (P) et de roches volcaniques tertiaires (V et VR), Nelson et De Paolo (1988).

Pour conclure, notons que les isotopes du couple Sm-Nd sont classiquement utilisés pour identifier les sources des sédiments et que l'emploi des isotopes du couple Rb-Sr dépend des environnements géologiques et des interprétations au cas par cas.

# Chapitre II

## CADRE GEOLOGIQUE

- A - La chaîne alpine occidentale
- B - Le bassin molassique Helvético - Savoyard
- C - Présentation des échantillons

## chapitre - II - CADRE GEOLOGIQUE

### A - La chaîne alpine occidentale

Ce chapitre a pour but de rappeler les grandes lignes de l'histoire des formations géologiques de la chaîne alpine, qui fournissent l'essentielle des roches sources de la sédimentation molassique. La plupart des informations est empruntée à l'ouvrage "Geology of Switzerland" de Rudolf Trümpy (1980), cette référence ne sera pas rappelée dans le texte.

#### 1 - Cadre général

Les Alpes sont le résultat de la tectonique compressive qui provoque la fermeture des bassins océaniques sous la dépendance de la Téthys. Le segment alpin français, italien et suisse, est classiquement divisé en trois zones définies par la paléogéographie mésozoïque voire cénozoïque et que l'on peut attribuer, dans le cadre de la tectonique globale, aux deux plaques Eurasie et Gondwana séparées par la croûte océanique qui permet de définir l'océan Téthys (voir les fig. II-1, 2 et 3) :

La Zone Helvétique correspond à la marge continentale septentrionale (plate forme continentale européenne).

La Zone Pennique, la plus complexe, comprend, en première approximation, les parties distales des deux blocs continentaux et les bassins océaniques et para-océaniques sous influence téthysienne.

La Zone Austro-Alpine et Sud des Alpes représente la plate forme sud ou marge continentale du continent africain.

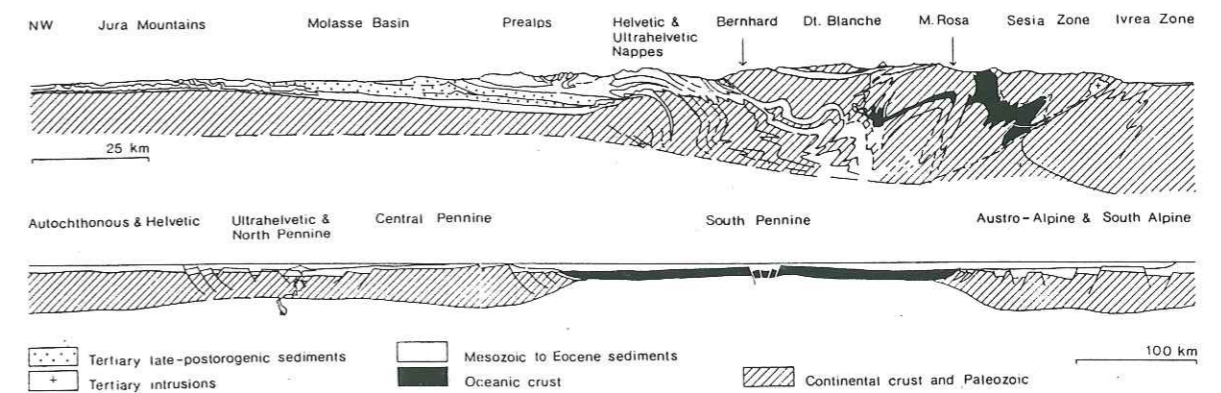


figure II-1 : coupe tectonique et coupe palinspathique (reconstitution au Jurassique supérieur) des Alpes Suisses, Trümpy (1980).

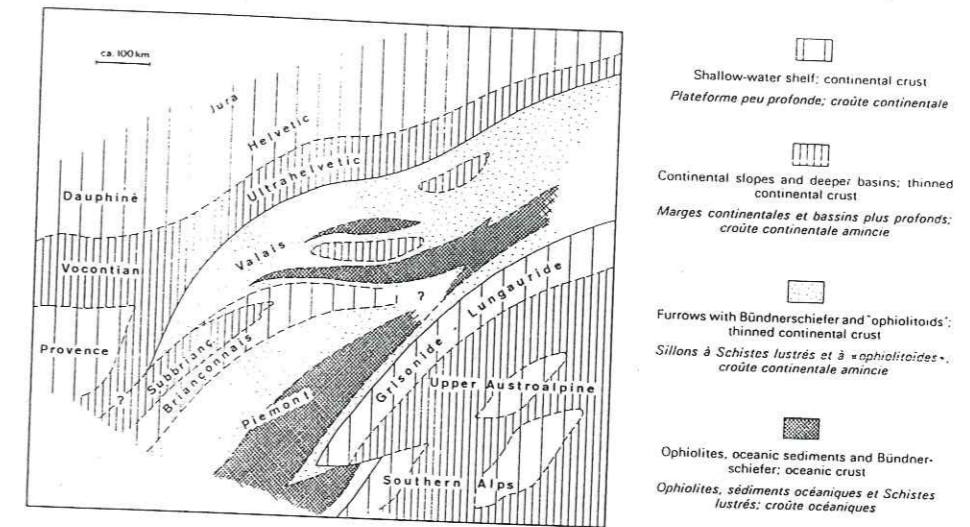


figure II-2 : essai de reconstitution paléogéographique à la limite Jurassique-Crétacé montrant notamment l'existence et les positions estimées des bassins océaniques et de micro-blocs continentaux entre les deux plaques européenne et africaine, Trümpy (1980).

Les roches qui composent les Alpes peuvent être divisées en deux groupes. D'une part, les roches anté-mésozoïques qui constituent le substratum alpin et pour lesquelles les événements tectoniques alpins se surimposent à des événements antérieurs appartenant principalement à l'époque varisque (tectoniques superposées). D'autre part, les roches mésozoïques et cénozoïques, qui correspondent aux périodes de sédimentation ante, syn et post orogéniques du cycle alpin. Ces dernières n'ont évidemment connu que les événements tectoniques et métamorphiques alpins. Cette division conduit à présenter les différentes zones en terme de socle et couverture.

## 2 - Descriptions régionales

a - Zone Helvétique. Elle est classiquement divisée en trois :

- zones autochtones et par-autochtones, elles comprennent les massifs des Aiguilles Rouges et du Gastern pour l'autochtone et les massifs du Mont Blanc et de l'Aar pour le par-autochtone. Les couvertures sont, soit en place, soit légèrement décollées et correspondent alors aux nappes suisses dites en position de Morcles (nappes ou plis couché de Morcles, de Doldenhorn) et en France aux chaînes subalpines.



- zone Helvétique sensu stricto (s.s.). Son socle est représenté par le petit massif du Tavetsch et sa couverture par les nappes Helvétiques s.s. (Diableret, Wildhorn, Gellihorn, Niederhorn, Axen, Drusberg, chaîne bordière etc.). Ces nappes sont essentiellement formées de roches sédimentaires déposées depuis le Jurassique jusqu'à l'Eocène, avec localement l'existence de formations permienes et triasiques (faciès Verrucano des Alpes de Glarus ou Glaris).

- zone Ultra-helvétique : elle se trouve à l'origine en position plus interne, son socle est attribué au massif du Gothard. Sa couverture est composée de formations du Trias à l'Eocène, elle est largement décollée et s'est déplacée précocement en position Helvétique (à l'Oligocène) pour finalement se structurer avec les nappes helvétiques (au Miocène, phase helvétique).

#### b - Zone Pennique.

Le terme de pennique regroupe les formations qui ont subi, à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène, les mouvements chevauchants vers les zones externes, exception faite des unités austro-alpines et des unités helvétiques. Pour Desmons et Radelli (1992), le terme pennique est défini par la tectonique commune qui affecte ces unités et n'a donc pas de sens antérieurement à la phase méso-alpine. Les unités penniques sont limitées par le front pennique ou front alpin principal et regroupent donc une région complexe. Une division en trois ceintures est néanmoins possible : domaine valaisan (ceinture septentrionale para-océanique), domaine briançonnais (ride ou haut fond intra-océanique) et domaine pennique s.s. (zone océanique avec ses dépendances para-océaniques). Du fait des restrictions précitées, on utilise usuellement les divisions régionales suivantes :

- la région Ticino-Simplon. Elle contient les roches les plus profondes de l'édifice alpin (Alpes Lépontines). Cette région, formée de grandes nappes de socle (gneiss), permet de faire la liaison avec les zones externes, notamment par la définition d'une zone Infra-pennique se rattachant au sud du massif du Gothard et montrant certaines affinités avec les formations ultra-helvétiques.

- la région valaisanne. Elle comprend les massifs cristallins internes du Grand Saint-Bernard et de Monte Rosa qui recouvrent les unités sédimentaires essentiellement mésozoïques de la ceinture valaisanne (Zone de Sion) et sont recouverts, avec une grande complexité dans le détail, par les Schistes Lustrés et les ophiolites piémontaises (zone du Combin s.l.).

- la région de Graubünden : région constituée par de grandes nappes de socle (Adula, Tambo, Suretta, Margna) avec des témoins de leurs couvertures respectives et où les structures les plus profondes contiennent quelques ophiolites.

- les Préalpes : ce sont de véritables klippes tectoniques en position externe. Elles sont formées de nappes de roches sédimentaires qui couvrent les périodes du Trias à l'Eocène. Ces nappes correspondent aux couvertures des zones Ultra-helvétique, Valaisanne, Briançonnaise et Piémontaise. Ces formations n'ont pas ou très peu subi de métamorphisme alpin, ce qui montre qu'elles ont été expulsées précocement des Alpes Centrales. De plus, elles ne contiennent des roches crustales ou des ophiolites qu'en inclusions dans de vastes corps sédimentaires, généralement crétacés (cas par exemple des olistolithes d'ophiolites dans les flyschs des nappes supérieures regroupées sous le terme de nappe de la Simme s.l.).

- région des Flyschs Rhéno-Danubiens, constituée par de grandes masses de flyschs principalement crétacés et d'origine valaisanne, dont une petite partie seulement affleure en Suisse.

#### c - Les nappes austro-alpines et le Sud des Alpes.

Les divisions suivantes sont classiquement reconnues :

- nappes austro-alpines inférieures, formations appartenant originellement à la plate-forme austro-alpine. Les socles (Err, Bernina) sont visibles en nappes à proximité de la faille d'Engadine, les couvertures sont en partie restées solidaires ou sont décollées. La nappe de la Dent Blanche est rattachée à ces unités.

- nappes austro-alpines moyennes. Elles sont constituées par de grands panneaux de socles (Languard, Campo, Silvretta, Ötztal) et de leurs couvertures triasiques et jurassiques.

- Alpes Calcaires Septentrionales, nappes de sédiments mésozoïques, principalement carbonatés.

- Sud des Alpes. Les formations du Sud des Alpes sont séparées des unités austro-alpines par les failles majeures qui constituent la ligne Insubrique et la structure faillée de Tonale. Elles sont formées des mêmes unités (mêmes faciès) que les nappes austro-alpines mais ne sont pas ou peu affectées par les mouvements et par le métamorphisme alpins.

### 3 - Chronologie des événements et âges disponibles

#### a - Périodes pré-varisques.

A ce jour, aucune analyse de micas, d'origine alpine, n'a fourni d'âges pré-varisques (Hunziker et Hurford, 1992 ; Hunziker et al., 1992). Les formations anté-varisques existent dans un socle polymétamorphique avec des sédiments estimés entre 1000 et 500 Ma dans lesquels se mettent en place les granitoïdes varisques (Hunziker et Hurford, 1992).

#### b - Période varisque.

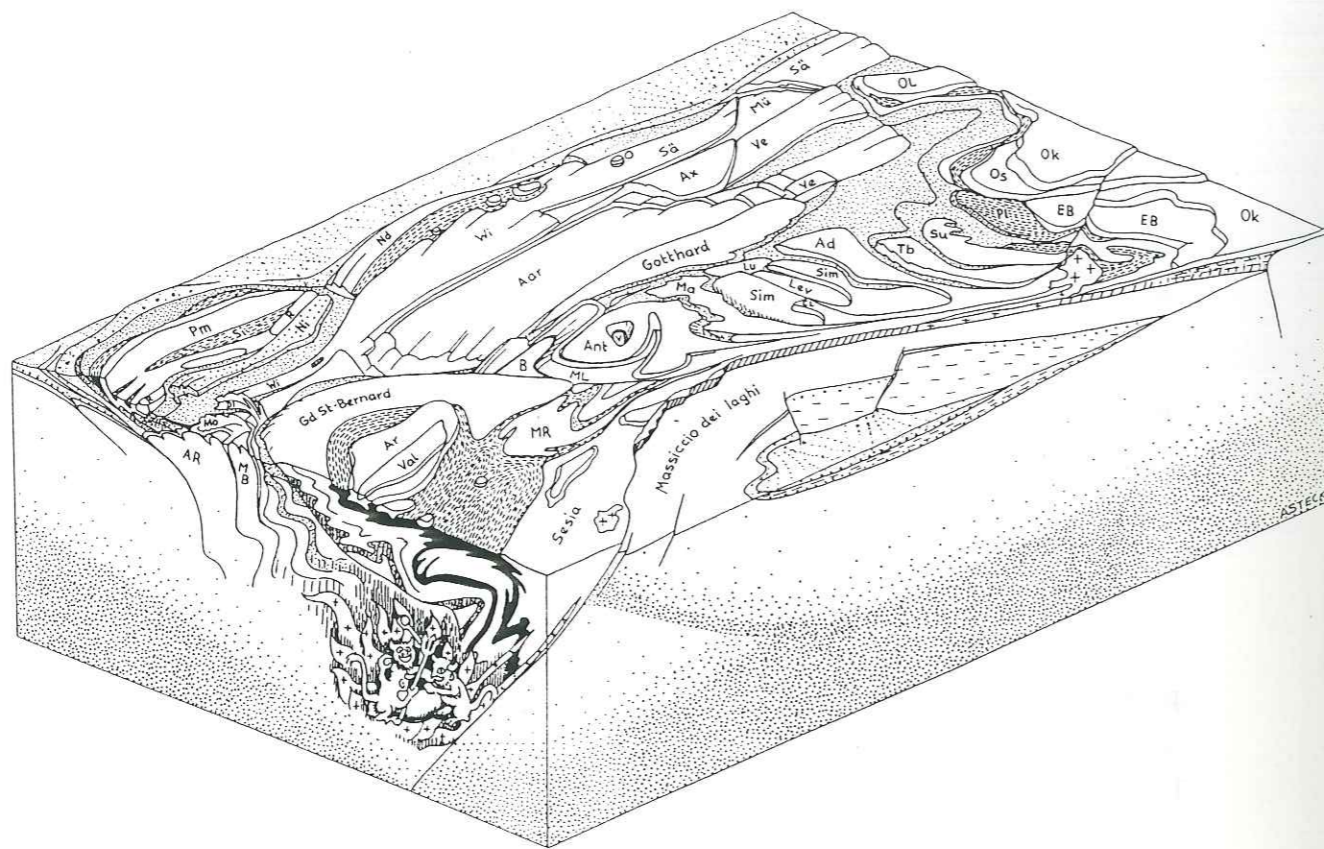
Elle est représentée par une grande variété de granitoïdes, dont on peut noter qu'ils sont d'autant plus acides qu'ils sont plus récents (Hunziker et Hurford, 1992). Vers 300 Ma on note des manifestations calco-alcalines intrusives et effusives (Permien et faciès Verrucano, Hunziker et Hurford, 1992). Les dernières phases marquent le début de l'amincissement crustal avec début de rifting responsable d'un fort gradient thermique qui altère les âges radiométriques. Pour les unités de l'Austro-alpin et du Sud des Alpes, les âges obtenus sur micas (entre 240 et 140 Ma) marquent la lenteur du passage des conditions de base de croûte vers des conditions de croûte supérieure (Hunziker et Hurford, 1992).

#### c - Le Mésozoïque.

Le Jurassique correspond essentiellement à la période de création d'un plancher océanique et à une sédimentation sur cette croûte océanique téthysienne et sur les marges continentales nord et sud. Les premiers événements compressifs datent du Crétacé. Les événements tectoniques alpins sont classiquement divisés en trois phases, éo-alpine (essentiellement Crétacé) et méso-alpine et néo-alpine (Tertiaire à actuel).

- phase éo-alpine, essentiellement Crétacé (140 à 60 Ma, Hunziker et Hurford, 1992 ou 110-80 Ma Steck et Hunziker, 1992), elle peut être divisée en deux épisodes : jusqu'à 80 Ma, faciès éclogitiques connus par des vestiges de métamorphisme de haute pression à 110-80 Ma dans les nappes du Pennique moyen et supérieur (Steck et Hunziker, 1992).

de 85 à 60 Ma, faciès schistes bleus et refroidissement (Hunziker et Hurford, 1992). L'absence de paragenèses de rééquilibrage thermique indique que les nappes du pennique moyen et supérieur sont remontées très rapidement vers la surface avant le métamorphisme de l'orogénèse tertiaire (Steck et Hunziker, 1992).



- |                                   |   |
|-----------------------------------|---|
| Ad = Adula nappe                  | Nd = Niederhorn nappe                         |
| Ant = Antigorio nappe             | Ni = Niesen nappe                             |
| Ar = Arolla series (Dent Blanche) | Ok = Austroalpine nappes (crystalline)        |
| AR = Aiguilles Rouges massif      | OL = Northern Calcareous Alps (Lechtal nappe) |
| Ax = Axen nappe                   | Os = Austroalpine nappes (sediments)          |
| B = Berisal series                | Pl = Platta nappe                             |
| CL = Cima Lunga lobe              | Pm = Préalpes Médiannes Plastiques            |
| Di = Diablerets nappe             | R = Préalpes Médiannes Rigides                |
| EB = Err-Bernina nappe            | Sä = Säntis nappe                             |
| Lev = Leventina gneiss            | Si = Simme nappe                              |
| Lu = Lucomagno gneiss             | Sim = Simano nappe                            |
| Ma = Maggia zone                  | Su = Suretta nappe                            |
| MB = Mont Blanc massif            | Tb = Tambo nappe                              |
| ML = Monte Leone nappe            | V = Verampio gneiss                           |
| Mo = Morcles nappe                | Val = Valpelline series (Dent Blanche)        |
| MR = Monte Rosa nappe             | Ve = Verrucano nappe                          |
| Mü = Mürtchen nappe               | Wi = Wildhorn nappe                           |

figure II-3 : bloc diagramme situant les principales unités des Alpes Suisses (d'après A. Steck, dans Trümpy, 1980).

#### d - Le Tertiaire.

Les phases tertiaires sont classiquement divisées en phases méso alpine (40-30 Ma) et néo alpine (moins de 30 Ma). La limite est fixée, plus ou moins arbitrairement, par le magmatisme calco-alcalin à 30 Ma

- phase méso-alpine (60 à 30 Ma). Elle est marquée par la mise en place des nappes internes (Steck et Hunziker, 1992). Le sous charriage de la croûte européenne sous la plaque adriatique provoque un métamorphisme régional de moyenne pression et moyenne température (type disthène-sillimanite, Niggli et Niggli, 1965 d'après Steck et Hunziker, 1992) avec un gradient thermique moyen de 25°C/km (Franck, 1983 et Hammerschlag, 1985 d'après Steck et Hunziker, 1992). La culmination thermique se situe à la limite Eocène - Oligocène à environ 38 Ma au sud puis vers 35 à 30 Ma au nord (Steck et Hunziker, 1992). Les nappes penniques supérieures et austro-alpines atteignent 10 km d'épaisseur (Steck et Hunziker, 1992). Dans la zone d'Ivrée et dans les Alpes méridionales, cette phase se manifeste par un soulèvement accéléré depuis environ 50 Ma (Steck et Hunziker, 1992). Dans la zone du Simplon, on notera que les unités les plus élevées (Sesia, Mont-Rose, Silviez-Mischabel, Adula et Suretta) subissent un refroidissement rapide du fait de l'action conjointe du soulèvement et de l'érosion (Steck et Hunziker, 1992).

- magmatisme calco-alcalin de la ligne insubrienne. Correspondant à la phase d'extension qui affecte l'ensemble du continent européen (Fossé Rhéan, Fossé Saône, et Limagnes), les fractures alpines sont le siège d'intrusions calco-alcalines. Ces magmas correspondent aux formations de Biella et de Bergell, et se concentrent autour de la ligne insubrienne. Leurs mises en place sont datées de 32 à 26 Ma (Steck et Hunziker, 1992).

- phase néo-alpine (30 Ma à actuel). Elle est essentiellement caractérisée par des plis de vergence sud et sud-est, des mouvements décrochants dextres dans les Alpes penniques et par le chevauchement vers le nord du front helvétique et des Préalpes (Steck et Hunziker, 1992). Dans les zones internes, cette période est marquée particulièrement par les mouvements des grandes failles alpines : ligne Insubrique, ligne de Simplon, ligne d'Aosta-Ranzola (Hunziker, et Hurford, 1992). Dans les zones externes, elle correspond à la structuration de la zone Helvétique (massifs cristallins externes et nappes helvétiques, Steck et Hunziker, 1992). Enfin il faut noter le rapide refroidissement des Alpes Centrales entre 26 et 19 Ma (Hurford, 1991 ; Hurford et al., 1991) par comparaison à la lenteur des refroidissements enregistrés pour les autres unités des Alpes Occidentales.

Notons que les divisions précitées sont plus ou moins arbitraires et varient selon les auteurs. Par exemple Hunziker et Hurford (1992) préfèrent 3 phases tertiaires avec : (1) une période de relative tranquillité marquée par des âges de 60 à 45 Ma, âges qui reçoivent plusieurs interprétations par mélanges possibles d'âges préalpins et tertiaires ou d'âges éo-alpins et tertiaires ; (2) une phase métamorphique méso-alpine de 45 à 30 Ma, enregistrée principalement au delà ou autour de l'accident Lépointin (phase Lépointine) ; (3) une phase néo-alpine de 30 à 0 Ma, c'est à dire postérieure au magmatisme calco-alcalin.

Ce sous chapitre se termine par la fig. II-4 représentant l'évolution de la tectonique alpine au cours du temps (Trümpy, 1980).

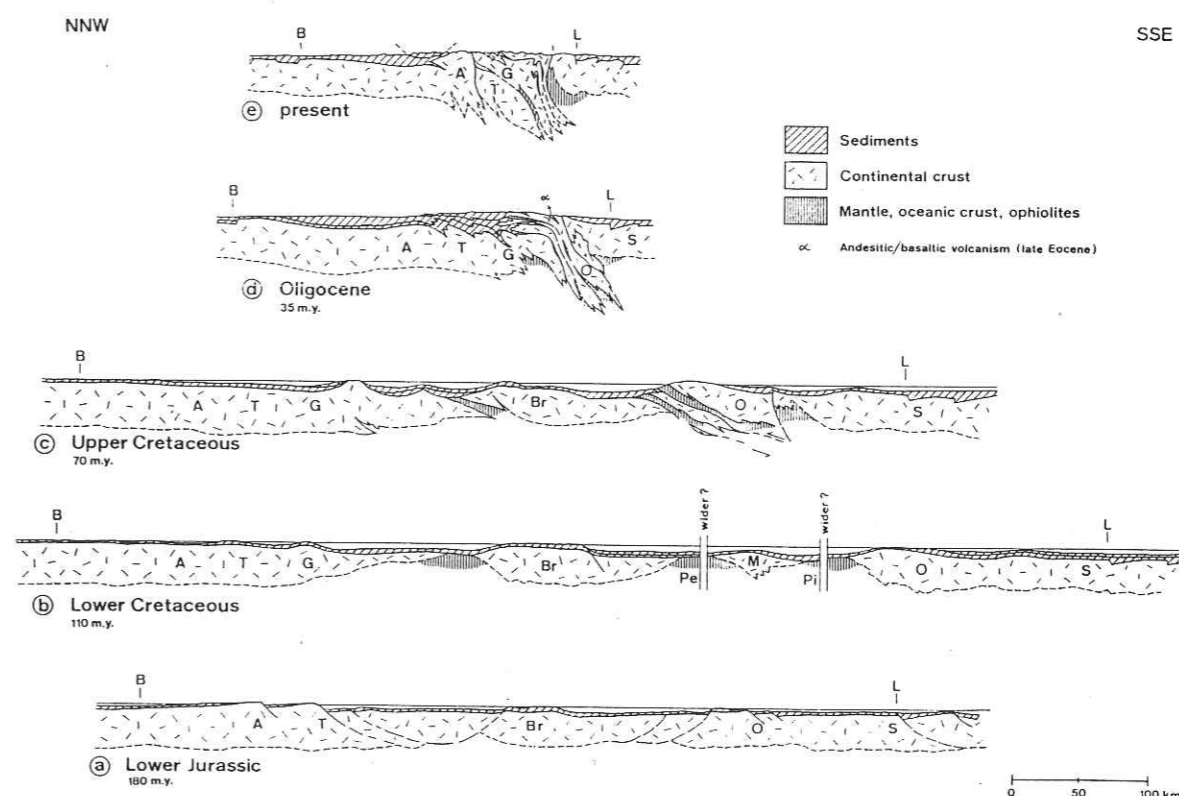


figure II-4 : essai de reconstructions palinspathiques (géotransverse de la Suisse Centrale, essentiellement selon U.P. Büchi et R. Trümpy, 1976, dans Trümpy, 1980).  
B = Bâle, L = Lugano, A = massif de l'Aar, T = massif du Tavetsch, G = massif du Gothard, Br = domaine Briançonnais, Pe = zones piémontaises externes, M = zone de Margna, Pi = zones piémontaises internes, O = Austro-alpin, S = Sud des Alpes.

## B - Le bassin molassique Helvète-Savoyard

### 1 - Cadre général

#### a - Introduction.

Le bassin péri-alpin est classiquement un bassin d'avant-pays (Berger, 1989) appartenant à la série des bassins tertiaires qui, de chaque côté des chaînes alpines, reçoivent les produits de l'érosion des nouveaux reliefs créés pendant les collisions continentales qui succèdent à la subduction de(s) l'océan(s) téthysien(s).

Le bassin molassique Helvète-Savoyard, sujet de notre étude, est un prisme sédimentaire formé par l'accumulation de sédiments détritiques oligocènes et miocènes, dont l'épaisseur varie de 5000 à 6000 mètres au contact du front alpin jusqu'à être nulle vers les chaînes jurassiennes. Il a la forme d'un demi croissant, sa largeur diminue vers le sud-ouest depuis 70 km (Est de la Suisse), 55 km (Berne), 40 km (Lac Léman).

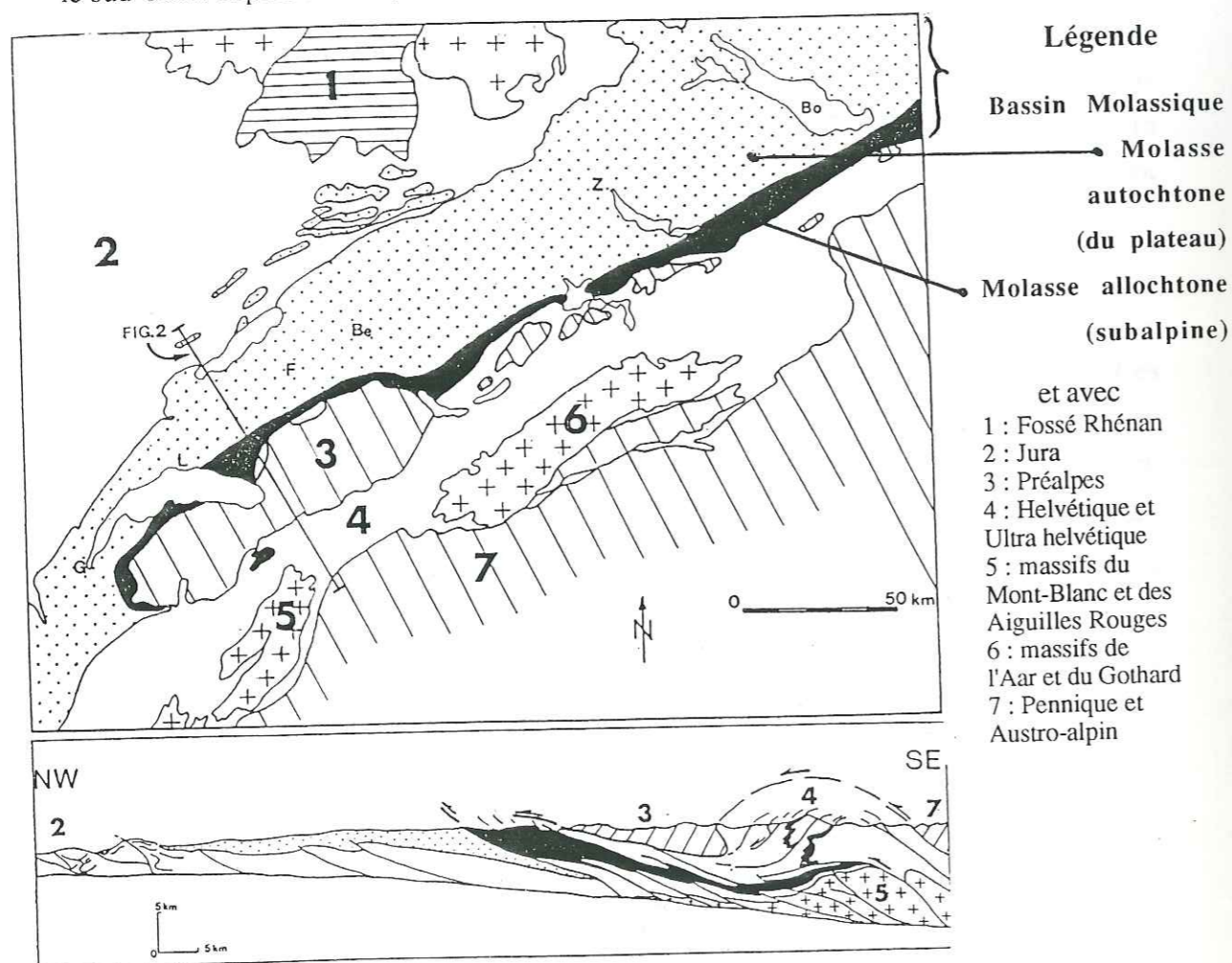


figure II-5 : carte et coupe simplifiées du bassin molassique Helvète-Savoyard, Berger (1989).  
G = Genève, L = Lausanne, F = Fribourg, Be = Berne, Z = Zurich, Bo = Bodensee.

Faisant suite aux nombreuses études litho- et bio-stratigraphiques débutées dès le 19<sup>ème</sup> siècle avec par exemple Studer en 1854 (Kissling, 1974), les trois dernières décennies ont produit un grand nombre d'études ayant des thèmes et buts variés : litho-stratigraphiques, bio-stratigraphiques, paléogéographiques, paléoclimatiques, géodynamiques, tectoniques, diagénétiques, sédimentologiques, datations absolues.

Un résumé des principales connaissances et une liste de références bibliographiques sont disponibles dans l'article de J.P. Berger (1989).

D'une part, le bassin Helvète-Savoyard est structuralement divisé en deux parties :

- La Molasse du Plateau ou Molasse autochtone qui correspond à la majeure partie de la Suisse et se prolonge en France dans les synclinaux externes des massifs subalpins. Ses limites géographiques et géologiques correspondent, au Nord et à l'Ouest au Jura et, au Sud et à l'Est, à la Molasse subalpine.

- La Molasse Subalpine ou Molasse allochtone est un étroit sillon d'environ 25 kilomètres de large qui limite, au sud et à l'est, la Molasse du Plateau et qui est limitée, au sud et à l'est, par le front alpin principal. Ces séries molassiques subalpines chevauchent les niveaux autochtones avec une flèche de déplacement de l'ordre de 50 à 100 kilomètres vers le nord-ouest (Berger, 1989). Sa position est similaire aux dépôts molassiques des synclinaux internes des chaînes subalpines françaises. Le chevauchement sur la molasse autochtone est daté helvétien à tortonien, les derniers dépôts affectés avec certitude étant des sédiments burdigaliens (Trümpy, 1980).

D'autre part, depuis Studer 1854 (d'après Kissling, 1974) quatre grandes unités stratigraphiques sont reconnues, soit de haut en bas :

Molasse d'Eau Douce Supérieure	O.S.M. Obere SüsswasserMolasse
Molasse Marine Supérieure	O.M.M. Obere MeeresMolasse
Molasse d'Eau Douce Inférieure	U.S.M. Untere SüsswasserMolasse
Molasse Marine Inférieure	U.M.M. Untere MeeresMolasse

Ces quatre unités correspondent à la succession de deux méga-cycles sédimentaires de transgression puis régression qui sont résumés par la fig. II-6.

AGE (M.A.)	ETAGES (noms utilisés localement)	EPAISSEURS	LITHOLOGIE	COUPURES LITHOSTRATI-GRAPHIQUES
15	Oehningien	≤ 0,7 km		Molasse d'eau douce supérieure
	Tortonien	≤ 0,7 km		
20	Helvétien	≤ 1,3 km		Molasse marine supérieure
	Burdigalien	≤ 1,3 km		
25	Aquitainien	≤ 3,4 km		Molasse d'eau douce inférieure
	Chattien	≤ 3,4 km		
30	Rupélien	0 ≤ 1,5 km		Molasse marine inférieure
35	Latdorfien			

figure II-6 : colonne synthétique des quatre unités stratigraphiques de la molasse péri-alpine occidentale (d'après Matter et al., 1980, dans Trümpy, 1980).

#### b - Définitions pétrographique et géodynamique de la molasse.

Le terme de molasse possède un double sens pétrographique et géodynamique. Pétrographiquement, ce terme désigne des grès feldspathiques à matrice argileuse et ciment calcaire. L'origine du mot semble être le mot latin *molare* (moudre). Le terme de molasse, créé par les carriers suisses reste soumis à deux hypothèses. Il fait référence au caractère faiblement induré que présente la plupart des grès molassiques (molasse = mou de *mollis*) ou est issu de l'utilisation en meules des grès (molasse = meule), Kissling (1974) et Trümpy (1980).

Par référence au cadre géodynamique de dépôt, les molasses sont considérées comme des dépôts syn à post tectoniques dans des bassins étroits et peu profonds qui se développent à l'avant de la chaîne (bassin d'avant pays). Ces bassins sont le siège d'une subsidence active, dont l'origine peut être (Homewood et Lateltin, 1988) l'inversion d'une ancienne faille listrique profonde, intéressant le Moho et, qui en créant une surcharge sur l'avant-pays, est responsable d'une flexure (bassin flexural) qui commande la subsidence (Homewood et Lateltin, 1988).

Cette définition s'explique par opposition aux flyschs qui sont typiquement des dépôts de marges actives, véritablement syn-tectoniques et se déposant en eaux profondes sur la pente ou au pied du talus continental en compression. Les failles listriques qui s'inversent ici sont supposées être des failles limitées à la croûte continentale (Homewood et Lateltin, 1988). La limite entre les sédimentations de type molasse et de type flysch correspond donc à un changement majeur dans la tectonique profonde des Alpes (Homewood et Lateltin, 1988).

## 2 - Limites et âges

### a - Molasse Marine Inférieure.

La Molasse Marine Inférieure se dépose entre 40 et 30 Ma et les sédiments marins oligocènes qui la composent sont presque essentiellement limités à la Molasse subalpine. Sa limite inférieure est mal contrainte, dans les rares cas de contact flysch-molasse (Val d'Illiez et région de Cucloz en Suisse, Trümpy, 1980), elle succède aux formations priabonniennes (exemple des grès de Taveyenne) à environ 35 Ma (Trümpy, 1980 ; Vuagnat, 1983 ; Homewood et Lateltin, 1988 ; Bernard, 1992). En fait les dépôts marins en position subalpines sont en partie synchrones des premiers dépôts d'eau douce et la limite entre les deux formations varie dans le temps.

Pour clarifier la situation, nous proposons de ne pas utiliser pour la Molasse Marine Inférieure les étages Rupélien et Chattien de l'Oligocène, mais dans le texte, et uniquement par commodité nous la désignerons par le terme de Stampien (35 à 30 Ma d'après Berger, 1992).

### b - Molasse d'Eau Douce Inférieure.

Elle débute à l'est et au sud vers 35 Ma et vers 28 Ma pour l'ouest et pour le nord du bassin (série réduite en direction du Jura). Un premier niveau carbonaté (Calcaires Inférieurs) fournit des âges de 35 à 30 Ma selon leurs positions distales ou proximales (zones de charophytes *H.tuberculata* à *S.ungeri*, Berger 1986 et 1992). Par contre, un deuxième niveau, enrichi en bancs de calcaires (Calcaires d'Eau Douce et Dolomies), existe quasiment pour tout le bassin occidental où il est synchrone (zone de Zimmermann, Monnier, 1979 ; zone de mammifères MP 29 ou limite des zones de charophytes *S.ungeri* et *C.notata*, Berger, 1986), soit entre 26 et 25 Ma (Berger, 1992) donc légèrement avant la limite Oligocène-Miocène (ou limite Chattien-Aquitainien).

c - Molasse Marine Supérieure.

Elle est limitée par la transgression burdigalienne qui est bien datée par les faunes mammifères pour la molasse du Plateau (Berger, 1992). Selon la position par rapport aux entrées marines venant du Rhône et de la Paratéthys et selon la position distale ou proximale dans le bassin, la limite Molasse d'Eau Douce Inférieure et Molasse Marine Supérieure est datée à  $22 \pm 1$  Ma (zones de mammifères NM2b à NM3a, Berger 1986 et 1992). La série supérieure plus marneuse est dite helvétique, terme d'étage aujourd'hui désuet et qui correspond à la partie supérieure du Burdigalien. Le terme Helvétien sera cependant conservé par la suite, du fait de l'existence d'une limite litho-stratigraphique nette qui se situe environ à  $19 \pm 1$  Ma (zones de mammifères à NM4b ; nannoplancton NN3 et foraminifères N6-7, Berger, 1986 et 1992).

d - Molasse d'Eau Douce Supérieure.

Ce niveau n'a pas été étudié, il correspond à la régression généralisée qui clôt la sédimentation molassique. Il n'est que partiellement conservé du fait de l'importante érosion fluvio-glaciaire quaternaire. Cependant certains niveaux ont été datés du fait de la présence d'intercalations de cinérites. Gubler et al. (1982) obtiennent des âges de 14,4 à 15,4 Ma qui leurs permettent de calculer des vitesses de sédimentation minimales de 180 m/Ma pour les séries marneuses et maximales de 320 m/Ma dans le cas des séries fortement gréseuses. Pour l'ensemble de la Molasse d'Eau Douce Supérieure une vitesse moyenne de 250 m/Ma est proposée. Ces vitesses seront utilisées par la suite pour vérifier les divisions litho-stratigraphiques des forages étudiés, à partir des deux limites bien définies qui correspondent aux Calcaires d'Eau Douce et Dolomies et la transgression burdigalienne.

**3 - Dynamique du bassin**

L'histoire du bassin molassique débute par une accélération de la subsidence, à la limite Eocène-Oligocène (Berger, 1989). Cette subsidence qui concerne l'avant pays alpin, est donc une réponse à la surcharge provoquée par le chevauchement des zones internes (Homewood et Lateltin, 1988). Cette flexure va progressivement intéresser une région de plus en plus large et donc provoquer un élargissement constant du bassin vers le nord et vers l'ouest. On note qu'une hypothétique connection avec le fossé rhénan (Berger, 1989) interviendrait vers 31 à 28 Ma (zone de mammifères NP24, Berger 1986 et 1992).

A la fin du Stampien ou au début du Chattien, la régression se généralise et elle est à relier avec un raccourcissement des Alpes de l'ordre de 1 mm/an (Trümpy, 1980).

Les entrées sont dominées par sept fleuves, auxquels correspondent sept cônes de déjection, qui se jettent dans une hypothétique mer intérieure peu profonde en Suisse centrale.

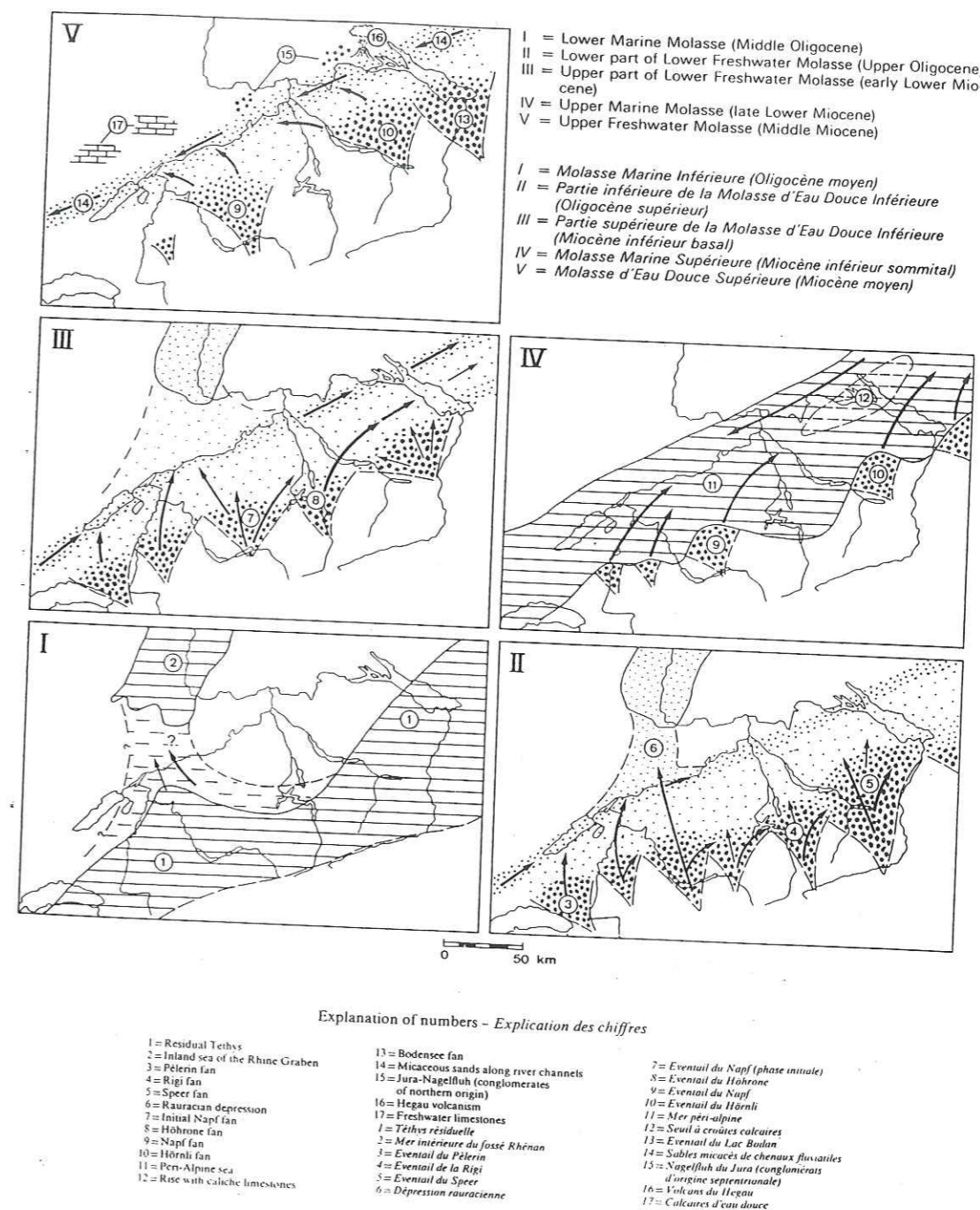


figure II-7 : résumé de la sédimentation dans le bassin molassique (par H. Büggisser et S. Schlanke, dans Trümpy, 1980).

L'érosion atteint d'abord des unités variées de couverture des nappes sudpenniques et ultrapenniques avec plus de flyschs à l'ouest et plus de couverture appartenant à l'Austro-alpin à l'Est. Pendant l'Oligocène la paléogéographie du bassin montre un drainage radial prédominant amorcé à la fin de la Molasse Marine Inférieure et pendant la partie inférieure de la Molasse d'Eau Douce Inférieure.

Dès la fin de la Molasse d'Eau Douce Inférieure et pendant les Molasses Supérieures Marine puis d'Eau Douce, le drainage longitudinal devient dominant, d'abord vers l'est (Molasse d'Eau Douce Inférieure et Molasse Marine Supérieure) puis vers le Sud Ouest (Molasse d'Eau Douce Supérieure, fig. II-7).

Ces différentes paléogéographies reflètent un changement majeur dans la géographie des Alpes avec, au Miocène, le développement des vallées longitudinales qui peut être mis en relation avec les premiers effets de la phase néo-alpine et notamment la structuration des nappes helvétiques. Ces dernières n'atteindront cependant la surface qu'à l'Helvétien, moment où l'on note l'arrivée des premiers galets issus des nappes helvétiques dans la sédimentation molassique (Trümpy, 1980).

#### 4 - Descriptions et rappels des études antérieures

##### a- Molasse Marine Inférieure (U.M.M.)

Elle correspond donc au début de la destruction de la chaîne alpine à l'Oligocène inférieur et moyen (Stampien) et représente les premiers dépôts marins après l'épisode des flyschs (Trümpy, 1980 ; Homewood et Lateltin, 1988). Elle affleure uniquement dans la Molasse subalpine. Deux faciès dominant, des marnes (marnes de Grissigen) surmontés par des grès (grès de Horw et leurs équivalents occidentaux nommés grès de Vaulruz, de Bonneville, des Carrières, Trümpy, 1980). Notons que les grès de la Molasse Marine Inférieure contiennent des spinelles dérivés de roches ultramafiques, probablement par l'intermédiaire des flyschs "ultra penniques".

##### b - Molasse d'Eau Douce Inférieure (U.S.M.)

Depuis l'Oligocène moyen (Chattien) et jusqu'au Miocène inférieur (Aquitaniens) se déposent des formations fluviatiles et lacustres. C'est le véritable début de la sédimentation dans le bassin helvétique et savoyard avec une progression constante des zones de sédimentation vers le nord et vers l'ouest. Le bassin connaît un drainage de sens sud-ouest vers le nord-est.

Les données paléogéographiques nous informent que les Alpes Occidentales françaises sont exondées (Trümpy, 1980). Le matériel détritique est alpin avec le recyclage de matériaux des zones internes (Schistes Lustrés) et la présence de minéraux alpins (épidotes, hornblendes bleues, grenats..., Büchi et al., 1965 ; Kissling, 1974 ; Schlanke, 1974 ; Maurer et al., 1978 ; Schlanke et al., 1978 ; Monnier, 1979 ; Trümpy, 1980 ; Debrand-Passart et al., 1984). Cependant des différences notables existent entre les molasses subalpines et les molasses autochtones :

- pour la Molasse subalpine (Trümpy, 1980). On note la grande épaisseur des dépôts (4000m) et la présence d'importants niveaux conglomératiques (Rigi et Speer à l'est et Mont Pèlerin à l'ouest). La partie inférieure est formée de grès marneux rouges, puis suivent d'épaisses séries conglomératiques caractérisées par des galets principalement de roches sédimentaires (Trümpy et Bersier, 1954). Les minéraux lourds caractéristiques sont des spinelles chromifères dérivés d'ophiolites ultramafiques par l'intermédiaire des flyschs créacés et des flyschs ultrapenniques. Puis, les roches cristallines augmentent en proportion dans les populations de galets, coïncidant avec l'augmentation des apatites dans le cortège des minéraux lourds (Büchi et al., 1965 ; Kissling, 1974 ; Schlanke, 1974 ; Maurer et al., 1978 ; Schlanke et al., 1978 ; Monnier, 1979 ; Debrand-Passart et al., 1984). Pendant le Chattien et l'Aquitaniens, l'axe du bassin se déplace vers le nord et le nord-ouest. La partie inférieure de ces dépôts est restreinte à la Molasse subalpine.

- pour la Molasse du Plateau, la sédimentation molassique débute par les faciès de la Molasse d'Eau Douce Inférieure. On reconnaît classiquement de bas en haut (Kissling, 1974) :

- Marnes bariolées : chattiennes, divisées en une série inférieure plus gréseuse et une série supérieure plus marneuse. La base contient généralement un niveau carbonaté noté Calcaires Inférieurs et qui sont des calcaires d'eau douce voire des brèches calcaires. Leur position n'est pas synchrone dans le bassin.

- Calcaires d'Eau Douce et Dolomies qui représentent un faciès synchrone et sont interprétés comme correspondant à un arrêt généralisé des entrées détritiques alpines (26 à 25 Ma).

- Grès et Marnes Gris à gypse : Chattien terminal, série gréseuse de la fin de l'Oligocène et séparée des niveaux précédents par les Calcaires d'Eau Douce et Dolomies.

- Molasse Grise de Lausanne : aquitaniens, série marno-gréseuse connue notamment par les descriptions de Bersier (1958a et b) qui définit la sédimentation cyclothématique caractéristique des sédiments molassiques.

A la limite Oligocène-Miocène, l'arrivée massive d'épidotes montre que le niveau d'érosion atteint les faciès schistes verts alpins (Büchi et al., 1965 ; Kissling, 1974 ; Schlanke, 1974 ; Maurer et al., 1978 ; Schlanke et al., 1978 ; Monnier, 1979) et correspond également avec le développement du gros éventail de Napf. Vers l'est l'éventail du Höhrone atteint son maximum d'activité un peu plus tard et il est dominé par des débris dolomitiques.

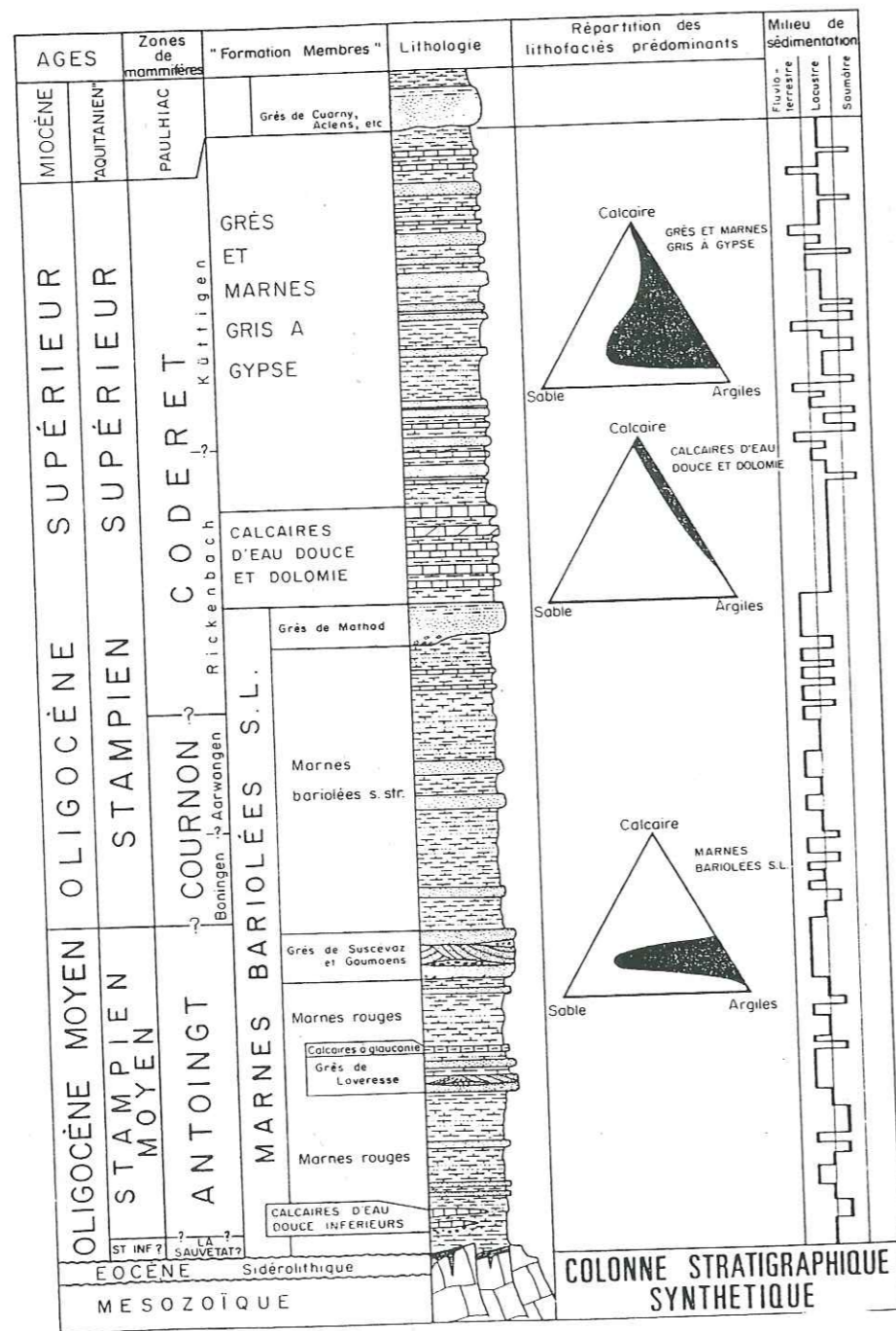


figure II-8 : colonne stratigraphique synthétique (Kissling, 1974).

c - Molasse Marine Supérieure (O.M.M.).

Au Burdigalien le bassin est envahi par la mer (venant de la Paratéthis par l'est et de la vallée du Rhône par le sud). Les faciès courants restent détritiques (grès marins). La sédimentation marine se termine à l'Helvétien. La transgression burdigalienne est marquée par l'apparition d'un faciès constant de grès marins glauconieux (Trümpy, 1980). La mer burdigalienne est peu profonde, l'axe de la subsidence se déplace vers le nord-ouest, pour atteindre l'actuel axe central du bassin. En Suisse, la ligne de rivage sud est indentée par deux importants cônes de déjection ou fan-deltas (Napf et Hörnli).

Les faciès burdigaliens sont classiquement des grès feldspathiques riches en glauconies avec la présence d'intercalations conglomératiques qui contiennent les premiers témoins de l'érosion des massifs cristallins externes (Trümpy, 1980). Le transport des galets et des sables, du nord-est vers le sud-ouest, est important. En Suisse occidentale et en France, la transgression burdigalienne repose en discordance sur les derniers dépôts aquitaniens. Les formations helvétiques sont plus marneuses mais avec persistance de passées gréseuses et conglomératiques. Les galets de roches mésozoïques, appartenant aux nappes Helvétiques, apparaissent pour la première fois. Des amphiboles (hornblendes) sont citées dans le cortège des minéraux lourds (Maurer et al., 1978 ; Monnier, 1979), l'érosion atteint des faciès métamorphiques de plus hauts grades.

Enfin, notons l'existence d'un faciès particulier de grès coquilliers essentiellement limité au tiers septentrional du bassin. Le cortège en minéraux lourds de ces grès calcaires ont permis à Allen et al. (1985) de définir deux cellules de sédimentation séparées par l'important cône du Napf. La cellule nord reçoit des minéraux appartenant aux massifs de Bohême. Les courants de sens nord-est vers le sud-ouest longent les côtes jurassiennes en direction de l'actuelle Savoie.

d - Molasse d'Eau Douce Supérieure (O.S.M.) (non étudiée).

-> pour la petite histoire notons qu'un maar situé à Öhningen a livré une faune riche en insectes, poissons et salamandres géantes. Ces dernières avaient été interprétées par J.J. Scheuchzer en 1726 comme des squelettes d'humains décédés lors du Déluge (Trümpy, 1980).



## C - Présentation des échantillons

(fig. II-10 : carte de localisation, page 31)

### 1 - Forage de Sv-101

Le forage Sv-101, dont les références exactes sont 701-4-1, selon la nomenclature utilisée par le B.R.G.M., a été mis à ma disposition en avril 1991 par le B.R.G.M. de Lyon grâce au concours de M<sup>r</sup> Jauffret et M<sup>me</sup> Suais. Il a été réalisé en 1951/52 pour la recherche d'hydrocarbures et a été abondamment carotté. Il est implanté sur la commune de Chapéry, à l'ouest du lac d'Annecy, et se situe dans le prolongement du bassin molassique suisse.

L'intérêt de ce forage est double. D'une part son implantation près de la limite ouest d'extension des faciès marins de la Molasse Marine Inférieure (Grès de Bonneville, Schistes à Meletta, Debrand-Passart et al., 1984) permet d'accéder à une série réduite de la Molasse Marine Inférieure et d'avoir un échantillonnage complet de la Molasse d'Eau Douce Inférieure à un endroit où elle est particulièrement épaisse. D'autre part, l'existence de nombreuses carottes de sondage permet un échantillonnage de grande qualité.

Le forage Sv-101 (fig. II-9) débute dans les grès verts du Burdigalien, traverse toute la Molasse d'Eau Douce Inférieure et se termine à 2064m dans le substratum crétacé. Le rapport de forage et les observations sur place montrent, de haut en bas :

- le Quaternaire (0 à 12 m) représenté par des argiles, sables et graviers.
- Molasse Marine supérieure (Burdigalien, 12 à 245 m) : faciès typique des grès verts glauconieux avec quelques intercalations marneuses et des niveaux plus grossiers à la base.
- Molasse d'Eau Douce Inférieure (Aquitarien et Chattien, 245 à 1946 m). La Molasse d'Eau Douce montre une série lithologique monotone avec l'alternance rapide de marnes et de bancs gréseux. On note :
  - 245 à 730m : série grés-marneuse monotone attribuée au Chattien en position allochtone (Deville et al., 1993). La position de la zone faillée est précisée à la fois par la perte de boue importante que note le rapport de forage à 566 mètres (échantillon analysé), et par les observations pétrographiques (chap. IV) des échantillons sous-jacents.
  - 730 à 1100 m : série grés-marneuse monotone attribuée à l'Aquitarien ou Molasse Grise de Lausanne.

- 1100 à 1400 m : série plus gréseuse avec à la base de nombreuses intercalations de minces bancs calcaires. Ces derniers représentent les Calcaires d'Eau Douce et Dolomies intercalés dans la série des Grès et Marnes Gris à gypse.

- 1400 à 1945 m : série dominée par des marnes bigarrées avec de nombreuses intercalations gréseuses. La base des Marnes bariolées montre des grès verts et contient une série calcaire (1865 à 1915 m) attribuée aux Calcaires Inférieurs.

- Molasse Marine Inférieure (Stampien, 1945 à 1961 m) : grès calcaires dont le rapport de sondage (B.R.G.M., Lyon) note qu'une étude des minéraux lourds confirme un changement d'étage. Ces grès sont attribués au Stampien ou au Chattien inférieur, ce qui semble logique vu la position proximale du forage et ce niveau est interprété comme une série condensée correspondant à la Molasse Marine Inférieure, le forage Sv-101 étant en effet situé sur la limite occidentale d'extension des faciès marins de l'Oligocène (Debrand-Passart et al., 1984). Cette interprétation sera confirmée par les analyses chimiques et isotopiques.

- Eocène (épisode sidérolithique, 1961 à 2002 m), grès blancs siliceux et friables avec parfois pyrites et sidéroses. Le rapport les attribue à l'Eocène du fait du mode de gisement en poche dans les calcaires urgoniens.

- Crétacé (2002 à 2064 m) : calcaires barémiens connus sous le terme de faciès urgoniens. Le sommet se caractérise par des fissures remplies de grès (altération continentale éocène).

Notons que les valeurs de pendage mesurées dans les carottes sont de 60° de 0 à 1180 mètres ; de 10° de 1180 à 2059 mètres avec un froissement des niveaux compris entre 1475 à 1565 mètres avec une valeur moyenne de pendage de 45°. La numérotation des échantillons conserve les valeurs en profondeur. L'application des vitesses de sédimentation moyenne, maximale et minimale proposées par Gubler et al. (1982) et la correction des épaisseurs permettent d'attribuer un âge assez précis aux limites lithostratigraphiques. Les limites de références sont les Calcaires d'Eau Douce et Dolomies ( $26 \pm 1$  Ma) et la transgression burdigalienne ( $22 \pm 1$  Ma). Les âges calculés, à environ 1 Ma près, sont de 25 Ma pour la limite entre la Molasse Grise de Lausanne et les Grès et Marnes Gris à gypse, de 28 Ma pour les Calcaires Inférieurs et de 28 à 29 Ma pour la base stampienne. Cet âge inférieur peut être considéré comme un âge minimum du fait de l'existence de 50 mètres de calcaires (Calcaires Inférieurs) qui correspondent à une diminution, voire un arrêt momentané des apports alpins.

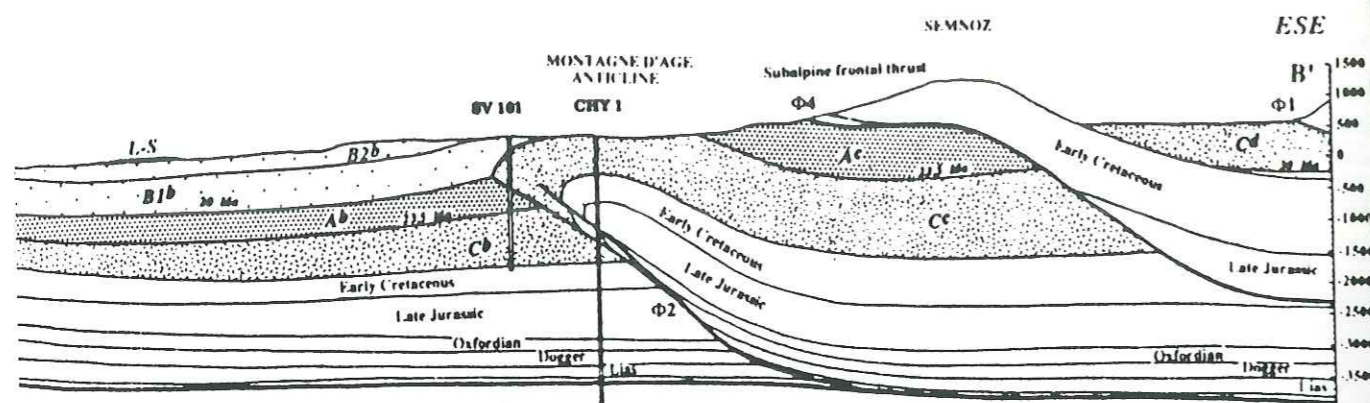


figure II-9 : coupe géologique précisant la situation tectonique du forage Sv-101 (Deville et al., 1994).

## 2 - Forage de Tiefenbrunnen (T.f.b.)

Ce forage a pu être échantillonné en octobre 1991 grâce à l'autorisation du Docteur Wyss du bureau d'étude Géoform à Wintherthur (Suisse). Il se situe à Tiefenbrunnen (environ de Zurich). Implanté sur la Molasse d'Eau Douce Supérieure, il traverse toute la Molasse Marine Supérieure et se termine dans la Molasse d'Eau Douce Inférieure, soit de haut en bas :

- Quaternaire (0 à 185 m) : mélange d'argiles et de graviers (moraines). Ce niveau contient également des éléments remaniés de la Molasse d'Eau Douce Supérieure.
- Molasse Marine Supérieure :
  - 185 à 321 m : série marno-gréseuse ocre attribuée à l'Helvétien.
  - 321 à 716 m : série typique des grès verts burdigaliens. Ces grès sont carottés en continu. Ils montrent une série très monotone. Une seule carotte montre deux séquences de quelques centimètres d'épaisseur où l'on observe un granoclassement, des laminations et l'érosion du sommet de chaque cycle par le niveau suivant. On note de plus l'existence de deux bancs conglomératiques (à 342 et 349 m) et localement l'abondance de galets mous marneux ou de lits marneux plissotés ou non. Le caractère le plus frappant est la faible induration des grès et la quasi-absence de matrice argileuse qui conduisent à regarder ces roches comme des sables lavés.
  - 716 à 736 m : grès marneux et marnes grises de l'Aquitaniens, équivalentes à la Molasse grise de Lausanne.

## 3 - Forage de Tuggen

Ce forage a également été échantillonné à Wintherthur en octobre 1991. Réalisé à Tuggen (Suisse orientale), ce forage abondamment échantillonné se situe dans la Molasse subalpine. La série molassique montre une alternance rapide de marnes et de grès dont la caractéristique dominante est la grande variation des teintes. Un levé précis des échantillons montre la dominance des marnes noires pour la partie supérieure (de 300 à 1000 m) avec de nombreuses intercalations de grès calcaires et dolomitiques gris-foncés. La partie inférieure (de 1000 à 1600 m) est dominée par des teintes bigarrées (rouges et vertes) et par des grès calcaires et dolomitiques gris clairs. Cette série, d'âge Oligocène moyen (Rupélien supérieur à Chattien inférieur), appartient à la Molasse Marine Inférieure. Notons qu'il est possible que la partie supérieure de Tuggen soit contemporaine de la base de Sv-101.

## 4 - Autres échantillons

Quelques échantillons, fournis J.P. Berger de Fribourg (Suisse) en février 1991 afin de vérifier l'existence de variations isotopiques au sein de la molasse péri-alpine, sont joints à cette étude :

- **Pra** : affleurement des grès coquilliers (grès calcaires bioclastiques) de la Molasse Marine Supérieure, situé à proximité de la bordure jurassienne (sud-est du lac de Neuchâtel). L'âge est estimé à  $21 \pm 1$  Ma (zone de mammifères MN3a, Berger 1986 et 1992 et comm. pers.).
- **Iettes** : marnes rouges affleurant en carrière dans la Molasse rouge de la (Berger, comm. pers.), soit Molasse subalpine chattienne du Val d'Iliez d'âge Oligocène moyen (zones de charophytes R.major à C.microcera, soit environ  $30 \pm 2$  Ma, Berger, 1992 et comm. pers.).
- **Ver** : forage dans la ville de Moutiers (Suisse), échantillon à 25m correspondant aux Calcaires Inférieurs chattiens.
- **Ogoz** : affleurement de grès fins appartenant aux conglomérats du Mont Pèlerin de la Molasse d'Eau Douce Inférieure en position subalpine, âge Oligocène moyen (zone mammifères de Wynaul, environ 28 Ma, Berger 1992 et comm. pers.).
- **Bir** : forage dans le bassin de Delémont, Oligocène moyen marin montrant des affinités avec la Molasse Marine Inférieure et avec les sédiments du fossé rhénan.
- **Tor** : forage également situé dans la ville de Moutiers, faciès sidérolithique de l'Eocène.

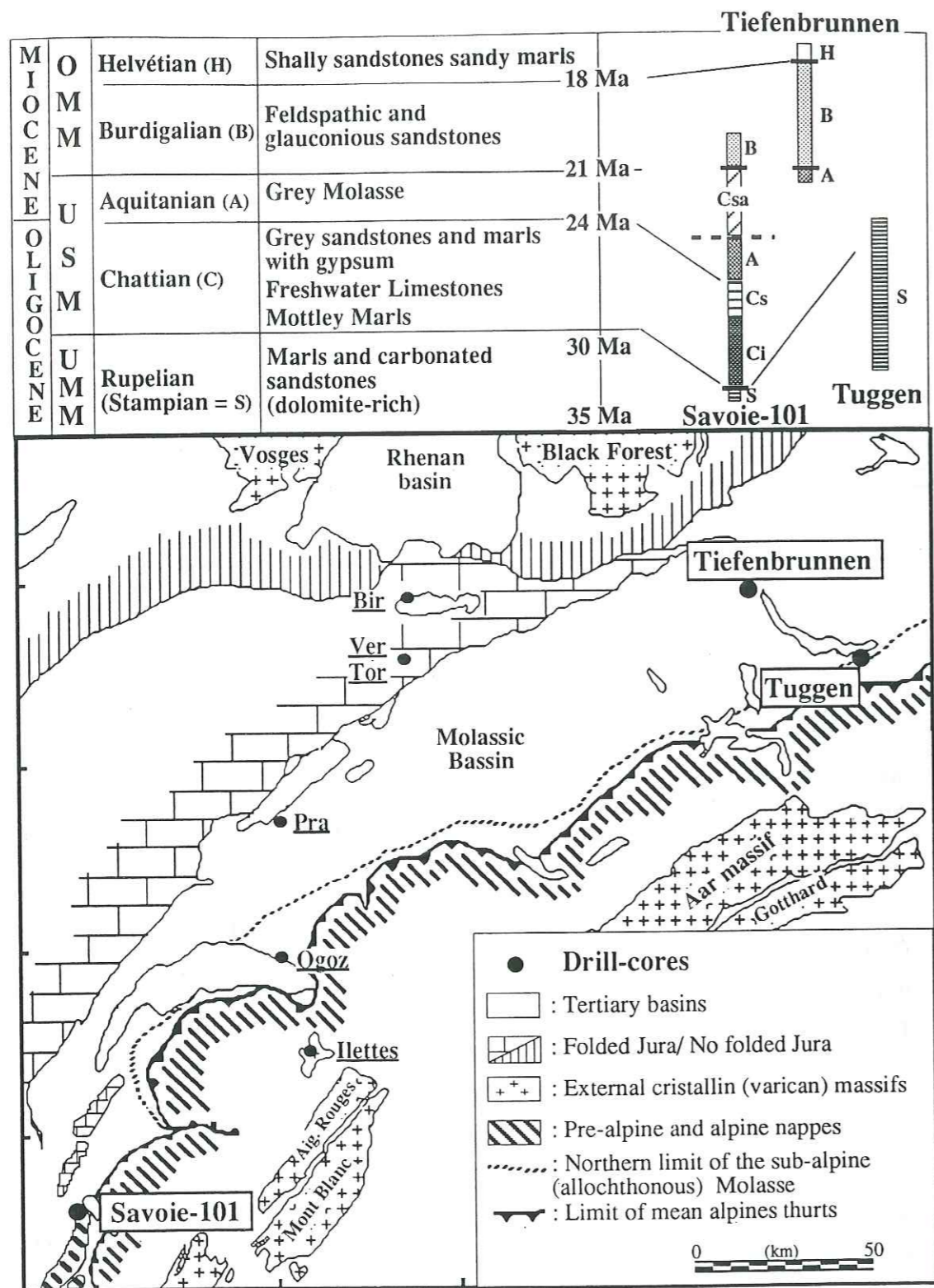


figure II-10 : localisation géographique et stratigraphique des échantillons étudiés (Henry et al., 1994), carte modifiée d'après Monnier (1979).

## Chapitre III

### TECHNIQUES ANALYTIQUES

- A - Rb-Sr et Sm-Nd par spectrométrie de masse
- B - Analyses par diffractométrie Rayons X.
- C - Eléments majeurs et éléments traces

A - Rb-Sr et Sm-Nd par spectrométrie de masse (dilution isotopique - Isotope Dilution Mass Spectrometry)

La méthode d'analyse par dilution isotopique consiste à mélanger l'échantillon avec un traceur isotopique (spike). Le traceur isotopique est une solution pure de l'élément analysé qui a une composition isotopique artificielle, par enrichissement en un des isotopes stables, généralement minoritaire dans la composition isotopique naturelle ( $^{84}\text{Sr}$ ,  $^{85}\text{Rb}$ , et spike double  $^{147}\text{Sm}$  et  $^{150}\text{Nd}$ ). Cette technique permet, par une analyse au spectromètre de masse, d'obtenir à la fois les rapports isotopiques et les concentrations (Faure, 1986). Pour l'obtention des concentrations, les rapports isotopiques  $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ ,  $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{149}\text{Sm}$  et  $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  sont mesurés. A partir de ces rapports, en connaissant la composition isotopique de l'échantillon et du spike, on peut calculer les rapports  $^{85}\text{Rb}_E/^{85}\text{Sr}_S$ ,  $^{84}\text{Sr}_E/^{84}\text{Sr}_S$ ,  $^{147}\text{Sm}_E/^{147}\text{Sm}_S$  et  $^{150}\text{Nd}_E/^{150}\text{Nd}_S$  où les indices E et S font référence à l'échantillon et au spike. Connaissant avec précision les quantités de départ, la concentration du spike et les rapports isotopiques des isotopes stables non radiogéniques, ces rapports permettent d'avoir accès aux concentrations dans l'échantillon (voir notamment Faure, 1986).

Un des autres avantages de cette méthode est qu'une fois l'homogénéisation du mélange échantillon + spike réalisée, les différents traitements chimiques nécessaires pour la purification des éléments ne peuvent pas altérer les rapports isotopiques artificiellement créés.

Les différentes étapes de l'analyse sont rapidement décrites dans l'ordre, soit : collection des échantillons ; broyage ; dilution et mélange échantillon + spike ; séparation et purification chimique par éluions successives ; analyses au spectromètre de masse.

1 - Collection des échantillons

La plupart des échantillons analysés sont issus de carottes de diamètres variant de 100 à 50 mm. Chaque prélèvement correspond à une hauteur d'environ 4 cm, qui est la taille d'une lame mince, ceci pour avoir un contrôle minéralogique des roches analysées. Le choix des échantillons s'est fait au fur et à mesure de l'avancement de l'étude, à la fois en réduisant progressivement la maille de prélèvement, notamment à proximité des limites stratigraphiques ou des limites mises en évidence par les premiers résultats. Finalement, les résultats présentés dans ce travail correspondent à une maille d'échantillonnage d'environ 50 mètres qui correspond à un intervalle de temps de l'ordre de 0,20 Ma (vitesse de sédimentation de l'ordre de 250 m/Ma, Gubler et al., 1982).

Enfin, signalons que les faciès gréseux sont sur-représentés à la fois par le prélèvement en carottes et également parce qu'ils représentent le matériel grossier susceptible de contenir le plus de variations géochimiques, donc la meilleure possibilité de définir les sources des sédiments.

## 2 - Le broyage

Les roches sont d'abord broyées au mortier d'Habisch (de l'ordre de 500 grammes) pour l'obtention d'une première poudre ayant une granulométrie de l'ordre du millimètre. Cette première poudre est cartée dans un but d'homogénéisation, puis une partie (environ 30 grammes) est finement broyée (porphyrisée) au mortier d'agate.

Un test de broyage a été réalisé en utilisant du sable de Fontainebleau. Deux fractions de 30g de sable ont été utilisées, la première subit les deux broyages (SF<sub>1</sub>) et la seconde est seulement porphyrisée (SF<sub>2</sub>). Les résultats des deux analyses sont données dans le tableau III-a.

tableau III-a : blancs de broyage par l'analyse de sables de Fontainebleau. SF<sub>1</sub> est broyé puis porphyrisé, SF<sub>2</sub> est uniquement porphyrisé.

	SF <sub>1</sub>	SF <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub>	98,84	97,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,03
CaO	0,34	0,38
PF	0,26	0,24
total	99,95	99,08
Ba (ppm)	32	34
Zn (ppm)	7	6
Zr (ppm)	15	9
Sm (ppm)	0,1006	0,0976
Nd (ppm)	0,5615	0,5486
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0,1090	0,1083
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,511970	0,511981
2 sigma (10 <sup>-6</sup> )	21	10

MnO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en traces (<,01%)

Co, Cr, Cu, Ga, Nb, Ni, Rb, Sr, Th, V, Y < 5 ppm

Be < 0,5 ppm, Sc < 1 ppm

2 sigma = 2 standard déviation

L'effet du broyage est considéré comme nul, les légères différences relevées sont dues aux variations naturelles du sable (quelques biotites).

### 3 - Dilution et mélange échantillon + spike

(Alibert et al., 1983 ; Abouchami, 1990 ; Boher, 1991).

#### a - Techniques par voie acide.

La condition nécessaire à l'utilisation de la technique de dilution isotopique est une parfaite homogénéisation du mélange échantillon + spike. La dilution est réalisée dans de la vaisselle Téflon<sup>R</sup> PFA de la façon suivante :

- 50 à 200 mg de poudre sont pesés selon le type d'attaque et la concentration de la roche. La précision de la pesée est de 0,01 mg, soit 0,02% dans les cas les plus défavorables.

- ajout sur la poudre d'HCl dilué (environ 1N), puis de quelques gouttes d'HCl concentré, pour s'assurer de la mise en solution totale des carbonates. L'ajout d'HCl concentré est fait pour assurer la dissolution de la fraction dolomitique, le contrôle s'effectue simplement par l'arrêt de l'effervescence. Cette étape est rendue obligatoire dans le cas de roches contenant une forte proportion de carbonates. D'une part, il convient d'éviter les projections que provoquerait l'ajout d'acides concentrés sur des carbonates et, d'autre part, cela permet d'éviter la formation de fluorures de Ca lors de l'ajout d'HF, précipités indésirables car particulièrement difficiles à dissoudre par la suite.

- ajout des spikes <sup>85</sup>Rb, <sup>84</sup>Sr, et du spike double <sup>147</sup>Sm-<sup>150</sup>Nd. Les poids de spikes sont obtenus avec une précision meilleure que 0,05%. Selon les lithologies (grès, marnes, calcaires) les attaques sont préparées pour l'analyse des quatre éléments ou deux attaques sont préparées pour analyser séparément les couples Rb-Sr et Sm-Nd.

- ajout des acides concentrés et purifiés (acides distillés) HNO<sub>3</sub> + HF + HClO<sub>4</sub> (respectivement 20, 40 et 5 gouttes, 1 goutte représentant environ 30 mg d'acide). Les béchers fermés sont placés sur une plaque chauffante (température proche de 100°C) pendant un minimum de 48 heures, puis les solutions sont évaporées.

- ajout d'eau régale concentrée, soit  $\frac{2}{3}$  HNO<sub>3</sub> +  $\frac{1}{3}$  HCl. Les béchers sont de nouveau placés à fortes températures pendant 24 heures. Après ce délai, les attaques sont parfaitement limpides.

- reprise du résidu après évaporation et dilution par HCl de normalité 2,5N. Une centrifugation est effectuée pour vérifier l'absence de résidus solides. La solution est alors prête pour la purification chimique utilisant des résines échangeuses d'ions.

#### b - Méthode par fusion alcaline.

Afin de vérifier si des phases accessoires insolubles (zircons par exemple) pouvaient contrôler les compositions Sm-Nd, certaines analyses Sm-Nd ont été dupliquées en utilisant la méthode dite de fusion alcaline.

Cette méthode consiste à mélanger la roche avec une quantité triple de métaborate de Lithium, utilisé comme fondant. Le mélange est spiké, puis placé dans un creuset en platine. L'ensemble est porté à une température de l'ordre de 1000°C, pour réaliser la fusion du mélange. Le verre obtenu est mis en solution par ajout de 20 cc d'HCL 1N, puis placé en bouteille Téflon<sup>R</sup> FEP.

La récupération des Terres Rares se fait par coprecipitation du fer (ajout de fer JMC) en pH basique (pH de 8, obtenu par ajout de NH<sub>4</sub><sup>+</sup> ultra-pur). Le précipité est récupéré par centrifugation et, après d'abondants lavages, dissous en HF (cas des roches alumineuses), puis il est repris, après évaporation, en HCl 2,5N pour l'étape de purification chimique. Dans le cas où le résidu apparaît trop concentré en fer, une pré-élution est effectuée sur résine anionique (AG1-X-8, 100-200 mesh sur colonne de 4 cm de hauteur pour 0,5 cm de diamètre et par l'emploi d'HCl concentré), pour éliminer une grande partie du fer et des éléments de transition, afin de ne pas saturer la résine cationique utilisée pour la purification des éléments Rb, Sr et Terres Rares.

Les concentrations en Nd et les rapports <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd et <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd obtenus par les deux méthodes sont présentés dans le tableau III-b. Pour les 16 analyses la comparaison des concentrations en Nd obtenues par la méthode de fusion alcaline ou par dissolution utilisant des acides concentrés, montre que les variations sont comprises entre -5 et +5% dans 9 cas, entre +5 et +10% dans 4 cas et supérieure à +10% pour 3 échantillons. Notons que les fortes variations ne sont pas corrélées avec des modifications des rapports <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd et <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, ni avec les concentrations en Zr. Les hypothèses qui nous paraissent les plus vraisemblables pour expliquer ces dernières variations importantes sont soit une erreur de manipulations toujours possible (!), soit des hétérogénéités de poudre car les fortes variations concerne les échantillons ayant les plus fortes granulométries.

Cependant, les rapports <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd sont identiques, à 20.10<sup>-6</sup> près, pour 13 cas sur 16 et à mieux que 50.10<sup>-6</sup> près pour tous. Les rapports <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd des analyses obtenues par fusion alcaline sont souvent légèrement supérieurs à ceux obtenus par voie acide. Les deux rapports sont, à de rares exceptions près, en accord à 2% près. Les concentrations en Zr sont totalement indépendantes des petites variations notées qui sont uniquement d'origine analytiques. La technique par voie acide est donc tout à fait valable pour ce type d'échantillons.

Cas des carbonates : pour les analyses des Terres Rares des carbonates, du fait des faibles concentrations, les attaques sont faites à partir de grosses quantités de poudre (jusqu'à 500 mg). De ce fait, l'emploi des résines est impossible (saturation par Ca<sup>2+</sup>) et les Terres Rares sont récupérées par coprecipitation avec le fer JMC.

**tableau III-b :** comparaison des concentrations en Nd, des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  obtenus par : (a) méthode classique par voie acide ou (b) fusion alcaline. La concentration en Zr (ppm) est donnée pour chaque exemple.

échantillons	méthode	[Nd] (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 sigma	Zr (ppm)
<b>sédiments molassiques</b>						
Sv-101, 151m	a	8,68	0,1275	0,512230	8	48
	b	9,87 (+14%)	0,1294	0,512229	15	
Sv-101, 474m	a	25,23	0,1208	0,512105	11	250
	b	26,67 (+ 6%)	0,1230	0,512121	6	
Sv-101, 566m	a	23,55	0,1199	0,512123	14	259
	b	22,60 (- 4%)	0,1223	0,512084	16	
Sv-101, 1295m	a	18,56	0,1220	0,512152	6	153
	b	18,33 (- 1%)	0,1231	0,512130	11	
Sv-101, 1566m	a	16,22	0,1286	0,512180	11	94
	b	17,05 (+ 5%)	0,1242	0,512139	10	
Sv-101, 1690m	a	19,98	0,1245	0,512147	8	135
	b	21,46 (+ 7%)	0,1249	0,512127	8	
Sv-101, 1743m	a	10,66	0,1325	0,512208	12	57
	b	11,76 (+10%)	0,1336	0,512191	12	
Sv-101, 1811m	a	22,66	0,1252	0,512164	9	115
	b	22,82 (+ 1%)	0,1254	0,512153	8	
Sv-101, 1861m	a	22,92	0,1048	0,512023	18	209
	b	23,35 (+ 2%)	0,1067	0,512003	11	
Sv-101, 1952m	a	16,53	0,1181	0,512183	11	329
	b	14,18 (+ 14%)	0,1184	0,512162	9	
Tuggen, 895m	a	9,36	0,1157	0,512130	19	141
	b	8,80 (- 6%)	0,1162	0,512151	8	
Tuggen, 1083m	a	15,17	0,1166	0,512150	12	218
	b	16,73 (+10%)	0,1181	0,512153	14	
Ileutes	a	20,38	0,1332	0,512163	12	128
	b	22,37 (+10%)	0,1300	0,512156	9	
Ogoz	a	15,28	0,1200	0,512182	13	116
	b	15,31 ( 0%)	0,1237	0,512179	8	
<b>Galets granitiques</b>						
T.f.b. 342m Ga 1	a	21,63	0,0942	0,512397	67	149
	b	21,14 (- 2%)	0,0936	0,512390	11	
T.f.b. 342m Ga 3	a	14,78	0,1754	0,512548	9	141
	b	14,84 ( 0%)	0,1786	0,512587	8	

### c - Les attaques ménagées.

Pour vérifier la composition des phases carbonatées et silicatées, des attaques ménagées utilisant des acides acétique et chlorhydrique ont été réalisées. Les premières solutions obtenues avec un acide acétique dilué à 15% (environ 2,5N) montrent une couleur jaune lors de la reprise en HCl 2,5N. Cette teinte est interprétée comme le résultat de la mise en solution d'une partie du fer de la roche. Le lessivage réalisé ne dissout donc pas seulement les carbonates. De plus, les premiers résultats obtenus pour les concentrations en Sm et Nd (chapitre VI) montrent que de 15% et jusqu'à 50% du Nd total de la roche sont lessivés par cette méthode. La recherche bibliographique sur les acides utilisés par différents manipulateurs (par exemple Tremba et al., 1975 ; De Paolo et Finger, 1991 ; Clauer et al., 1992a) montre que selon les auteurs et selon les buts recherchés (analyses précises sur les résidus ou sur les phases solubles) les acides utilisés sont très variables. De plus, nous cherchons à obtenir les valeurs les plus précises possibles sur la phase carbonatée et sur la phase résiduelle silicatée, pour pouvoir les comparer avec les valeurs calculées à partir des équations de mélange. L'emploi d'un acide acétique plus dilué (1N), puis d'acide chlorhydrique 1 à 2N a été ensuite testé. Les résultats ne sont pas satisfaisants. Dans le cas de notre étude, les ciments carbonatés et les débris lithiques calcaires ont des composition variées entre des termes purs calcitiques et dolomitiques. Il ne nous semble pas y avoir de solutions satisfaisantes pour réaliser à la fois la dissolution de tous les carbonates (calcites et dolomites) tout en préservant les autres phases (argiles, chlorites, oxydes). Ainsi, cette méthode n'a pas été étendue à l'ensemble de l'étude et nous avons préféré les analyses sur roches totales et des analyses sur minéraux séparés.

Les procédures ont été testées sur des échantillons de compositions minéralogiques différentes soit Sv-101 à 151m (riche en glauconies), 566m (marneux, plus riche en smectites et avec plus de 2000 ppm de Sr pour la roche totale), 1743m (riche en chlorites magnésiennes) et 1861m (grès calcaires plus dolomitique). Quelques autres analyses ont été réalisées par la suite pour des niveaux différents.

procédure :

- lavage à l'eau ; centrifugation ; séchage (40°C max.).
- attaque de 100 mg de poudre par 5 ml d'acide acétique 1N pendant 5 minutes.
- centrifugation et prélèvement par embout Téflon<sup>R</sup> de la solution à analyser et lavages puis séchage du résidu insoluble.
- reprise du résidu en HCl 1N , puis ajout goutte par goutte d'HCl concentré (environ 10N) pour dissolution de la fraction dolomitique (arrêt de l'effervescence).

L'ajout d'une goutte augmente la normalité d'environ 0,1N, centrifugation puis lavage et séchage du résidu insoluble à analyser.

- reprise de la solution à analyser en HCl 2,5N pour élution.
- attaque classique par voie acide du résidu à analyser.

#### d - Les analyses isotopiques des micas.

Le choix des minéraux à analyser s'est porté sur des phyllites détritiques (muscovites et micas ferro-magnésiens, biotites chloritisées, voire biotites chloritisées et glauconitisées). Des muscovites, minéraux résistants, et des biotites, plus ou moins altérées (chloritisation voire glauconitisation) ont été analysées pour comparaison.

Le tri se fait après lavage de la poudre en HCl 1N et ajout goutte à goutte d'acide concentré jusqu'à l'arrêt de l'effervescence. La poudre lavée est tamisée avec emploi de tamis de 300 et 100  $\mu\text{m}$ . Le tri se fait, à la loupe binoculaire, sur les fractions les plus grossières. Le choix des muscovites ne pose pas de problème particulier (minéraux hyalins où il est aisé de ne retenir que des individus propres et d'écarter les minéraux contenant des inclusions). Pour les biotites s.l., des critères optiques (couleurs, formes cristallines... plus ou moins arbitraires) sont utilisés pour diviser ces micas en différentes populations. De plus, notons qu'il est impossible de contrôler les éventuelles inclusions contenues dans les micas noirs.

Les fractions récupérées (2 à 10 mg selon la richesse de la roche de départ) sont attaquées par voie acide en utilisant des vaisselles et résines réservées aux traitements d'échantillons particulièrement pauvres.

#### **4 - Purification chimique par élutions successives**

##### a - Rb par précipitation de perchlorates.

Dans les cas où les concentrations en Rb dépassent environ 10 ppm, le Rb est récupéré sous forme de précipités de perchlorates. Quelques gouttes d' $\text{HClO}_4$  sont ajoutées à 1 cc de la solution en milieu HCl 2,5N, puis après quelques minutes dans un réfrigérateur, le précipité est récupéré par centrifugation. Les perchlorates sont dissous dans quelques gouttes d'HF dilué, puis la solution est évaporée.

- le résidu est directement utilisable pour mesure au spectromètre de masse.
- la solution est évaporée sur une plaque très chaude (supérieure à  $100^\circ\text{C}$ ), puis le résidu sec est dissous et dilué en HCl 2,5N, pour obtenir une concentration de l'ordre de 300 ng de Nd dans 0,5 cc, quantité classiquement utilisée ici pour la séparation du Sr et des Terres Rares.

##### b - Purification par l'emploi des résines échangeuse d'ions.

La première étape de séparation chimique est réalisée sur une résine échangeuse d'ions (résine cationique AG 50-X-8, 200-400 mesh, colonne de 20 cm de hauteur pour un diamètre de 0,5 cm). Cette élution se fait par l'emploi d'HCl 2,5N (récupération de solutions enrichies en Rb, puis en Sr). Une solution enrichie en Terres Rares légères est récupérée après passage d'HCl 6N ou d' $\text{HNO}_3$  (2,9, puis 4,4N) dans le cas de roches riches en Ba. La deuxième étape est la séparation du Sm et du Nd par élution utilisant un mélange HDEHP (acide Di (2-Ethylhexyl) Orthophosphorique) et VOLTALEF en milieu HCl dilué, successivement à 0,16 ; 0,27 et 0,5 N (d'après Cerraï et Testa, 1963 ; Richard et al., 1976, repris d'Abouchami, 1990 et Boher 1991).

#### **5 - Analyses au spectromètre de masse**

Les deux spectromètres de masse utilisés au C.R.P.G. sont un spectromètre CAMECA 206 TSN SA à mono-collection et un spectromètre FINNIGAN MAT 262 à multi-collection (6 cages de Faraday). Un spectromètre de masse comprend trois parties principales :

- la source : permet la thermo-ionisation et l'extraction de l'élément. Cette étape est possible après dépôt d'un sel de l'élément sur un filament d'un métal à forte énergie d'extraction et de point de fusion élevé (W, Ta, Re). La thermo-ionisation est assurée par l'emploi d'un seul ou de deux filaments (évaporation, puis ionisation). Les ions produits sont accélérés par un champ électrique de fortes tensions et sont focalisés par une série de plaques d'extraction.

- le secteur magnétique : un électroaimant produit un champ magnétique, fixe (analyse en mode statique, FINNIGAN MAT 262) ou variable (analyse en mode dynamique, CAMECA 206 TSN SA) qui dévie les éléments sur une trajectoire circulaire dont le rayon est inversement proportionnel à la racine carrée de la masse de l'élément. La trajectoire de chaque isotope a donc un rayon de courbure différent.

- le système de collection : il est constitué de cages de Faraday qui reçoivent les faisceaux d'ions. Le courant produit est amplifié et mesuré comme une différence de potentiels. Les rapports isotopiques bruts correspondent aux rapports de ces différences de potentiels.

Le fonctionnement de l'analyse, la collection des données et le traitement mathématique sont assurés par un système informatique couplé au spectromètre de masse. Pour le CAMECA 206 TSN SA les programmes sont de Francis Albarède. Pour le FINNIGAN MAT 262, ils ont été mis en service par Annie Michard, puis modifiés par Chantal Alibert et Leslie.



Les conditions d'analyses pour les différents éléments et les valeurs mesurées pour les standards internationaux sont données dans les tableaux suivants :

tableau III-c : mode d'analyse pour les différents éléments.

	filament	activateur	spectromètre
Rb	W	TaP <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (a)	CAMECA 206 TSN
Sr	W	TaP <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (a)	FINNIGAN Mat 262
Sm	Ta	-	CAMECA 206 TSN
Nd	double, Re-Ta	-	FINNIGAN Mat 262

(a) Birck, 1986.

tableau III-d : valeurs mesurées pour les standards internationaux.

standards (nombres de mesures)	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd (2 sigma)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr (2 sigma)
<b>La Jolla</b>		
1991 (135)	0,511853 (16)	
1992 (35)	0,511858 (22)	
1993 (3)	0,511853 (16)	
<b>Johnson &amp; Matthey</b>		
1992 (35)	0,511124 (24)	
1993 (25)	0,511117 (26)	
<b>NBS 987</b>		
1992 (47)		0,710166 (40)
1993 (28)		0,710167 (38)

valeurs corrigées de la discrimination de masse pour des rapports <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr de 0,1194 et <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd de 0,7219

tableau III-e : valeurs de blancs pour la période d'analyse (1991-93)

	maximum (pg)	moyenne (pg)	cas des minéraux (pg)
Rb	50	33	-
Sr	500	190	50
Nd	100	60	25
Nd (fusion)	250	90	-

La contribution des blancs est donc totalement négligeable. Dans le cas des minéraux pauvres en Sr (ms, bi), la contribution du blanc intervient pour plusieurs unités sur le cinquième chiffre du rapport <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. Les rapports sont donc donnés avec une valeur 2 sigma de 100.

En conclusion de ce paragraphe, les erreurs analytiques obtenues avec les différentes techniques sont les suivantes :

- Concentrations en Rb, Sr, Sm et Nd à 2% près.
  - Rapports père/fils :
  - <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr calculé pour <sup>87</sup>Rb = 72,15% du Rb total et mesure de <sup>86</sup>Sr.
  - <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0,60494 . Sm/Nd (Wasserburg et al., 1981).
  - <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr avec 2 sigma de 30 . 10<sup>-6</sup>.
  - <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd avec 2 sigma de 22 . 10<sup>-6</sup>, soit 0,4 unités en ε<sub>Nd</sub>.
- (2 sigma = 2 écart-types)

### B - Analyses par diffractométrie Rayons X.

Quelques analyses minéralogiques par diffractométrie R.X. ont été réalisées pour des sédiments de Sv-101. Les roches ont été au préalable lavées et les carbonates dissous par l'emploi d'acide acétique à 15%. Notons que les résultats (chap. V) montrent que les dolomites ne sont pas dissoutes.

### C - Eléments majeurs et éléments traces

Les éléments majeurs et traces ont été dosés, en utilisant les mêmes poudres que pour les analyses isotopiques, par le Service d'Analyses des Roches et Minéraux du C.N.R.S. (K. Godvindaraju, C.R.P.G., Nancy). Les limites analytiques sont de 0,01% pour les éléments majeurs, de 5 ppm pour les éléments traces à l'exception du Be et du Sc à 0,5 ppm.

Les analyses des éléments majeurs et traces (Cr et Ni) de débris lithiques et de minéraux ont été réalisées à la microsonde électronique de l'université de Nancy I, grâce au concours de M<sup>r</sup> J.M. Claude.

Les Terres Rares dosées par I.C.P. ont souvent montré des concentrations supérieures à celles obtenues par dilution isotopique.

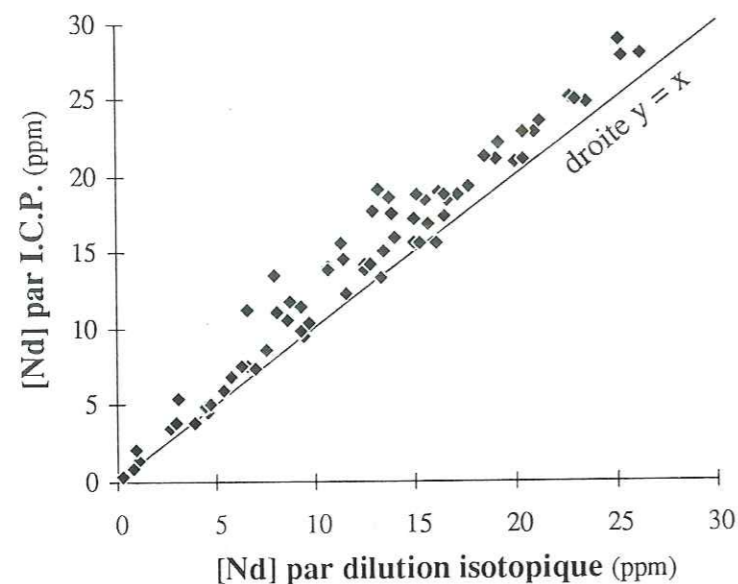


figure III-1 : report des concentrations en Nd obtenues par I.C.P. (en ordonnées) et par dilution isotopique au spectromètre de masse (en abscisses). Les deux concentrations sont le plus souvent identiques à environ 10% pour les fortes concentrations (plus de 15 ppm), celles obtenues en I.C.P. sont surestimées. Pour les concentrations faibles (moins de 15 ppm) le désaccord peut atteindre 40%.

Pour des concentrations supérieures à 15 ppm les deux techniques sont cohérentes dans une limite de 10%, par contre pour des concentrations plus faibles, la différence atteint parfois plus de 40%. Les analyses I.C.P. surestiment systématiquement les Terres Rares des échantillons pauvres, une concentration de 15 ppm apparaît être une limite analytique dans le cas des roches étudiées. Par contre, les profils des Terres Rares, après normalisation sont voisins pour les différents sédiments molassiques analysés et ne comportent pas d'anomalies particulières, ils sont donc jugés utilisables pour la suite de cette étude. Cependant, et du fait des restrictions précitées, le lecteur ne s'étonnera pas des différences lues pour les concentrations en Sm et Nd dans les tableaux qui correspondent aux analyses I.C.P. (tableau V-4) et aux analyses obtenues par dilution isotopique (tableau VI-1).

## Chapitre IV

### PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE

#### Introduction

- A - Descriptions des sédiments molassiques
- B - Les analyses par diffractométrie R.X. de sédiments de Sv-101.
- C - Les Calcaires Inférieurs
- D - Les conglomérats de Tiefenbrunnen
- E - Le substratum Eocène et Crétacé
- F - Synthèses et conclusions

### Introduction

L'étude des faciès gréseux en lames minces montre que les grès molassiques possèdent de nombreux caractères communs qui conduisent à regarder la série molassique comme particulièrement monotone. Cependant, des variations existent entre les différents niveaux stratigraphiques, autorisant une approche litho-stratigraphique, et au sein même de chaque niveau. L'alternance rapide de lithologies différentes (trilogie grès-argilites-calcaires), traduisent les rapides variations des conditions de sédimentation. Kissling (1974) résume très bien ce fait, et considère la série molassique comme caractérisée par la " *coexistence sur de très petites surfaces de conditions de sédimentation très différentes. Le seul caractère commun est leur origine détritique.* ". Ces rapides variations de lithologies, particulièrement visibles au sein de la Molasse d'Eau Douce Inférieure, ont été étudiées par Bersier (1958 a et b) qui démontre le caractère cyclothématique de la sédimentation aquitaniennne, exemple souvent cité de sédimentation fluviatile.

Les forages utilisés pour cette étude géochimique n'ont pas, à ma connaissance, fait l'objet de publications décrivant leurs pétrographies et leurs minéralogies. Cette étude débute donc par une description détaillée des sédiments étudiés par la suite.

Les sédiments helvétiques, burdigaliens, aquitaniens, chattiens et stampiens sont tous composés de l'assemblage suivant. Cette liste des éléments constitutifs est ici l'occasion de préciser les abréviations qui seront utilisées pour simplifier les descriptions détaillées des différents niveaux.

#### - minéraux détritiques :

- quartz (**qz**).
- feldspaths alcalins (**f<sub>K</sub>**) : orthose (**or**), perthites et microcline (**mc**).
- plagioclases acides : albite (**ab**) et oligoclase (**olg**).
- micas détritiques : muscovites (**ms**) ; biotites (**bi**) ; biotites chloritisées (**bi-chl**) ; chlorites (**chl**) ; glauconies (**gl**).

#### - débris lithiques :

- calcaires divers et variés, notés **d.l. calcaires**.
- quartzites et débris lithiques siliceux (cherts), notés **d.l. siliceux**.
- débris lithiques de serpentines et/ou de chlorites, notés **d.l. serp-chl**.

- minéraux accessoires :

- quelques zircons (zr) et débris de zircon.
- rares apatites (ap).
- opaques, le plus souvent pyrites (py).
- exceptionnellement tourmalines.

- phase de liaison :

- matrice argileuse : en quantité très variable (alternance rapide de grès et marnes).
- ciment calcaire : le plus souvent calcite sparitique avec parfois des débuts de silicification.

Les différences principales sont dues aux variations des proportions relatives des différents constituants précités. Les natures et les quantités des débris lithiques sont les éléments les plus variables. De façon rare, limitée à quelques niveaux aquitaniens, des phases néoformées ont été observées.

Les observations seront présentées dans l'ordre stratigraphique, depuis les sédiments helvétiques de T.f.b. jusqu'au faciès Stampien de Tuggen. Pour chaque niveau et pour chaque forage, un échantillon de référence, choisit dans les fortes granulométries sera décrit. Puis, les compositions des autres sédiments seront notées plus rapidement, par référence à la description détaillée. Enfin, il est important de noter que le mode d'échantillonnage, les buts de cette étude et le choix de cette présentation conduit à une sous représentation des faciès argileux.

## A - Description des sédiments molassiques

### 1 - Helvétique (partie supérieure de la Molasse Marine Supérieure).

Les échantillons proviennent tous de T.f.b. (Suisse Centrale). La série est dominée par des marnes et aucune lame mince n'a été réalisée. Les échantillons 193, 217, 277 et 318 sont des marnes brunes sans caractéristiques macroscopiques particulières.

### 2 - Burdigalien (partie inférieure de la Molasse Marine Supérieure, parfois notée Molasse verte).

#### a - Forage de Tiefenbrunnen (Suisse Centrale), noté T.f.b.

##### - échantillon de référence - T.f.b. 340m -

- minéraux détritiques :

- qz anguleux présentant souvent des extinctions ondulantes.
- f<sub>K</sub> : or (le plus souvent non maclées, ce qui rend difficile l'estimation de la proportion des f<sub>K</sub>) et rares mc.

- plagioclases acides : toutes les mesures effectuées par les angles d'extinction montrent des compositions comprises entre albite et oligoclase.

Les proportions relatives des trois tectosilicates semblent équivalentes, la somme des trois représente de l'ordre de 50% de la lame en volume.

- ms : généralement de grandes tailles (500 à 300  $\mu\text{m}$ ). Dans les plus faibles granulométries, on note l'abondance de petits micas blancs aux mêmes propriétés optiques (illite, séricite).

- bi-chl et chl avec absence totale de bi fraîches. Tous les micas bruns montrent des couleurs brunes-verdâtres à vertes avec un faible pléiochromisme et des teintes de polarisation qui tendent vers des gris du premier ordre. Ces observations montrent que les biotites sont toutes chloritisées et/ou glauconitisées à des degrés divers.

- gl : ce terme regroupe les minéraux verts, en grains cristallisant dans les pores de la roche.

L'observation des micas à la loupe binoculaire montre qu'il existe toute une série de micas qui présentent des caractéristiques intermédiaires entre les pôles purs (ms et bi) et les produits des transformations (altération ou diagenèse). Ainsi on observe des muscovites parfaitement hyalines, d'autres tendent vers des couleurs vertes et toute une série de micas noirs à verts foncés correspondant aux transformations des micas ferromagnésiens (biotites, biotites chloritisées et/ou glauconitisées, glauconies s.l.). Le processus de glauconitisation semble affecter tous les phyllosilicates et est responsable de la teinte verte qui est la caractéristique macroscopique majeure des grès burdigaliens.

#### - débris lithiques :

- d.l. calcaires : clastes ovoïdes formés de calcites finement cristallisées ou clastes micritiques fortement teintés par des oxydes de fer.

- d.l. siliceux : en proportion minoritaire, de formes anguleuses et constitués de quartz micro-cristallin.

- d.l. serp-chl : plus rares, incolores à légèrement verdâtres et de teinte de polarisation grise.

#### - minéraux accessoires :

- zr (2 automorphes et nombreux débris).

- rares ap, principalement en inclusions dans les  $f_K$ .

#### - phase de liaison :

- matrice argileuse en très faible quantité où dominent des teintes de polarisation vives (illites, séricites).

- ciment carbonaté formé de calcite sparitique.

- texture : éléments détritiques jointifs, tendance isogranulaire (granulométrie moyenne estimée à 200-300  $\mu\text{m}$ ).

Conclusion : felds-arénite micacée et glauconieuse, riche en débris lithiques calcaires et à ciment carbonaté de type sparite.

#### - Les autres échantillons de T.f.b. -

342 : conglomérat, matrice constituée par un grès grossier (id 340).

349 : carotte d'un conglomérat ayant une matrice gréseuse du même type que 340.

457 : marne gréseuse noire (intercalation métrique dans les grès verts).

518 : grès vert, légèrement plus grossier. Par comparaison avec 340 : augmentation des perthites et mc au sein des  $f_K$  ; un débris lithique montre un assemblage quartz + feldspaths dans une texture granophyrique de syncristallisation ; légère augmentation des zircons ; augmentation des débris lithiques et des d.l. "serp-chl" en particuliers. La plupart de ces caractères sont à relier à la granulométrie supérieure.

665 : grès vert, légèrement plus fin. Par comparaison avec 340 : augmentation au sein des feldspaths des espèces tricliniques montrant l'association des deux types de macles (macles de l'albite et de la péricline) ; augmentation sensible de la proportion du ciment.

713 : cuttings de grès verts, premier échantillon de grès verts après les faciès grésomarneux gris de la Molasse d'Eau Douce Inférieure.

#### b - Forage Savoie 101, noté Sv-101.

Les grès verts de Sv-101 sont du même type que ceux de T.f.b. et seront donc décrits par comparaison avec le grès T.f.b. prélevé à 340 mètres.

100 : grès vert, plus fin, et par comparaison avec T.f.b. 340 : diminution sensible de la proportion des feldspaths ( $f_K$  et plagioclases) ; diminution de la proportion des débris lithiques où dominent les d.l. calcaires ; augmentation des phyllites (ms, bi-chl) et des gl ; augmentation du ciment calcaire ; présence d'opagues représentés par des oxydes ou sulfures de fer et de la matière organique.

148 et 151 : grès verts grossiers, plagioclases (ab et olg) dominants sur l'ensemble des tectosilicates,  $f_K$  sous la forme d'or et de micro-perthites avec rares mc ; augmentation des débris lithiques avec d.l. de carbonates, d.l. serp-chl et quelques d.l. argileux. Notons la présence de quelques bioclastes (bryozoaires et débris d'échinodermes).

192 : intercalation marneuse au sein des grès verts (marnes grises banales).

c - Echantillon de Prabosset (faciès des grès coquilliers), noté Pra.

Les minéraux détritiques sont dominés par l'assemblage qz et feldspaths (fk et plagioclases acides) avec  $fk > qz > ab + olg$ . Les phyllites sont présentes. La glauconie est présente en grains, cristallisant dans les pores, ou en débris lithiques. Les débris lithiques sont dominés par les carbonates et les bioclastes (débris d'échinodermes, bryozoaires et coquilles de lamellibranches). On note quelques débris lithiques à texture granophyrique. Les débris de quartzites et les d.l. serp-chl sont présents en faible quantité. Le zircon est présent en accessoire. La texture est non jointive. La phase de liaison est très importante (plus de 50% en volume), elle est constituée de calcite sparitique. Allen et al. (1985) notent au moins 30 phases de cimentation pour ces faciès de grès coquilliers.

Conclusion : cet exemple du faciès des grès coquilliers correspond à une bio-calcarénite feldspathique et lithique.

**3 - Aquitanien** (partie supérieure de la Molasse d'Eau Douce Inférieure).

a - Forage T.f.b.

Echantillons prélevés à 717 et 736 mètres non étudiés en lames minces ; marnes et marnes gréseuses du même type que l'Aquitaniens de Sv-101.

b - Sv-101.

736 : marnes prélevées en cuttings grossiers.

798 : faciès fins mais plus gréseux que 736 avec qz et feldspaths ; micas (ms, bi-chl, chl et absence de glauconies). Les trois types de débris lithiques sont présents (d.l. calcaires, siliceux et serp-chl). Rares zr.

1015 : marne, plus carbonatée et moins gréseuse par comparaison à 798.

1055 : faciès fin, peu à pas de plagioclases, et autres composants id 798.

**4 - Chattien** (partie inférieure de la Molasse d'Eau Douce Inférieure).

a - Sv-101.

- cas du Chattien allochtone

315 : marnes (voir R.X. paragraphe B).

431 : marnes avec présence d'une veine de gypse (éliminée par sciage pour les analyses).

474 : grès marneux très fins, qz, fragments de zr, et riches en opaques et hématites. La phase de liaison est une matrice argileuse et un ciment calcitique.

- échantillon de référence - Sv-101 à 520 mètres -

- minéraux détritiques :

- qz, fk (or) et plagioclases acides (ab et olg).

- riche en ms et présence minoritaire de bi-chl et de chl ; observations rares de gl.

- zr en accessoires.

- débris lithiques :

- d.l. serp-chl : de couleur jaune-ocre en lumière naturelle et de teintes de polarisation grises du premier ordre.

- d.l. siliceux : quartzites et quelques d.l. siliceux formés de calcédoine.

- d.l. calcaires plus rares.

- phase de liaison : matrice argileuse et ciment de calcite sparitique.

Conclusion : lith-arénite argileuse et à ciment calcaire.

- Les autres échantillons allochtones chattiens et de Sv-101 -

566 : faciès fin, marneux (voir R.X. paragraphe B).

619 : texture non jointive ; la somme qz + feldspaths représente la quasi totalité des éléments détritiques ; augmentation du ciment carbonaté ; absence des débris lithiques serp-chl. Le caractère différent est la présence de silice (calcédoine et opale) dans les plus gros pores de la roche.

682 : faciès très fin, riche en oxydes de fer et matières organiques. On retrouve la présence de silice dans les mêmes conditions que pour 619 et l'existence de minéraux néoformés, aux propriétés optiques de muscovites (séricites-illites-phengites) qui sont situés dans de vastes plages interstitielles.

remarque : la présence de silice (619) ou de minéraux néoformés (682) est la trace de zones faillées à la base des niveaux allochtones du Chattien terminal de Sv-101.

- cas du Chattien autochtone :

- niveau des Grès et Marnes Gris à gypse (Kissling, 1974) de 1100 à 1400 m, incluant les intercalations des Calcaires d'Eau Douce et Dolomies (1300 à 1400 m).

1131 : faciès fin avec rares plagioclases ; diminution des micas ferro-magnésiens à l'exception des glauconies ; diminution de tous les types de débris lithiques ; augmentation du ciment carbonaté et présence de silice dans certains pores de la roche. Ce grès montre des caractères mixtes entre l'Aquitaniens et les niveaux chattiens décrits ci-dessous.

- échantillon de référence - Sv-101 à 1185 mètres

- minéraux détritiques :

- f<sub>K</sub> (avec or > perthites > mc) > quartz > plagioclases acides (ab + olg).
- près de la moitié des qz montre des traces de dissolution-recristallisation ("qz amiboïdes").
- ms et bi-chl présentes mais moins nombreuses que pour toutes les roches précédentes.
- opaques en accessoires.

- débris lithiques :

- d.l. calcaires avec un exemple de calcaire à bryozoaires.
  - d.l. siliceux : quartzites.
  - d.l. serp-chl : minoritaires, de couleur jaune et de teintes de polarisation grises.
- On note un claste de composition quartzo-feldspathique et de texture granophyrique.

- phase de liaison : matrice argileuse et ciment calcaire sparitique.

Conclusion : felds-arénite lithique et calcaire.

1251 : grès moyen et par comparaison avec 1185 : quasi absence des d.l. serp-chl et des opaques et donc augmentation relative des d.l. calcaires et des tectosilicates détritiques (avec augmentation des mc au sein des f<sub>K</sub>).

1295 : grès moyen semblable à 1251.

1314 : faciès fin, augmentation des carbonates et de la matrice argileuse.

1323 : faciès fin semblable à 1314.

1371 : faciès fin, également riche en carbonates et en matrice argileuse.

- Marnes bariolées (Kissling, 1974) de 1400 à 1865m.

- échantillon de référence - Sv-101 à 1743 mètres -

grès verts de granulométrie moyenne (200µm).

- minéraux détritiques :

- qz, f<sub>K</sub> (or, perthites et mc) et plagioclases acides (ab et olg).
- Les proportions relatives estimées sont qz > plagio > f<sub>K</sub> et somme des tectosilicates < somme des débris lithiques.
- phyllosilicates présents : chl incolores (parfois teintes de polarisation anormales bleutées) ; bi-chl et présence minoritaire de ms et de gl.
  - les minéraux accessoires sont essentiellement des zr et des opaques.

- débris lithiques :

- d.l. calcaires peu nombreux.
- d.l. siliceux nombreux avec une grande variété d'état de cristallisation de la silice (quartz, calcédoine, voire opale).
- d.l. serp-chl dominants sur l'ensemble des débris lithiques. Ils sont ici majoritairement incolores (par comparaison aux d.l. serp-chl des sédiments aquitaniens). Certains sont riches en inclusions de pyrite qui peuvent représentées alors plus de 50% du volume du débris.

- phase de liaison : matrice argileuse peu abondante et ciment calcitique de type sparite.

Conclusion : lith-arénite feldspathique et calcaire dont il reste à identifier les débris lithiques notés serp-chl.

Les autres échantillons sont décrits par référence à 1743 même dans le cas des grès rouges du sommet de la série bigarrée qui montrent plus de similitudes que de différences avec cette description de référence.

1442 : grès rouge fin.

1473 : qz, f<sub>K</sub>, plagioclases (ab et olg) et micas (dont chl vertes) ; débris lithiques avec d.l. serp-chl de couleur jaune-ocre ; grès très fortement coloré en rouge par les oxydes de fer.

1526 : grès grossier de couleur rouge (oxydes de fer) mais identique à 1743 ; présence de d.l. serp-chl de couleur jaune-ocre. Cet échantillon a la particularité de posséder un micro-lit riche en grenats avec quelques opaques et zircons.

1566 : grès fin identique à 1526.

1605 : grès fin, augmentation du ciment calcitique et présence de débris lithiques serp-chl jaunes.

1690 : grès fin, de couleur ocre (oxydes de fer). On note une diminution des débris lithiques et une augmentation des phyllosilicates avec présence des chlorites magnésiennes incolores.

1811 : grès intermédiaire entre 1861 et les grès précédemment décrits. On note la quasi-absence des débris lithiques calcaires et la forte proportion des phyllosilicates, sinon présence de tous les composants précédemment décrits dans un faciès plus fin et plus carbonaté (ciment).

- Cas du grès calcaire à 1861m.

- minéraux détritiques : qz, très rares feldspaths (or), ms, quelques bi-chl et rares gl.

- débris lithiques : nombreux fragments bioclastiques dominés par des débris de lamellibranches et présence de d.l. de calcaires micritiques allongés (galets mous). Echantillon riche en matières organiques (sphérules opaques de type pellets). La phase de liaison est de type calcite sparitique avec des traces de silicification.

Ce grès calcaire fait transition entre les Calcaires Inférieurs et la sédimentation détritique de la Molasse d'Eau Douce Inférieure. Les carbonates présents en débris lithiques recyclés (bioclastes et micrites) peuvent être le fait de remaniement des Calcaires Inférieurs, ce type de remaniement est très fréquent dans toute la sédimentation molassique.

- Série bigarrée sous les Calcaires Inférieurs.

1921 :

- minéraux détritiques :

- qz, f<sub>K</sub> (or, perthites et mc) et plagioclases. Les plagioclases dont les angles d'extinction ont pu être mesurés montrent une composition ab et olg. Cependant il faut noter ici la présence d'espèces qui présentent l'association des deux macles tricliniques et polysynthétiques (macles de l'albite et macles de la péricline), ce qui ne permet pas de vérifier la composition d'une large fraction des plagioclases.

- ms, bi-chl, chl incolores et quelques gl en grains. Ces deux dernières espèces confèrent une couleur verte à l'échantillon.

- minéraux accessoires : zr, rares ap et opaques.

- débris lithiques :

- d.l. serp-chl dominants, certains sont particulièrement riches en inclusions de pyrites.

- d.l. calcaires peu nombreux.

- d.l. siliceux : quartzites ou d.l. calcédonieux. Ces derniers présentent des figures sphériques, formées de fibres de calcédoine en structure rayonnante et suggèrent une origine sédimentaire biologique.

- phase de liaison :

- matrice argileuse peu abondante et ciment de calcite de type sparite.

Conclusion : lith-arénite feldspathique et calcaire. Il est important de noter la grande ressemblance avec 1743 m, malgré l'interruption de la sédimentation détritique pendant la période de sédimentation des Calcaires Inférieurs.

1922 : grès vert, plus fin et identique à 1921.

b - Autres échantillons.

Ilettes : marnes bigarrées.

Ogoz : grès fins, riche en oxydes de fer, pyrites et matière organique. Notons la présence de fissures remplies d'opale et de silice crypto-cristalline.

**5 - Stampien**

a - Sv-101

1952 (série condensée qui débute la sédimentation molassique à Sv-101).

- minéraux détritiques : qz anguleux non jointifs, rares f<sub>K</sub> et absence de plagioclases.

- minéraux accessoires : bi-chl, zr et débris de zr, opaques et rares tourmalines.

- débris lithiques : observation d'un fragment de d.l. siliceux.

- phase de liaison : calcite micro-sparitique et micritique.

Conclusion : calc-arénite à texture non jointive.

b - Forage de Tuggen (Molasse Marine Inférieure en position subalpine)

**- échantillon de référence - Tuggen à 1549 mètres -**

Grès calcaire de granulométrie moyenne d'environ 500 μm.

- minéraux détritiques :

- qz anguleux et rares f<sub>K</sub> (or).

- rares ms et bi-chl.

- quelques glauconies en grains.

- débris lithiques :

- calcaires : ils représentent environ 50% de la lame en volume. Ils sont présents sous la forme de clastes ovoïdes de calcaires sparitiques ou micritiques dépourvus d'éléments figurés.

- siliceux : deux types principaux, débris de quartz micro-cristallin (quartzite), ou débris calcédonieux avec des figures sphériques de fibres rayonnantes de calcédoine. Ces derniers sont interprétés comme étant d'anciens sédiments siliceux d'origine biologique.

- minéraux accessoires : un plagioclase et un zircon et présence de rares opaques et hématites.

- phase de liaison : ciment mixte carbonaté sparitique et siliceux (calcédoine et opale).

Conclusion : lith-arénite calcaire et dolomitique à ciment mixte (carbonaté et siliceux).



305 : grès calcaire clair avec augmentation des micas (ms, bi-chl et chl) et des glauconies et présence de quelques débris lithiques de serp-chl.

587 : présence d'un débris lithique serp-chl, de débris siliceux à texture sphérique, augmentation des glauconies et observation d'un plagioclase.

696 : grès calcaire moyen : observation de débris bioclastiques (bryozoaires, fragment de lamellibranches et échinodermes), existence d'une zone riche en opaques et présence de débris lithiques de calcaires micritiques fortement colorés par des oxydes de fer.

771G (grès) : observation d'un débris lithique siliceux qui montre deux types de cristallisation de la silice et qui amène à conclure que la majorité, voire la totalité, des débris lithiques siliceux peuvent être d'origine sédimentaire. Le contact avec 771M montre un pendage de 45°.

771M (marne) : marne grise foncée.

802 : id 1549.

- Cas de 873 : micro-conglomérat calcaire (éléments de taille moyenne 2 à 5 mm).

- minéraux détritiques : peu nombreux (environ 10% du volume).

- qz anguleux, rares f<sub>K</sub> (or).

- rares ms et rares bi-chl.

- quelques glauconies.

- débris lithiques :

- d.l. calcaires : ils représentent environ 75% de la lame mince et sous trois lithologies principales, calcaires sparitiques à micro-sparitiques, micrites, et calcaires bioclastiques et graveleux riches en foraminifères (dont miliolles).

- d.l. siliceux : principalement quartzites et rares d.l. siliceux montrant des sphérules de calcédoine (spicules) qui évoquent un sédiment siliceux d'origine biologique.

- minéraux accessoires :

- quelques zr et opaques indéterminés.

- phase de liaison : absence de matrice, ciment mixte formé de calcite sparitique et de silice (calcédoine et opale).

Conclusion : calc-rudite dolomitique.

895 : grès de granulométrie moyenne, aucune observation de minéraux accessoires (ni zircon, ni feldspaths).

940 : grès calcaire du même type que 1549.

1083 : grès plus fin avec augmentation de la proportion de micas.

1165 : diminution sensible des clastes siliceux, donc composition qui tend vers un calcaire dolomitique gréseux.

1225 : débris lithiques plus nombreux et plus variés, cette variation concerne principalement les états de cristallisation de la calcite et de la silice.

1328 : parmi les débris lithiques siliceux, quelques figures sphériques calcifiées.

1549 : échantillon de référence.

#### c - Bir.

Grès grossier légèrement verdâtre et présentant tous les constituants des grès molassiques. Notons une texture non jointive, l'abondance des débris lithiques de serp-chl et la dominance des plagioclases au sein des feldspaths.

#### **B - Les analyses par diffractométrie R.X. de sédiments de Sv-101**

Les analyses effectuées par diffractométrie R.X. ont été réalisées au C.R.P.G. par M<sup>r</sup> Lhôte sur huit roches totales de Sv-101, après traitement acide (chap. III). Il s'agissait de vérifier les points suivants :

- estimer la part des dolomites dans les phases carbonatées (débris lithiques et ciment) et le résultat de la mise en solution des carbonates par acide acétique à 15%.

- obtenir une vue globale des compositions, pour estimer les proportions relatives des principaux minéraux (argiles, quartz, orthoses, plagioclases, nature des micas ferromagnésiens) et vérifier l'évolution de ces proportions dans la série molassique.

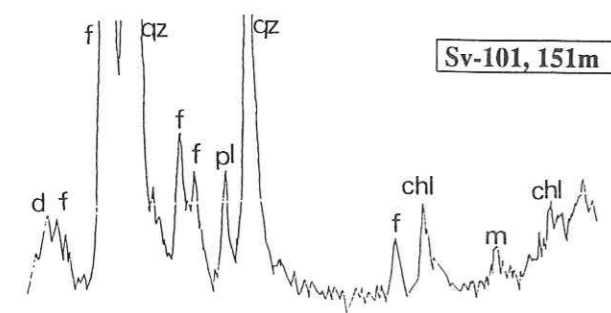
- rechercher une explication pour des concentrations particulières (cas de Sv-101, 566m avec plus de 2000 ppm de Sr par exemple).

Les principaux faits sont les suivants :

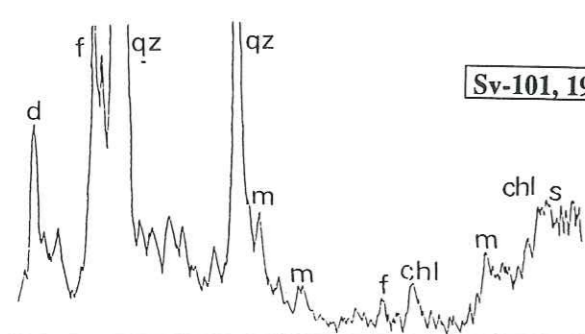
- les minéraux suivants, dans l'ordre des pics, smectites, oxydes de fer, chlorites, micas (10A ms, bi, ill), qz, orthose, plagioclase, dolomite, sont présents dans tous les échantillons analysés, mais dans des proportions variables.

- les deux échantillons de la Molasse Marine Supérieure burdigalienne (grès 151 et marne 192) montrent la dominance des feldspaths sur le quartz. La marne 192 est plus riche en smectites et en argiles 10A (illites) et en dolomites alors que le grès est plus riche en qz-or-plagio et en grosses chlorites détritiques.

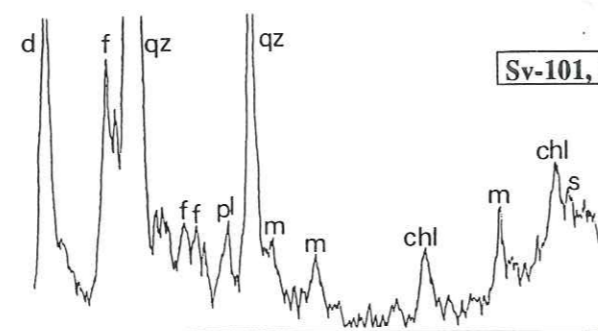
- pour la Molasse d'Eau Douce Inférieure, les résultats apportent peu d'informations. Les smectites sont peu abondantes sauf pour 566m. Le large pic qui débute le spectre de 315 est dû à la présence de fer. Les phases phylliteuses dominantes sont des micas à 10A (ill, ms et bi) et des chlorites qui sont très abondantes pour les grès chattiens (1473 et 1565) et également pour un grès aquitainien proche de la limite Aquitainien-Chattien (1055m) alors que l'échantillon chattien à 1294m est pauvre en chlorites.



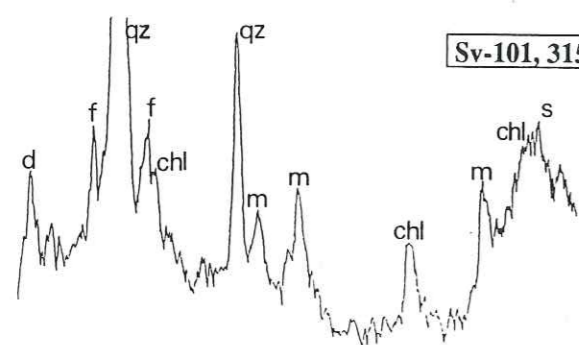
Sv-101, 151m



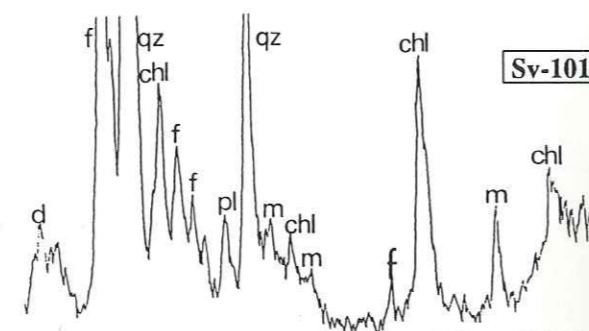
Sv-101, 192m



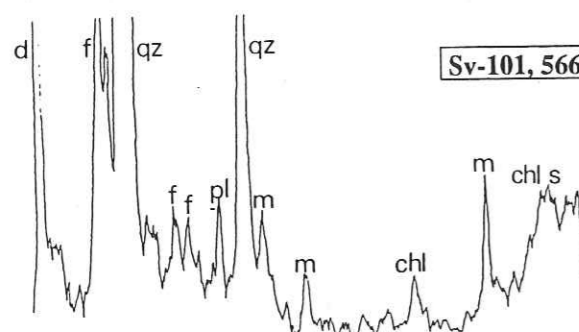
Sv-101, 1295



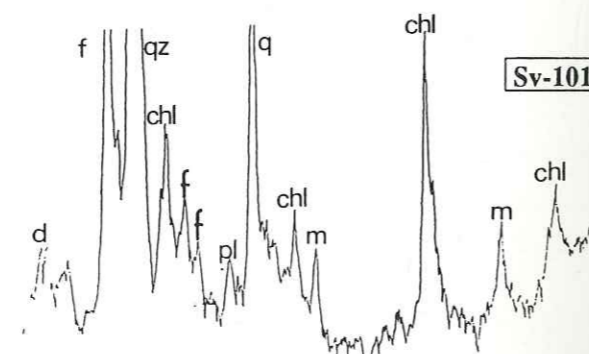
Sv-101, 315m



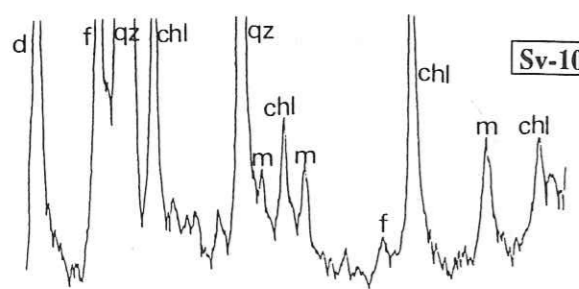
Sv-101, 147



Sv-101, 566m



Sv-101, 1566



Sv-101, 1055m

figure IV-1 : analyses par diffractométrie R.X. de sédiments de Sv-101. (S = smectites, chl = chlorites, m = micas, F = feldspaths, qz = quartz, pl = plagioclases, d = dolomie).

Les variations dans les proportions relatives qz-or-plagio ne reflètent pas les divisions stratigraphiques, mais semblent correspondre davantage à des variations de faciès. Le seul caractère indiscutable est l'augmentation des dolomites pour les sédiments aquitaniens par rapports aux grès chattiens. Les études antérieures citées par Monnier (1979) montrent par ordre d'abondance les constituants argileux suivants : illites et micas, chlorites, smectites et interstratifiés (illite-smectite irréguliers et chlorite-smectite réguliers, précorrensité et corrensité). L'absence de kaolinite est un caractère constant des sédiments molassiques (d'après Monnier, 1979). Les smectites disparaissent dans les niveaux inférieurs mais à cause d'une profondeur critique, indépendante des limites stratigraphiques. Un des faits importants signalés par cet auteur est la présence de corrensité (interstratifié régulier de type chlorite-smectite) pour les niveaux chattiens, ce qui peut suggérer la présence de roches basiques dans les sources de la molasse chattienne (Monnier, 1979).

En conclusion, ce type d'analyse n'a pas été généralisé car il offre moins d'informations que les descriptions en lames minces des niveaux grossiers. En accord avec Kissling (1974), il ne semble pas que les études de ce type de sédiments par diffractométrie R.X. offrent de grandes perspectives. L'analyse fine des constituants argileux traduit davantage les rapides variations des conditions de sédimentation et ne permet pas d'appréhender les variations majeures entre les séries molassiques qui nous intéressent ici.

### C - Les Calcaires Inférieurs (Chattien inférieur).

Sv-101, 1885m, oo-sparite : calcaire oolithique à ciment de type sparite et riche en matière organique.

Sv-101, 1904m, dismicrite : calcaire micritique perturbé par des recristallisations de calcite sparite, échantillon particulièrement riche en matière organique.

Sv-101, 1914m, dismicrite : micrite partiellement recristallisée avec quelques oolithes et fragments de bioclastes (coquilles de lamellibranches).

Ver, dismicrite, nombreuses fissures ou pores remplis de calcites sparitiques, quelques figures sphériques recristallisées et présence de quelques quartz et feldspaths alcalins.

Le caractère dismicrite peut être le résultat de bioturbation ou de phénomènes sédimentaires (échappement de fluides par exemple) avec recristallisation de calcite.

## D - Les conglomérats de T.f.b. (342 et 349 mètres).

### 1 - Matrices gréseuses

Elles sont du même type que les grès verts les plus grossiers décrits précédemment (voir référence T.f.b. à 340m), soit felds-arénites micacées et glauconieuses, riches en débris lithiques calcaires et à ciments carbonatés de type sparite.

### 2 - Les galets

#### a - Galets de roches sédimentaires.

**Ga 2** : grès feldspathique bioclastique et glauconieux à ciment calcaire : les minéraux hérités sont dans l'ordre d'abondance: plagioclases acides (ab-olg), qz, f<sub>K</sub> (or et quelques mc). Les micas sont dominés par les ms accompagnées de quelques bi-chl. Les débris lithiques sont des bioclastes, des d.l. de calcaires micritiques et des d.l. siliceux. L'abondance des bioclastes constitue la différence majeure avec les grès molassiques. La roche est riche en foraminifères où dominant les miliolles, avec l'observation d'une nummulithe. Les autres bioclastes sont des bryozoaires, des débris algaux, des fragments de lamellibranches et quelques échinodermes.

La phase de liaison est un ciment calcaire de type sparite, riche en glauconie se développant dans les pores de la roche.

**Ga 4** : calcaire siliceux : la silice est sous la forme de calcédoine en sphères (radiolarites, spongolithes ?). On note quelques qz détritiques et la présence d'opagues. Le ciment est calcaréo-siliceux.

**Ga 5** : calcaire dolomitique : calcaire dolomitique cristallin, cette roche a pu subir un métamorphisme. L'absence de silice ne permettant pas la formation de minéraux symptomatiques.

**Ga 6** : calcaire de type dismicrite. Quelques figures sphériques calcitiques sont à noter.

#### b - Galets de compositions granitiques.

##### - conglomérats à 342 mètres

**Ga1** : granite alcalin blanc : qz, mc perthitique, ab et olg. Le microcline est une mégaperthite avec exsolution d'albites maclées. Les feldspaths sont très frais. On note quelques zones interstitielles montrant une association d'opagues, de calcites et de chlorites avec zircons en accessoires. La roche montre une texture de syncristallisation d'un mélange quartzo-feldspathique (eutectique).

**Ga3** : granite alcalin rose : qz, or méga-perthitique, et plagioclases acides peu abondants. Présence de quelques biotites chloritisées, zircons et opaques en accessoires. La texture est porphyrique et cataclasée.

##### - conglomérats à 342 mètres

Les observations macroscopiques montrent trois populations de galets, (1) granitoïdes s.l. divisés en deux populations sur un critère de couleur (granites roses ou blancs), (2) calcaires et grès calcaires et (3) quartzites et roches siliceuses (radiolarites et micro-brèches siliceuses). Seul certains granites ont été analysés, ce qui explique que les numéros d'échantillons ne se suivent pas.

**g1**, granite alcalin : qz, f<sub>K</sub> altérés et rares plagioclases (ab-olg). Zones enrichies en biotites chloritisées avec rares oxydes et zircons. Texture graphique.

**g2**, granite banal : qz, perthites et plagio. Les feldspaths sont altérés (séricitisation). Figures de syncristallisation perthites-plagioclases, les qz sont regroupés en "amas".

**g3**, granite cataclaté : qz, perthites et plagio.(ab-olg). Rares phyllites (ms et bi) et oxydes. Texture cataclastique avec des zones de recristallisation du qz.

**g4**, plagio granite : qz, oligoclases et f<sub>K</sub> peu nombreux et altérés. Quelques chlorites et ms.

**g7**, granite blanc : semblable à g1 en texture plus fine.

**g8**, granite à deux micas : qz, or, ab et olg. Les plagioclases sont dominants par rapport aux f<sub>K</sub>, bi, ms. Les biotites sont fraîches.

**g13**, granite rose : grain moyen, qz, or, ab et olg et quelques rares bi, macroscopiquement de couleur rosé.

**g14**, granite alcalin : identique au granite alcalin Ga1, cristaux de qz dans une "mésostase" plus fine dominée par des f<sub>K</sub> (texture tendant vers un microgranite).

Les observations en lames mince montrent deux types de granites, granites alcalins ou granites riches en plagioclases. Ces granites sont pour la plupart des associations quartzo-feldspathiques avec souvent des textures graphiques ou granophyriques qui suggèrent la cristallisation de liquides dans des conditions proches d'un eutectique. En première approximation, les granites riches en plagioclases peuvent correspondre à des cumulats.

## D - Le substratum Eocène et Crétacé

### 1 - Les faciès du Sidérolithique

Sv-101 1988 : grès siliceux pur avec quelques minéraux rares, or, bi-chl et zr et tourmalines en accessoires. La phase de liaison est un ciment siliceux crypto-cristallin fortement teinté par des oxydes de fer.

Tor : grès siliceux du même type. La phase de liaison est principalement siliceuse et est associée avec un mélange limonitique (argiles et oxydes de fer).

### 2 - Le substratum urgonien calcaire de Sv-101

2002, dismicrite : recristallisation en calcite micro-sparitique. Quelques bioclastes (lamellibranches et échinodermes) et très rares quartz détritiques.

2005, dismicrite : on note une fissure remplie d'opale et une deuxième avec présence de quartz et de quelques feldspaths détritiques.

Ces deux échantillons, proches du contact Eocène-Crétacé, ont subi une altération continentale éocène avec karstification.

2059, extra-bio-sparite. Les éléments figurés sont des extraclastes de composition micritique, des bioclastes (foraminifères, avec miliolles, lenticulines et tests agglutinés, des débris d'échinodermes et de lamellibranches. La phase de liaison montre au moins deux générations de ciment, d'abord une précipitation radiale de calcite sur les éléments figurés (début d'oolithisation) et sparite interstitielle.

## F - Synthèses et conclusions

Les observations pétrographiques peuvent se résumer de la façon suivante :

- en dehors des grès calcaires et dolomitiques stampiens de Tuggen, les constituants majeurs des roches molassiques sont les mêmes quelque soit le niveau stratigraphique considéré. Tous les grès peuvent être considérés comme des roches grés-marneuses, feldspathiques, micacées, riches en débris lithiques et à ciment calcaire (felds-arénite micacées lithiques et calcaires) qui est la définition pétrographique du terme molasse.

- des faciès dominants et quelques particularités lithologiques caractérisent chaque niveau stratigraphique, et permettent une approche litho-stratigraphique dans l'étude de la sédimentation molassique péri-alpine.

Ces deux conclusions principales montrent le caractère monotone de la sédimentation molassique. Tous les grès observés en lames minces sont constitués majoritairement par les mêmes éléments. En dehors de son contexte stratigraphique, il n'existe pas de critère qui permettrait une identification certaines des grès stampiens, chattiens, aquitaniens, burdigaliens ou helvétiques pris individuellement (convergence des

faciès). De façon contradictoire, on peut cependant établir une synthèse des observations et résumer chaque niveau stratigraphique par un faciès dominant, mais qui n'a pas de caractère absolu. Une illustration de ces propos est donnée par les convergence de faciès des grès rouges chattiens de Sv-101 (1400 à 1600m) et des grès aquitaniens (520 et 1250) ou par les grès verts burdigaliens et les grès verts de la base du Chattien (1743 et 1921).

Les caractéristiques lithologiques des différents niveaux sont les suivantes :

**Helvétien** : série à dominante marneuse, c'est à dire dominance des faciès fins, plus carbonatés.

**Burdigalien** : série dominée par le faciès des grès verts glauconieux. Ces grès sont des felds-arénites ou lith-arénites feldspathiques, micacées, riches en phyllites vertes et à ciment de sparite. Un faciès particulier existe au sein des niveaux burdigaliens, il s'agit des grès coquilliers (échantillon Pra) ou calc-arénites feldspathiques, ces niveaux ont fait l'objet d'études détaillées (par exemple Allen et al., 1985).

**Aquitaniens** : alternance rapide de marnes et de grès qui sont des felds-arénites lithiques micacées et à ciment de calcite sparitique. Le ciment calcaire est particulièrement abondant et certains niveaux montrent des pores remplis par des néoformations d'illites ou de silice (calcédoine et/ou opale). C'est dans cette série que Bersier (1958a et b) a montré le caractère cyclothématique de la sédimentation molassique.

**Chattien** : série grés-marneuse où les grès, riches en débris lithiques, (calcaires, serp-chl et siliceux) sont des lith-arénites feldspathiques et micacées à ciment calcaire. Les marnes sont parfois des marnes colorées qui donnent le nom à la série (Marnes bariolées, Kissling, 1974) mais dont l'importance a souvent été exagérée (Kissling, 1974). La caractéristique essentielle est la richesse en débris lithiques et la présence de chlorites détritiques incolores. La partie supérieure rouge et la partie inférieure verte ne montrent pas d'autres différences majeurs en dehors de cette variation de couleur qui est attribuée à l'état d'oxydation du fer. Les Calcaires Inférieurs sont riches en matière organique. Les grès situés de part et d'autre des Calcaires Inférieurs sont similaires avec l'exception du grès calcaires à 1861m et le faciès de transition à 1811m.

**Stampien** : calc-arénites lithiques et dolomitiques avec présence mineure à accessoire de feldspaths et micas. La caractéristique essentielle des grès stampiens étudiés ici est une composition dominée par l'assemblage quartz et carbonates qui offre une convergence avec l'échantillon Sv-101 à 1952 m.

## Chapitre V

### GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS ET DES ELEMENTS TRACES

#### Introduction.

- A - Les grès molassiques
- B - Cas des carbonates (Calcaires Inférieurs et calcaires crétacés)
- C - Les galets des conglomérats de Tiefenbrunnen
- D - Conclusions
- Annexe au chapitre V, tableaux V-1 à V-8

### chapitre - V - GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS ET DES ELEMENTS EN TRACES

#### Introduction

Pour pouvoir par la suite identifier et quantifier les formations érodées par l'interprétation des résultats isotopiques, il est indispensable d'avoir la meilleure connaissance possible du comportement des différents éléments chimiques pour les roches étudiées. Les éléments majeurs et les éléments traces permettent une caractérisation chimique des sédiments molassiques dans des buts de comparaisons des différents niveaux stratigraphiques et des différents sites étudiés et pour comparaison avec les études antérieures. De plus, nous chercherons, malgré une population réduite, à vérifier la pertinence de l'emploi des méthodes statistiques multi-variables dans ce type de sédimentation.

Les tableaux contenant les compositions chimiques des roches analysées sont reportés en fin de chapitre et sont numérotés tableaux V-1 à V-8. Les moyennes obtenues pour les différents types de débris lithiques et pour les minéraux détritiques analysés à la microsonde électronique sont insérées directement dans le texte sans notation particulière.

#### A - Les grès molassiques

##### 1 - Résultats obtenus sur les roches totales

Pour les trois forages (T.f.b., Sv-101 et Tuggen) les résultats sont présentés sous forme de profils verticaux (fig. V-1). Les éléments majeurs et les éléments traces reportés dans cette figure sont choisis parmi ceux qui varient le plus. Les éléments traces ont été divisés en deux groupes, d'une part ceux qui montrent des variations importantes (Ba, Co, Cr, Cu, Ni, V, Zn, Zr ; Rb et Sr ; Terres Rares) et ceux pour lesquelles les teneurs sont trop faibles ou les variations trop peu significatives pour avoir un intérêt ici (Be, Ga, Nb, Sc, Th et Y). Parmi ce dernier groupe notons la présence d'éléments traces qui sont souvent utilisés comme traceurs dans les études sédimentaires (par exemple André et al., 1986 ; McLennan et Hemming, 1992).

La figure V-1 permet de visualiser rapidement les caractéristiques chimiques qui sont dominées par les variations des valeurs de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{CaO}+\text{CO}_2$ . Ces variations traduisent l'alternance rapide des lithologies gréseuses et marneuses et l'importance variable des phases carbonatées (débris lithiques ou ciment).

Cependant, les profils verticaux montrent que chaque niveau stratigraphique possède une composition moyenne caractéristique (fig. V-1) qui traduit la composition lithologique dominante (fig. II-8).

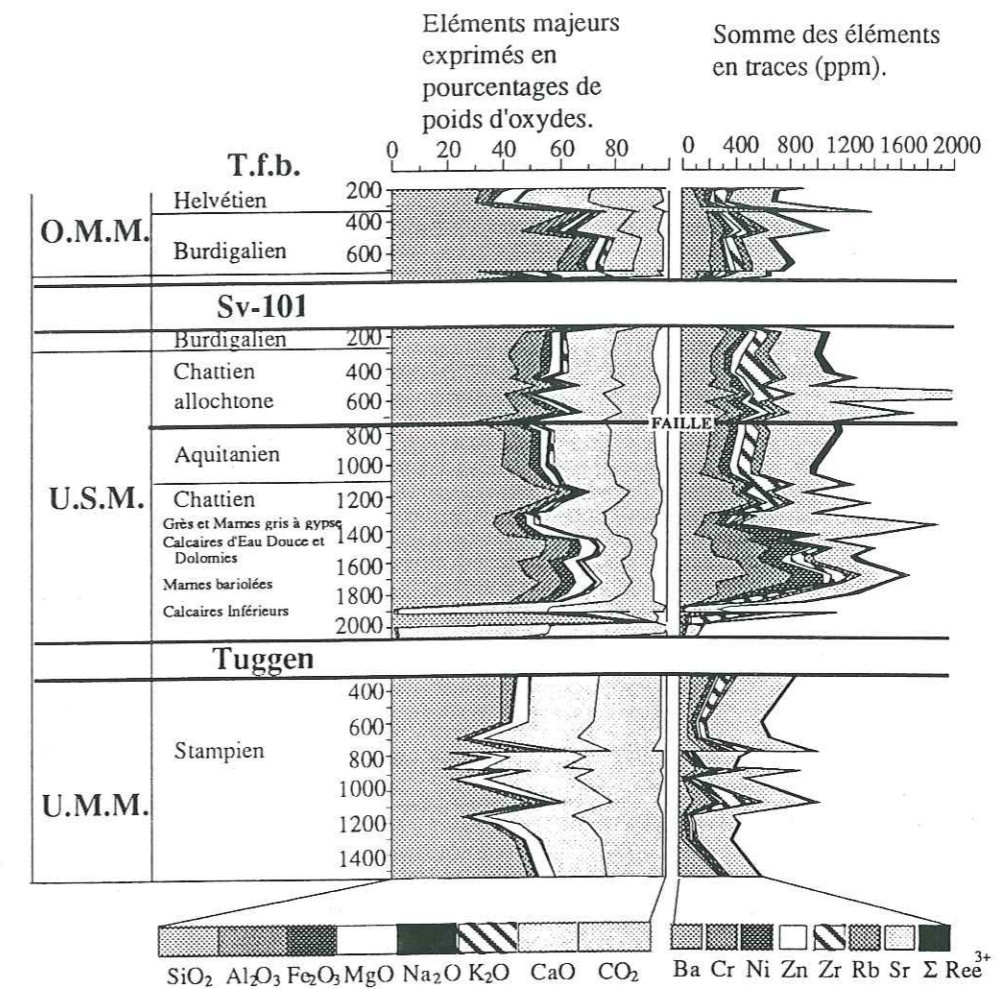


figure V-1 : compositions chimiques en éléments majeurs et en éléments traces présentées sous forme de profils verticaux (figure commentée dans le texte).

Cette figure offre une vue synthétique des compositions chimiques des différents niveaux litho-stratigraphiques, soit de haut en bas :

- Helvétien, série marneuse, faibles valeurs pour SiO<sub>2</sub> (environ 30%) et fortes pour CaO+CO<sub>2</sub> (jusqu'à 50%).

- Burdigalien : grès, riches en SiO<sub>2</sub> (environ 60%), plus pauvres en CaO+CO<sub>2</sub> (environ 30%) avec une légère augmentation de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et des alcalins (K<sub>2</sub>O et Na<sub>2</sub>O) par rapport aux marnes helvétiques.

- Aquitaniens : série grés-marneuse (avec environ 40% pour  $\text{SiO}_2$  et pour la somme  $\text{CaO}+\text{CO}_2$ ). Les éléments traces montrent des teneurs légèrement plus fortes que précédemment pour le Rb, pour la somme des Terres Rares trivalentes, et une légère augmentation de Zr.

- Chattien terminal, série comprenant les Grès et Marnes Gris à gypse, avec  $\text{SiO}_2$  jusqu'à 60%, et incluant les Calcaires d'Eau Douce et Dolomies marqués vers 1300m par un pic à forte valeur en  $\text{CaO}+\text{CO}_2$  auquel sont associées les fortes valeurs en Sr. Les grès qui terminent l'Oligocène ont les mêmes concentrations en Zr que les sédiments aquitaniens, mais des valeurs en Rb et Terres Rares proches des grès chattiens sous-jacents. Le Chattien allochtone de Sv-101 (250-700m) montre des concentrations en éléments majeurs et en traces le rattachant au Chattien terminal (1100-1400m). L'échantillon Sv-101 à 566m a une concentration de 2263 ppm en Sr. Cet échantillon correspond à un niveau pour lequel une forte perte en boue est notée dans le rapport de forage, en liaison avec la faille révélée par Deville et al. (1993). Les concentrations et les données isotopiques pour les échantillons situés à proximité de cette faille synsédimentaire seront donc à traiter avec prudence du fait d'évidentes remobilisations du Sr.

- Chattien s.s., série grés-marneuse avec  $\text{SiO}_2$  de l'ordre de 50% et  $\text{CaO}+\text{CO}_2$  à environ 30%. Les sédiments chattiens se distinguent de tous les autres par de plus fortes teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  mais surtout en MgO associées à de fortes concentrations en Cr et Ni. Ces faits peuvent être expliqués par l'abondance des chlorites dans ces niveaux. La part des phases carbonatées est moins forte et se traduit par de plus faibles concentrations en Sr. Les Calcaires Inférieurs sont évidemment bien visibles.

- Stampien : grès calcaires et dolomitiques. Les sommes  $\text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{CO}_2$  sont comprises entre 80 à 98% et correspondent à des compositions réduites à des assemblages formés de silice (quartz détritiques et débris lithiques) et carbonates (ciments et débris lithiques). Le caractère fortement dolomitique est un des traits majeurs par comparaison aux autres sédiments analysés. Enfin notons qu'entre 600 et 1200m, la diminution de la maille d'échantillonnage correspond à des variations des compositions chimiques qui traduisent l'alternance rapide des litho-faciès gréseux et marneux pour ces niveaux.

Les fortes valeurs en Ba sont souvent associées aux fortes valeurs en  $\text{SiO}_2$ . Le Chattien terminal gréseux de Sv-101 (1100-1300m) en est l'exemple le plus net. Ehrenberg et Siring (1992) signalent que des anomalies dans les concentrations en Ba peuvent résulter de contamination par les boues de forages (barytine). Dans le cas de Sv-101, le

rapport de sondage (B.R.G.M., Lyon) note l'existence de fortes pertes de boue, qui ne sont d'ailleurs pas toujours en relation avec les niveaux les plus perméables. La concentration en Ba mesurée pour l'échantillon Sv-101, 566m est parmi les plus élevée (418 ppm) et peut correspondre à une perte importante de boue notée dans le rapport de forage. Pour les autres pertes de boue notées, qui peuvent intéresser les échantillons prélevés à 1323, 1473 et 1526 mètres, il n'y a pas de correspondance avec les plus fortes valeurs en Ba, puisque ces dernières se situent à 1131, 1251, 1605 et 1690 mètres. Dans le cas de T.f.b. à 340m (Ba à 917 ppm) et qui concerne un niveau gréseux très grossier, il n'y a pas d'explication certaine à cette forte teneur en Ba.

Le report de la somme des éléments majeurs et des éléments traces offre donc une vue rapide et précise des limites litho-stratigraphiques qui confirme les divisions utilisées jusqu'ici. Les incertitudes peuvent même être en partie levées. La similitude des grès chattiens antérieurs et postérieurs au dépôt des Calcaires Inférieurs montrent les mêmes teneurs en Cr et Ni, les échantillons de Sv-101 compris entre 1915 et 1945m sont donc attribués définitivement à la série des Marnes bariolées (Kissling, 1974). L'échantillon Sv-101 à 1952m est lui très différent, l'hypothèse d'une série condensée équivalente à la Molasse Marine Supérieure est confirmée en accord avec la position proximale de Sv-101, proche de la limite d'extension des grès marins stampiens (Debrand-Passart et al., 1984).

Enfin les Calcaires d'Eau Douce et Dolomies et les Grès et Marnes Gris à gypse (Kissling, 1974) sont bien individualisés. Ces sédiments du Chattien supérieur ne montrent pas le caractère magnésien, chromifère et nickélicifère des grès chattiens sous-jacents et annoncent les compositions des sédiments aquitaniens. La limite litho- et chimio- stratigraphique majeure se situe donc au niveau des Calcaires d'Eau Douce et Dolomies ( $26 \pm 1$  Ma, Berger, 1986 et 1992) et elle est différente de la limite stratigraphique Aquitaniens-Chattien ou Oligocène-Miocène (25 Ma, Berger, 1992).

Les compositions en Terres Rares (tableau V-3) sont présentées par les profils classiques moyens après normalisation par rapport aux N.A.S.C. (Goldstein et Jacobsen, 1988b). Les variations de compositions sont exprimées par les rapports  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$ ,  $\text{La}_N/\text{Sm}_N$  et  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  ainsi que par les anomalies en Ce et Eu, et sont présentées en profils verticaux (fig. V-2).

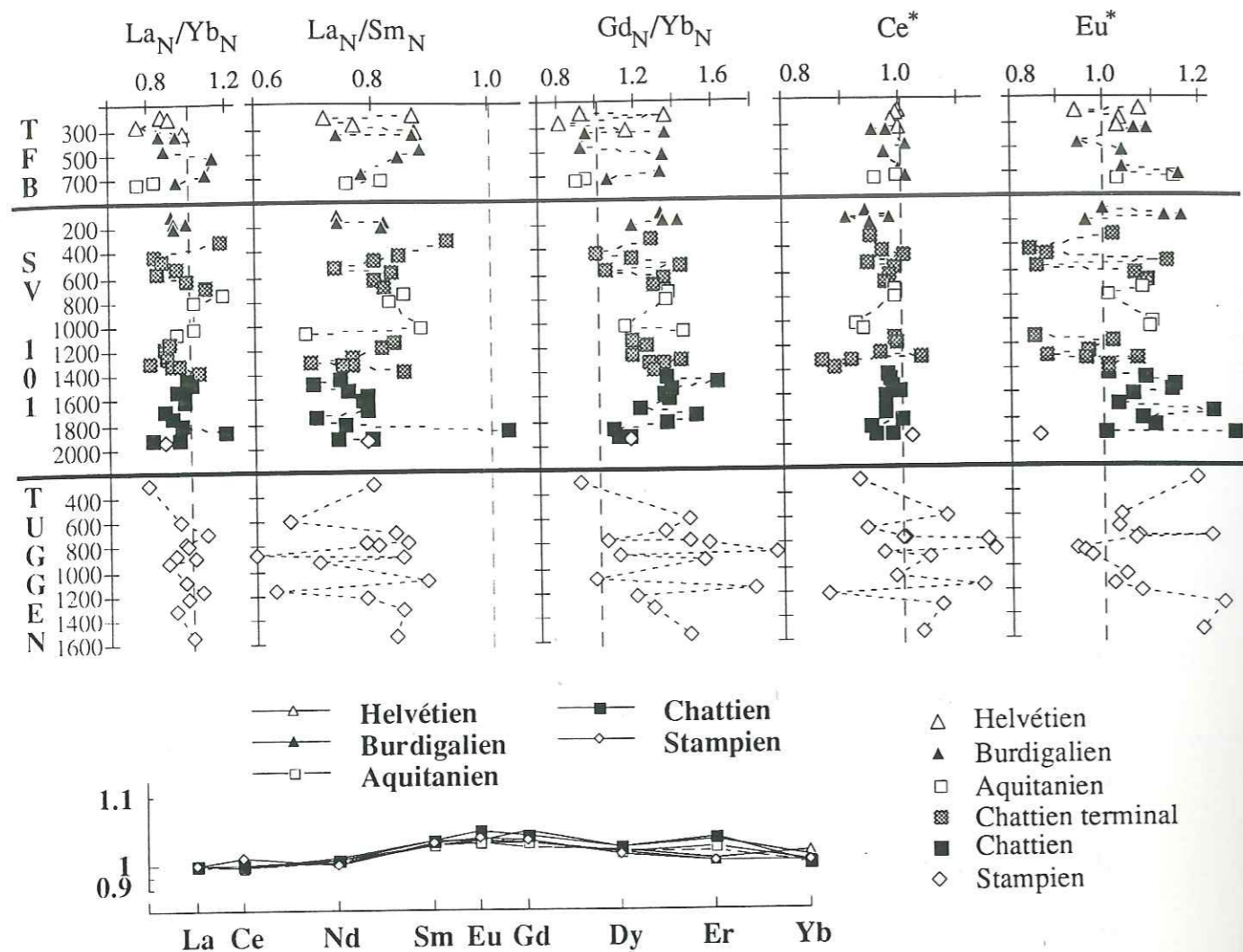


figure V-2 : rapports entre les Terres Rares légères (La à Sm) et lourdes (Gd à Yb), anomalies en Ce et Eu (notées  $Ce^*$  et  $Eu^*$ ) en fonction de la profondeur. Pour chaque niveau stratigraphique une composition moyenne a été calculée. Les profils moyens des Terres Rares, normalisés par rapport aux N.A.S.C. (Goldstein et Jacobsen, 1988b) sont donnés à titre indicatif. Les variations dans les compositions sont plus visibles par les rapports  $La_N/Yb_N$ ,  $La_N/Sm_N$ ,  $Gd_N/Yb_N$  et par les anomalies en Ce et en Eu. La notation N en indice indique la normalisation des compositions par rapport aux N.A.S.C. (Goldstein et Jacobsen, 1988b), les droites en pointillées indiquant les valeurs de 1.

Les sédiments molassiques sont caractérisés par des rapports  $La_N/Sm_N$  inférieurs à 1 et des rapports  $Gd_N/Yb_N$  supérieurs à 1. Reprenant rapidement les conclusions de Goldstein et Jacobsen (1988b), les valeurs de ces rapports peuvent être interprétées de deux manières : (1) en terme de sources avec la participation de sédiments chimiques marins ayant des compositions en Terres Rares proches de celles de l'eau de mer ( $La_N/Sm_N < 1$ ) ou (2) une autre alternative est une interprétation en terme de fractionnement des Terres Rares avec enrichissement en Terres Rares lourdes dans un environnement riche en  $CO_3^{2-}$  ( $Gd_N/Yb_N > 1$ ).

L'anomalie en Ce, très variables pour les grès calcaires stampiens, est généralement très faible, sauf pour le niveau des Grès et Marnes gris à gypse comprenant les Calcaires d'Eau Douce et Dolomies (1100 à 1400m). L'anomalie en Eu est plus variable mais les variations notées semblent correspondre aux divisions lithostratigraphiques. L'exemple est donné par les anomalies négatives identiques pour les niveaux allochtones (250-700m) et autochtones (1100-1400m) du Chattien terminal de Sv-101. A l'exception des grès stampiens (Tuggen), les niveaux les plus gréseux montrent des anomalies supérieures à 1 (anomalie positive) et les niveaux plus argileux et plus calcaires ont des anomalies inférieures à 1 (anomalie négative). Le comportement complexe de l'Eu ne fera pas l'objet d'une discussion, notamment du fait des limites analytiques citées au chap. III, mais nous pouvons suggérer que les anomalies négatives semblent correspondre à une augmentation des phases chimiques ou des phases argileuses fines et que les anomalies positives peuvent être mises en relation avec l'augmentation des minéraux détritiques grossiers.

## 2 - Analyses de débris lithiques et de minéraux

(échantillons de Sv-101 analysés à la microsonde électronique).

Quelques compositions chimiques, de débris lithiques et de minéraux détritiques, ont été obtenues par analyses à la microsonde électronique. Faisant suite aux observations pétrographiques et aux analyses chimiques des roches totales, ces analyses ont pour but de :

- préciser l'identification des débris lithiques.
- de rechercher les constituants capables d'expliquer le caractère plus sodique de la partie chattienne de Sv-101.
- d'analyser et comparer les micas ferro-magnésiens (biotites chloritisées et chlorites) des niveaux grossiers burdigaliens et chattiens.

Les analyses s'intéressent à quatre échantillons de grès grossiers, qui nous semblent les plus représentatifs des niveaux du Burdigalien (151), du Chattien terminal (520) et du Chattien (1743 et 1921, respectivement postérieur et antérieur à l'épisode des Calcaires Inférieurs). Les résultats sont insérés dans le texte et sont représentés par les moyennes, standards déviations, maxima et minima. Ils sont comparés aux valeurs de minéraux issus de la littérature (Deer et al., 1962). Les résultats bruts sont disponibles dans le tableau V-4. Le nombre d'analyses pris en compte est noté en bas de chaque tableau par n. Le nombre d'objets analysés (débris lithiques ou minéraux) est indiqué



par d.l. ou mx, la plupart des objets ayant été analysés en plusieurs points. Le nombre d'analyses est noté pour chaque échantillon, respectivement 151, 520, 1743 ou 1921.

a - Les débris lithiques :

- d.l. siliceux :

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
moy.	71,52	13,30	3,45	0,08	1,04	0,45	3,37	4,41	0,06	0,00	0,01	97,70
st. dev.	8,32	3,28	3,67	0,15	1,27	0,56	1,37	1,90	0,08	0,00	0,03	
max.	82,08	18,42	12,63	0,50	4,26	1,75	6,17	6,66	0,26	0,00	0,07	
min.	50,03	6,51	0,27	0,00	0,03	0,05	1,69	0,24	0,00	0,00	0,00	

(d.l.= 5 ; n=11, 5 à 151m et 6 à 1921m)

Ces résultats montrent des sédiments siliceux ou cherts alumineux et alcalins. Ils font apparaître la possibilité qu'une partie des pourcentages en K<sub>2</sub>O et Na<sub>2</sub>O des roches totales puissent être issue de ces débris lithiques, ce qui fournit une explication satisfaisante pour expliquer les compositions des grès du Chattien inférieur plus pauvres en feldspaths que les grès du Chattien terminal (Monnier, 1979 et cette étude chap. IV) mais plus riches en débris lithiques siliceux (cette étude, chap. IV).

- débris lithiques notés "serp-chl" :

groupe 1

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
moy.	39,12	1,89	5,91	0,05	34,58	0,10	0,01	0,03	0,05	0,04	0,12	81,90
st. dev.	2,37	1,18	1,69	0,06	2,51	0,07	0,02	0,03	0,06	0,10	0,11	
max.	41,55	5,26	9,00	0,17	37,32	0,27	0,06	0,09	0,16	0,39	0,30	
min.	34,44	0,34	2,38	0,00	29,92	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	

(d.l.= 14 ; n = 22, 15 à 520m et 7 à 1743)

exemple de serpentine riche en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Deer et al., 1962)

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
42,54	5,68	1,80	-	35,57	0,13	-	-	-	-	-	85,72

groupe 2

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
moy.	35,11	13,04	10,33	0,07	23,58	0,49	0,07	0,05	0,07	0,08	0,09	82,98
st. dev.	1,93	4,13	1,47	0,10	2,74	0,46	0,09	0,02	0,23	0,02	0,07	
max.	38,19	17,86	12,04	0,31	28,79	1,89	0,34	0,10	0,79	0,11	0,21	
min.	31,79	5,21	6,97	0,00	19,87	0,14	0,01	0,01	0,00	0,06	0,00	

(d.l.= 7 ; n = 12, 3 à 1743 et 9 à 1921m)

exemple de chlorite magnésienne (pennine, Deer et al., 1962) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
36,43	12,24	7,81	0,11	30,94	0,33	-	-	-	-	-	87,86

groupe 3

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
moy.	26,65	18,71	28,18	1,79	10,23	0,10	0,16	0,02	0,05	0,00	0,00	85,86

(d.l.= 1, 2 analyses de 1921m)

exemple de chlorite alumineuse et ferrifère (type chamosite, Deer et al., 1962) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
26,40	18,23	31,57	0,04	11,35	0,42	0,17	0,17	-	-	-	88,35

Les résultats font apparaître trois types de débris lithiques à compositions chimiques respectives de serpentinites, de chlorites magnésiennes et de chlorites alumineuses et ferrifères. Il faut noter que :

- les débris de serpentinites existent à la fois dans un grès du Chattien terminal (520) et dans un grès du Chattien inférieur (1743).

- ils existent des débris lithiques à compositions de chlorites riches en MgO dans les grès du Chattien inférieur (1743 et 1921) que l'on ne retrouve pas dans les exemples du Chattien terminal (520) et du Burdigalien (151).

- le grès chattien à 1921m a fourni un débris lithique ayant une composition de chlorite alumineuse riche en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et MnO.

Ces résultats font apparaître clairement la participation de formations basiques (serpentinites) dans les sources de la Molasse d'Eau Douce Inférieure, depuis la base (1921, puis 1743) et jusqu'au sommet du Chattien (520), que nous ne retrouvons pas dans la Molasse Marine burdigalienne (151). Pour les compositions de chlorites, les résultats seront discutés après la présentation des compositions des minéraux détritiques.

- autres débris lithiques : signalons la présence de calcaires siliceux (151 analyse 11, 520 analyse 10) et de quartzites (151, 520, 1743). Un débris de quartzite du grès du Chattien terminal (520 analyse 17) montre la présence d'une phase alumineuse (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 6,72%) et potassique (K<sub>2</sub>O de 2,97%) ne possédant pas le caractère sodique.

(les numéros d'analyses renvoient au tableau V-4 à consulter en fin de chapitre).

b - Les minéraux détritiques.

- biotites chloritisées :

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
moy.	37,07	17,76	18,76	0,21	8,36	0,44	2,19	0,32	1,27	0,02	0,16	86,56
st. dev.	8,90	5,49	7,74	0,17	3,23	0,64	1,97	0,52	1,36	0,02	0,22	
max.	57,58	30,38	29,26	0,56	14,56	3,23	6,62	1,97	5,83	0,08	0,74	
min.	26,44	10,10	2,64	0,00	1,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	

(d.l.= 13 ; n = 24, 7 à 151, 2 à 520, 5 à 1743 et 10 à 1921m)

exemple de biotite commune de granitoïdes s.l. (Deer et al., 1962) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
38,30	13,99	24,22	0,09	7,96	0,90	8,31	0,50	3,60	-	-	97,87

Les analyses montrent toutes une série de biotites plus ou moins chloritisées où les pertes en K<sub>2</sub>O sont associées à des pertes en SiO<sub>2</sub> et en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et à des gains en

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et en MgO. Le caractère laissant supposer une parenté entre ces minéraux est la relative richesse en TiO<sub>2</sub>, qui peut atteindre 6% mais qui varie beaucoup, en accord avec l'observation d'inclusions opaques dans ces biotites altérées. Ce caractère est commun pour des biotites banales de granitoïdes s.l.

Aucune biotite s.s. n'a été analysée malgré un choix en lames minces de minéraux gardant des propriétés optiques les plus proches de biotites (couleurs et surtout teintes de polarisation).

- les divers types de chlorites des grès chattiens inférieurs (1743 et 1921m).

- chlorites Fe.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
moy.	28,10	17,24	23,57	0,35	14,32	0,20	0,05	0,07	0,41	0,03	0,37	84,70
st. dev.	2,05	2,95	1,34	0,12	0,87	0,16	0,03	0,05	0,65	0,04	0,32	
max.	30,42	21,41	25,76	0,49	15,77	0,40	0,10	0,14	1,66	0,11	0,82	
min.	24,95	13,85	20,93	0,18	13,19	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	

(d.l.= 4 ; n = 9, 5 à 1743 et 4 à 1921m)

exemple de chlorites Fe (type chamosite, Deer et al., 1962) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
26,40	18,23	31,57	0,04	11,35	0,42	0,17	0,17	-	-	-	88,35

- chlorites Mg.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
moy.	35,71	9,43	7,44	0,08	26,64	0,36	0,06	0,13	0,06	0,48	0,22	80,60
st. dev.	3,38	2,79	0,77	0,07	3,50	0,13	0,08	0,04	0,07	0,27	0,20	
max.	40,20	13,44	8,86	0,19	30,87	0,52	0,27	0,20	0,19	0,74	0,56	
min.	30,88	3,98	6,32	0,00	20,06	0,14	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	

(d.l.= 3 ; n = 9, 4 à 1743 et 5 à 1921m)

exemple de chlorite magnésienne (pennine, Deer et al., 1962) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
36,43	12,24	7,81	0,11	30,94	0,33	-	-	-	-	-	87,86

- chlorites Fe-Mg.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
moy.	37,47	18,14	10,37	0,31	15,50	0,77	0,08	0,13	0,46	0,24	0,26	83,72

(d.l.= 1 ; n = 4, 4 à 1921m)

exemple de chlorite Fe-Mg (Deer et al., 1962) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
26,69	19,57	25,29	0,30	16,23	0,17	-	-	0,30	-	-	88,55

Les analyses des chlorites sont classées en trois groupes :

(1) des chlorites alumineuses riches en FeO. Ces chlorites contiennent des concentrations en TiO<sub>2</sub>, en NiO et un rapport FeO/MgO (environ 2) qui sont dans les mêmes ordres de grandeurs que les biotites chloritisées précédentes. Ceci laisse suggérer que ces chlorites dérivent de l'altération plus poussée des biotites.

(2) des chlorites magnésiennes et chromifères (jusqu'à 0,74%). Elles sont pauvres en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, en TiO<sub>2</sub> et légèrement moins riches en NiO que les précédentes. La présence de ces chlorites basiques explique le caractère magnésien et chromifère des grès chattiens.

(3) une chlorite Fe-Mg et alumineuse analysée à 1921. Cette dernière analyse montre des caractères mixtes pour les teneurs en TiO<sub>2</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et NiO, qui montrent que les compositions chimiques de ce groupe de minéraux peuvent être extrêmement variables dans une série sédimentaire, ce qui nous invite à être prudent dans nos conclusions.

L'interprétation de ces données est rendue difficile par la variété des minéraux rencontrés. On peut suggérer que les chlorites à fortes teneurs en TiO<sub>2</sub> dérivent par chloritisation de biotites magmatiques de granitoïdes s.l. Les chlorites magnésiennes et riches en Cr sont toutes des chlorites incolores qui n'ont été identifiées que dans la partie chattienne de la Molasse d'Eau Douce. Ce sont elles qui permettent d'expliquer la richesse en Cr des grès chattiens et on peut donc suggérer qu'elles proviennent de roches qui ne sont plus à l'érosion pendant la sédimentation aquitanienne, et ceci dès le Chattien terminal.

Pour les autres types de chlorites, les compositions chimiques ne nous permettent pas de formuler d'hypothèses sérieusement contraintes. La présence constante de débris de serpentinites et de biotites dans le matériel détritique peut expliquer les variations notées pour les compositions des chlorites dont on peut penser qu'elles ont des origines diverses par altération de serpentines ou de biotites qui eux mêmes dérivent de formations basiques ou acides.

- les glauconies (échantillon burdigalien à 151m) :

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	total
moy.	50,09	4,34	23,43	0,04	3,63	0,44	7,05	0,21	0,08	0,01	0,00	89,31
st. dev.	0,69	0,38	0,65	0,06	0,24	0,11	0,52	0,13	0,08	0,01	0,01	
max.	51,23	4,75	24,44	0,14	4,13	0,58	7,42	0,43	0,18	0,03	0,03	
min.	49,09	3,89	22,73	0,00	3,32	0,27	5,81	0,07	0,00	0,00	0,00	

(d.l.= 2 ; n = 8 à 151m)

exemple de glauconie de grès, Deer et al. (1962).

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr-Ni	total
49,29	3,17	24,91	-	3,85	0,74	6,02	0,12	0,12	0,32	-	88,54

Les deux glauconies du grès burdigaliens 151m montrent des compositions identiques et très régulières au sein du même minéral. Comme couramment admis, elles témoignent des conditions marines de la sédimentation burdigalienne.

Enfin, citons la vérification de la présence de pyrites (tableau V-4, échantillon 1921) et la mesure d'un oligoclase (tableau V-4, échantillon 1921) qui confirme les mesures optiques des compositions des plagioclases.

#### c - Bilans et conclusions.

- les fragments de sédiments siliceux peuvent expliquer le caractère sodique des grès chattiens. Ils correspondent aux roches siliceuses d'origine biochimique (radiolarites et spongolithes) identifiées dans les conglomérats chattiens du Mont Pèlerin (Trümpy et Bersier, 1954).

- les débris lithiques de serpentinites existent dans tous les niveaux chattiens choisis. Si ces débris lithiques sont connus pour les sédiments du Chattien inférieur (Kissling, 1974), ils n'ont pas été cités à ma connaissance dans le cas des grès du Chattien terminal.

- les chlorites magnésiennes portent le Cr. Le caractère chromifère des grès chattiens est donc indépendant de la présence des débris de serpentinites.

- les biotites s.s. n'existent plus dans les sédiments. Les teneurs en  $TiO_2$  suggèrent que les chlorites alumineuses dérivent de biotites banales de granitoïdes s.l..

- les compositions des phyllites ferro-magnésiennes sont extrêmement variables dans les roches sédimentaires.

- les glauconies des grès burdigaliens témoignent des conditions marines.

### **3 - Relations entre les compositions chimiques et minéralogiques**

#### a - Analyses en Composantes Principales en mode- R.

Dans le but d'améliorer notre compréhension du lien entre la minéralogie et le chimisme des roches étudiées, nous avons réalisé des analyses multi variables (Analyses en Composantes Principales, A.C.P.). Ce type d'analyses a déjà été utilisé dans les études géochimiques (par exemple, Roser et Korsch, 1988 ; Ehrenberg et Siring, 1992) et diverses méthodes de traitement des variables géochimiques peuvent être consultées dans les articles de Miesch (1979 et 1980).

Les éléments et les variables suivants ont été retenus :

- $Al_2O_3$  ;  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , MnO,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , Ba, Co, Cr, Cu, Ni, V, Zn, Zr, Rb, et Sr,
- $MgO^*$  qui représente la part de MgO appartenant aux silicates,
- la somme  $CaO+MgO+CO_2$  contenue dans les carbonates, notée carb.,
- la somme des Terres Rares trivalentes La, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Yb, notée  $\Sigma Ree^{3+}$ ,

- les rapports normalisés  $La_N/Yb_N$ ,  $La_N/Sm_N$ ,  $Gd_N/Yb_N$  et les anomalies en Ce et Eu notées respectivement  $Ce^*$  et  $Eu^*$  (N fait référence à la normalisation par rapport aux N.A.S.C. ou North American Shale Composites, Goldstein et Jacobsen, 1988b), soit un total de 26 variables.

Les éléments traces variant peu ou à faibles teneurs ont été écartés (cas de Be, Ga, Nb, Sc, Th). Bien que parmi ces éléments certains soient classiquement de bons traceurs (notamment Nb, Sc, Th, McLennan et Hemming, 1992), ils se sont avérés inefficaces ici, notamment à cause de leurs faibles concentrations dans les grès molassiques.

Ces variables sont divisées par  $Al_2O_3$  pour s'affranchir des dilutions provoquées par les carbonates et le quartz, et elles sont réduites ( $x_i = (x_i - \min) / (\min - \max)$ ), Miesch, 1979 et 1980). L'analyse consiste en une décomposition vectorielle de la matrice de covariance calculée pour les 26 variables précitées. Deux analyses en composantes principales ont été réalisées. La première inclut l'ensemble des échantillons molassiques ( $n = 64$ ) et la deuxième ( $n = 47$ ) exclut les roches stampiennes à compositions réduites à la somme  $SiO_2 + (Ca, Mg)CO_3$ . Les résultats sont présentés dans les figures V-3 et V-4 qui reportent les trois premiers facteurs principaux deux à deux.

Pour l'analyse à  $n = 64$  (fig. V-3), les trois premiers facteurs n'expliquent que 57% de la variance totale. Les résultats semblent être sous le fort contrôle des phases carbonatées (variables Carbonate et Sr associées au facteur F1 expliquant 31% de la variance totale) et argileuses (Si et V) qui s'opposent à un second pôle détritique mis en évidence par Al, K et Rb anti-corrélés à F1. Les autres éléments occupent des positions intermédiaires sans qu'il soit possible d'interpréter simplement les facteurs F2 et F3 (respectivement 14% et 12% de la variance totale). Nous suggérons que l'opposition entre, d'une part, Cr et Ni anti-corrélés à F2 et, d'autre part, Ti, Zr et la somme des Terres Rares trivalentes, qui sont corrélés à F2, peut correspondre à un effet de sources entre des formations basiques (Cr et Ni) et des granitoïdes s.l. (Ti, Zr, Terres Rares). Cette opposition est en accord avec l'existence de deux types de chlorites provenant, d'une part, de l'altération de biotites riches en Ti et, d'autre part, de chlorites riches en Cr.

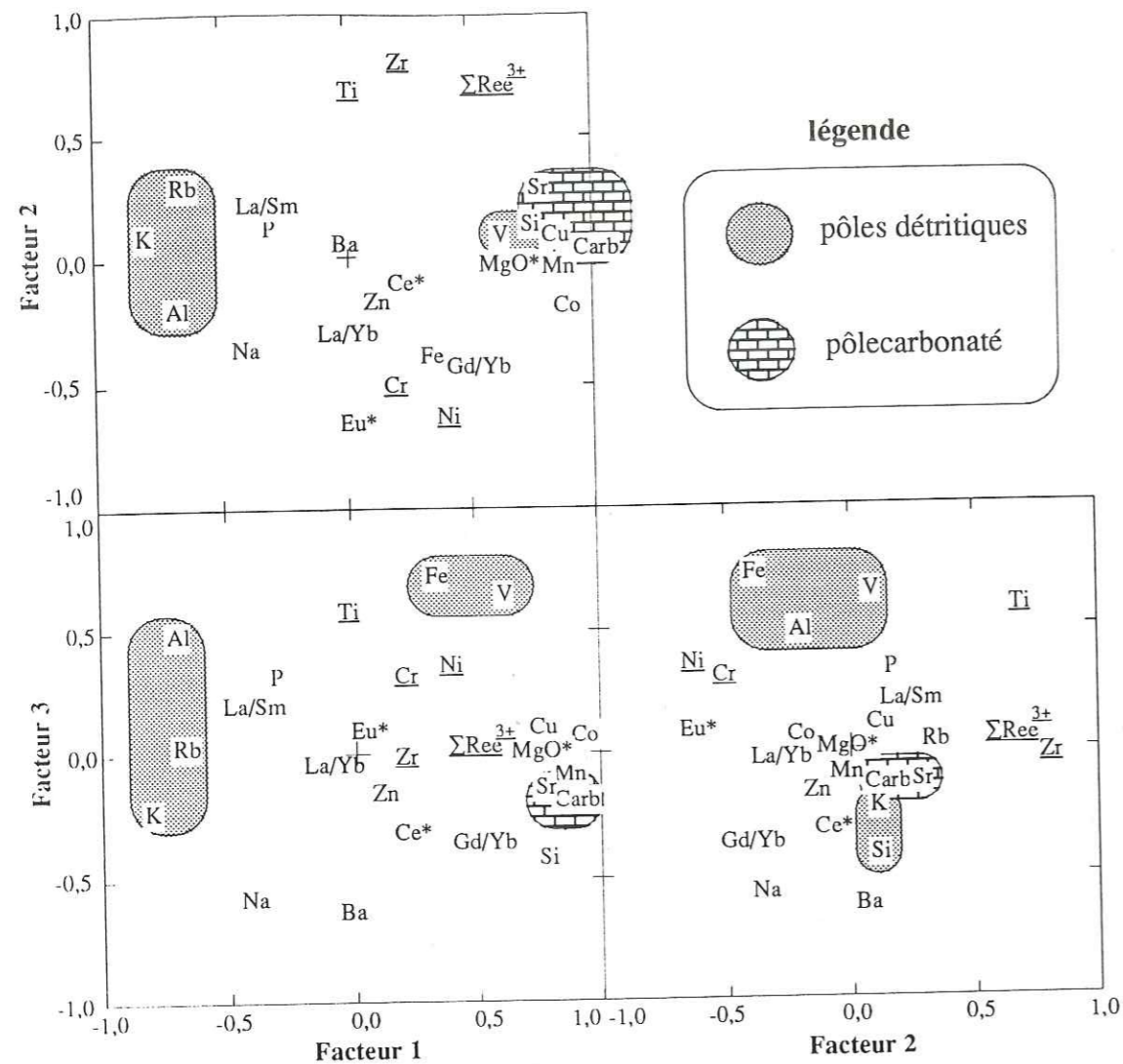


figure V-3 : représentations graphiques de l'A.C.P. mode R (n = 64) par le report deux à deux des trois premiers facteurs F1, F2 et F3 qui expriment respectivement 31, 14 et 12% de la variance totale (somme de 57%). La définition et l'interprétation des groupes (carbonates, argiles, détritiques grossiers) sont discutées dans le texte.

Dans le cas de l'analyse ne prenant pas en compte les formations stampiennes (fig. V-4 pour n = 47), les facteurs F1, F2 et F3 prennent en compte 58 % de la variance totale (respectivement 27, 18, 13 %). Cette faible somme des pourcentages de variance portés par les trois premiers facteurs montre la grande complexité, c'est à dire les nombreux facteurs et paramètres qui contrôlent le chimisme total des sédiments molassiques.

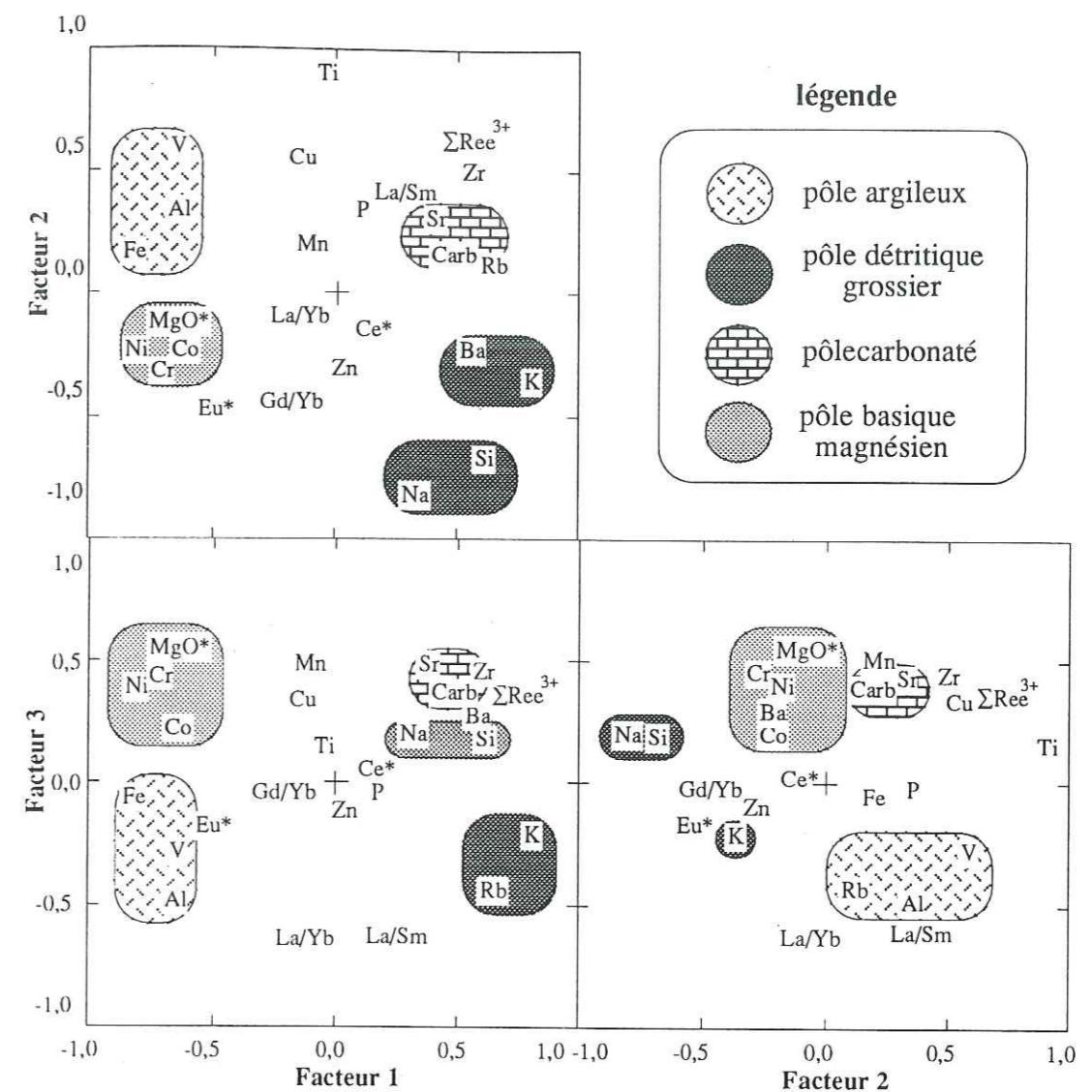


figure V-4 : report deux à deux des trois premiers facteurs de l'A.C.P. mode R sans sélection des grès stampiens (n = 47). Les trois facteurs F1, F2 et F3 prennent en compte respectivement 27, 18 et 13% de la variance totale (somme de 58%). La définition et l'interprétation des groupes (carbonates, argiles, détritiques grossiers acides et détritiques grossiers basiques) sont discutées dans le texte.

L'interprétation n'est pas très aisée car il est difficile d'attribuer à chacun des trois facteurs une interprétation géologique ou géochimique simple.

On peut cependant résumer le comportement des éléments en créant quatre groupes d'affinité qui sont représentés dans les figures V-3 et V-4 :

- pôle argileux : s'exprime principalement par les variables Al et V.

- deux pôles détritiques "grossiers" : avec, d'une part, Si et Na, et, d'autre part, K pour les valeurs de F1 et F2. Ces groupes ont en commun de correspondre aux éléments détritiques grossiers (quartz, feldspaths et débris lithiques siliceux).

Dans le détail l'interprétation est compliquée. La figure V-4 montre que Fe, Ba, Rb, Zr, la somme des terres rares trivalentes, le rapport La/Sm et l'anomalie en Eu peuvent appartenir à l'un ou l'autre groupe en fonction des plans d'observation (F1-F3 et F2-F3).

- pôle carbonaté : mis en évidence le paramètre Carbonate et Sr. Selon les plans le Rb peut être regroupé avec les éléments des carbonates dont les concentrations sont nulles en Rb.

- pôle basique magnésien : ce groupe apparaît dans l'analyse réduite à 47 échantillons, il est défini par les éléments contenus dans les chlorites et dans les débris de serpentinites, soit  $MgO^*$  (part de Mg des silicates) et Co, Cr et Ni. Dans le cas de l'analyse comprenant les grès stampiens (fig. V-3), le Mg est reparti entre les pôles carbonatés et magnésiens (dolomites et chlorites), ce qui suggère, soit que le calcul de  $MgO^*$  n'est peut être pas exact pour les grès stampiens, soit que l'analyse comprenant les grès stampiens est biaisée parce que le Mg est principalement contenue par les carbonates alors qu'il est associé aux minéraux détritiques dans le cas des autres sédiments molassiques. Alors le choix des échantillons et des variables est un élément important dans l'utilisation de ce type d'analyses.

En dehors de la constitution de ces groupes qui reproduisent des informations que nous possédions déjà, il nous semble intéressant de regarder des éléments susceptibles d'apporter des informations nouvelles. Le Zr et les Terres Rares sont souvent liés, avec parfois le Ti. Cela peut révéler un probable contrôle des Terres Rares par des minéraux lourds (zircons et ilménites par exemple). Les analyses effectuées à la microsonde électronique suggèrent que le Ti est lié aux biotites. Les zircons et ilménites sont des inclusions fréquentes des biotites magmatiques. De plus, Ti et Zr appartiennent à la même colonne dans la classification périodique des éléments. Par contre, il n'y a pas de lien avec les rapports des Terres Rares légères et lourdes, or les zircons sont connus pour présenter des profils particulièrement enrichis en Terres Rares lourdes. Une alternative peut être le lien entre Zr, Terres Rares et le stock argileux. Bonjour (1988) signale qu'une quantité non négligeable de Zr peut être associée aux argiles. Dans le plan F1-F2, l'anomalie en Eu est liée au groupe magnésien, ce qui suggère un composant basique à forte anomalie positive en Eu. Le groupe magnésien s'oppose d'ailleurs systématiquement au groupe comportant les alcalins.

Enfin, les rapports des Terres Rares ont des positions variables en fonction des plans d'observations. La complexité du contrôle des Terres Rares peut être le résultat d'un effet de sources (variétés des roches érodées) plutôt que de variations des conditions de sédimentation, qui sont toujours en milieu carbonaté. Le rapport  $Gd_N/Yb_N$  ne paraît pas lié au groupe des carbonates.

#### b - Relations éléments majeurs deux à deux.

L'observation des figures reportant les éléments deux par deux nous permet de préciser les caractères dominants et de préciser les tendances générales exprimées auparavant. Les compositions utilisées ici sont celles corrigées par soustraction des carbonates (notation  $X_nO_m^*$ ). Le mode de calcul est reporté en fin de chapitre et les résultats reportés dans le tableau V-1b.

-  $Al_2O_3^*$  vs  $SiO_2^*$  . Le report de  $Al_2O_3^*$  en fonction de  $SiO_2^*$  montre une situation quasiment linéaire.

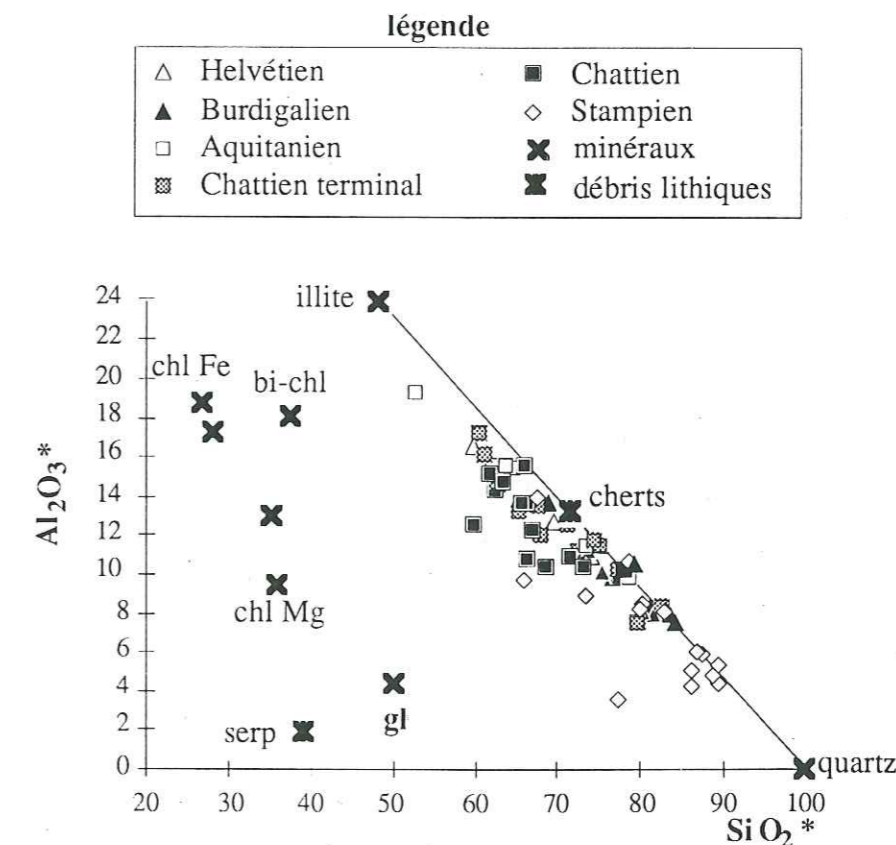


figure V-5 :  $Al_2O_3^*$  en fonction de  $SiO_2^*$ . La relation est quasiment linéaire et correspond à un mélange quartz-illite. Notons que quelques grès stampiens et chattiens tendent vers les points qui représentent les micas ferro-magnésiens. La composition moyenne des cherts analysés se situe exactement sur la droite définie par le mélange quartz-illite.

Cette situation peut recevoir une explication simple par un mélange quartz-illite. Les analyses qui s'éloignent le plus de cette droite sont celles des grès chattiens les plus riches en minéraux peu alumineux (serpentinites et chlorites Mg). En réalité la situation est plus complexe. L'utilisation de cette relation ne peut en aucun cas servir à démontrer la présence dominante d'illite dans le stock argileux. En effet les compositions moyennes d'illites sont intermédiaires entre celles de minéraux alumineux (tous les feldspaths, muscovites, kaolinites...) et les minéraux peu alumineux (biotites, chlorites, vermiculites, smectites...). De plus dans le cas de cette étude, l'abondance des débris lithiques complique encore davantage la situation. Cette relation permet de calculer des pourcentages "virtuels" de quartz et d'illites. Ces pourcentages et le calcul de la proportion des carbonates (tableau V-1b) permettent d'utiliser la classification triangulaire basée sur les trois constituants quartz-argiles-carbonates. Ainsi une comparaison est possible entre les études antérieures minéralogiques (fig. II-8, p.25) et l'étude géochimique. Le calcul se fait de la façon suivante. Le pourcentage en carbonates correspond à la somme  $CaO+MgO+CO_2$  calculée en fonction du rapport  $CaO$  et  $CO_2$  (tableau V-3), les proportions respectives de quartz et d'illite sont calculées simplement par la résolution d'un système de deux équation à deux inconnues :

$$100 \cdot SiO_2^{total} = \%qz \cdot SiO_2^{qz} + \%ill \cdot SiO_2^{ill}$$

$$100 \cdot Al_2O_3 = \%ill \cdot Al_2O_3^{qz} + \%ill \cdot Al_2O_3^{ill}$$

avec  $SiO_2^{qz} = 100$  et  $Al_2O_3^{qz} = 0\%$

et  $SiO_2^{ill} = 48,6$  et  $Al_2O_3^{ill} = 24,0$  (Bailey, 1988)

Les résultats de ce calcul sont présentés sous forme de profils verticaux et de diagrammes triangulaires dans la figure V-6.

Les proportions de quartz, d'illite et de carbonates sont tout à fait en accord avec les travaux litho-stratigraphiques de Kissling (1974) et sa colonne synthétique pour la Molasse d'Eau Douce Inférieure oligocène (voir fig. II-8, p.25). Ils offrent une fois de plus une vision simple de la série molassique où les différentes unités sont très bien individualisées et caractérisées.

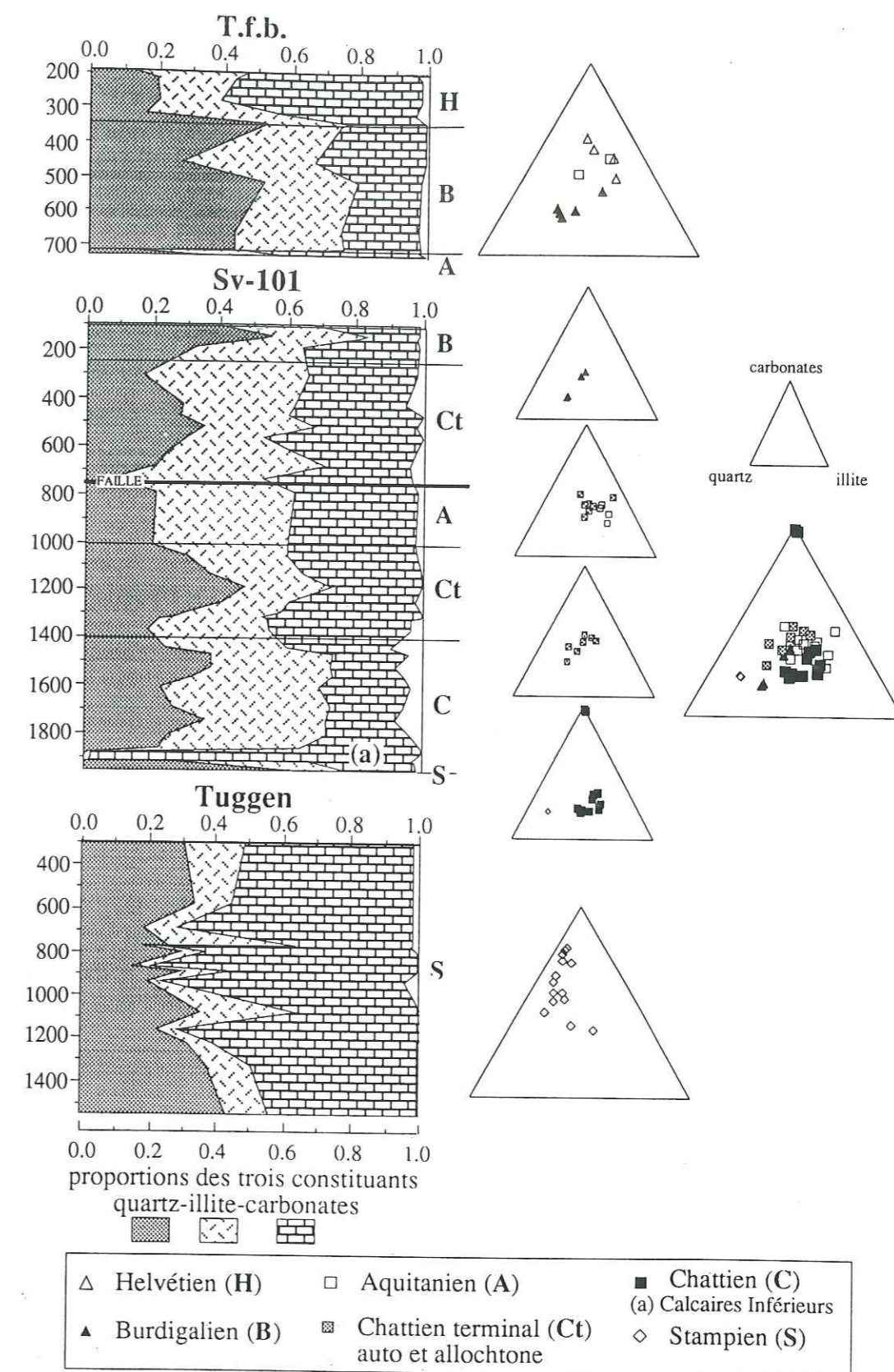


figure V-6 : classification des sédiments molassiques par le calcul des pourcentages en quartz-illite-carbonates. La figure montre le report des proportions en fonction des profondeurs pour les trois forages et les diagrammes triangulaires pour chaque niveau et chaque forage.

Les relations suivantes seront abordées rapidement, elles permettent de préciser les phases qui contiennent les différents éléments.

-  $K_2O^*$  vs  $Al_2O_3^*$  (fig. V-7). Les positions des points représentant les analyses des sédiments molassiques sont intermédiaires entre celles des minéraux potassiques (glaucions, biotites, orthoses) et celles des minéraux ne contenant pas de  $K_2O$ . Les compositions de muscovites, d'illites et de biotites chloritisées sont intermédiaires. Les sédiments molassiques montrent des comportements légèrement différents dans ce diagramme en fonction de leur position stratigraphique. Les grès du Chattien terminal, de l'Aquitainien et du Burdigalien sont enrichis en minéraux potassiques. Les sédiments chattiens et stampiens sont plus riches en minéraux non potassiques (chlorites, serpentinites...).

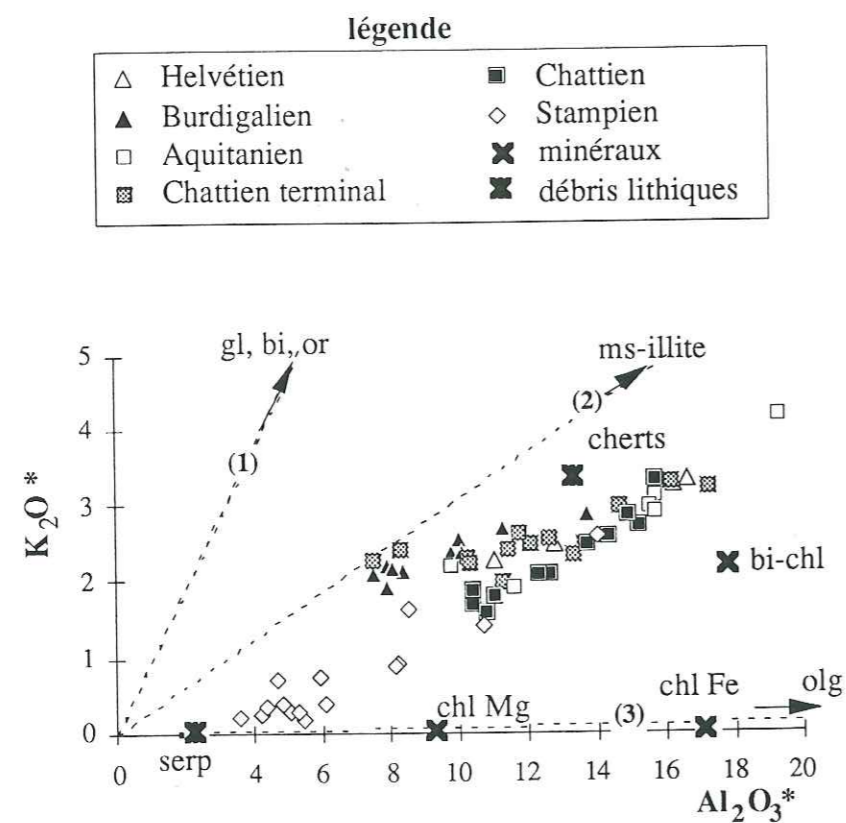


figure V-7 :  $K_2O^*$  en fonction de  $Al_2O_3^*$  et report des compositions moyennes obtenues pour les minéraux et les débris lithiques. Les droites en tirets correspondent à des mélanges entre le quartz et des minéraux potassiques à forts rapports  $K_2O/Al_2O_3$  (glaucionie, biotite, orthose pour la droite 1), des minéraux potassiques à plus faibles rapports  $K_2O/Al_2O_3$  (muscovite, illite, droite 2) ou des minéraux non potassiques (serpentines, chlorites, plagioclases, droite 3).

-  $Na_2O^*$  vs  $Al_2O_3^*$ . La figure V-8 montre que le sodium est contenu par l'albite et les cherts sodiques. Les compositions des cherts peuvent expliquer celles des grès chattiens en accord avec les observations pétrographiques.

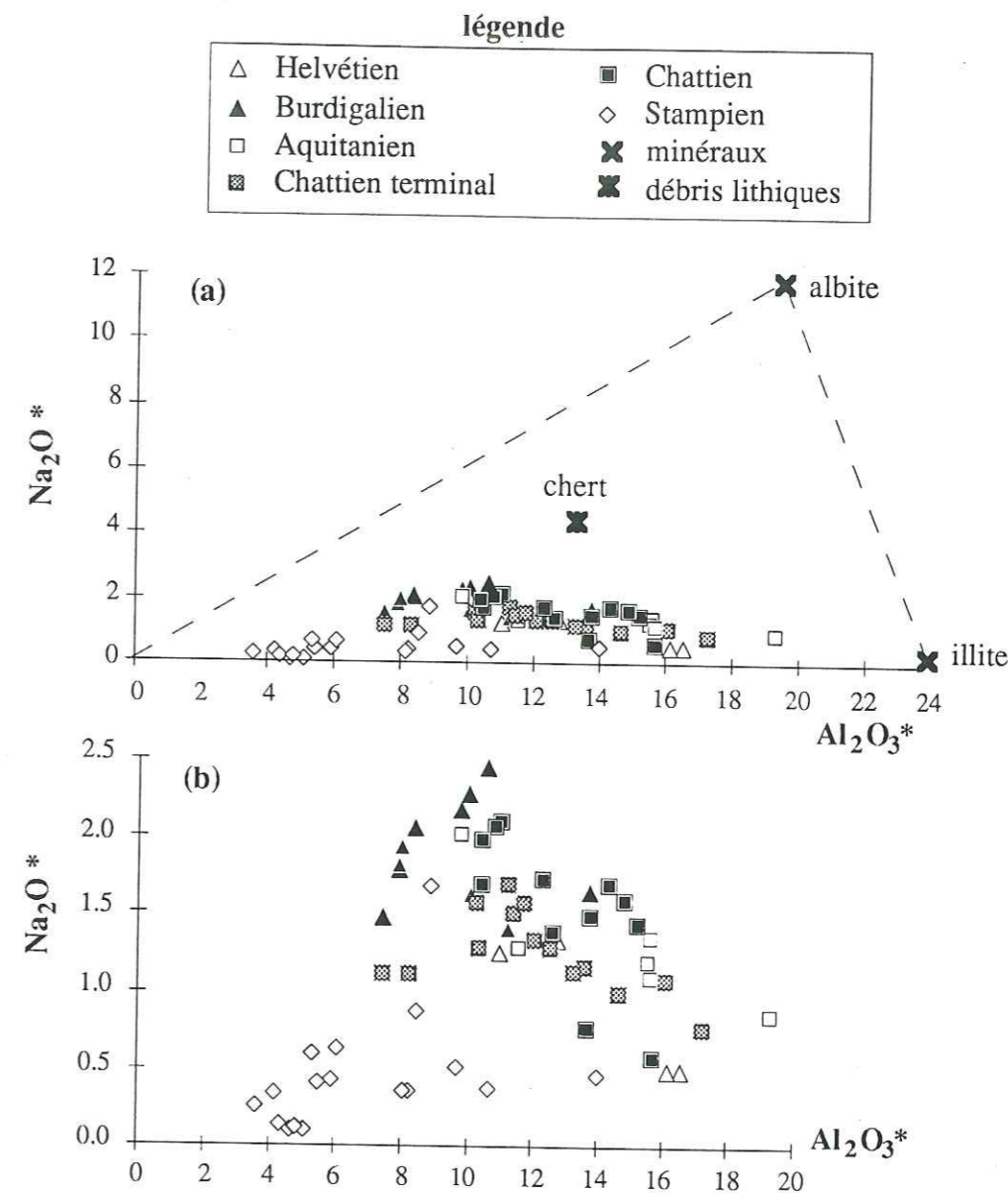


figure V-8 : report de  $Na_2O^*$  en fonction de  $Al_2O_3^*$  et valeurs moyennes des cherts analysés. Le point albite correspond à la valeur théorique de la molécule  $NaSi_3AlO_8$ . Le point illite a une valeur moyenne de 24, % en  $Al_2O_3^*$  (Bailey, 1988) pour une quantité négligeable en  $Na_2O$ . La position des points représentant les compositions des sédiments molassiques suggère en (a) un mélange entre quartz-albite-illite et en (b) l'influence des cherts du fait d'une tendance à l'augmentation des pourcentages en  $Na_2O$  pour  $Al_2O_3$  de 8 à 16% en accord avec les compositions des cherts analysés ( $Al_2O_3$  à  $13 \pm 3\%$ ).

- MgO\* vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* (fig. V-9). Cette figure est présentée pour montrer l'effet de la présence de quelques pour-cent de serpentines ou de chlorites contenant de l'ordre de 30% en MgO sur la composition des grès.

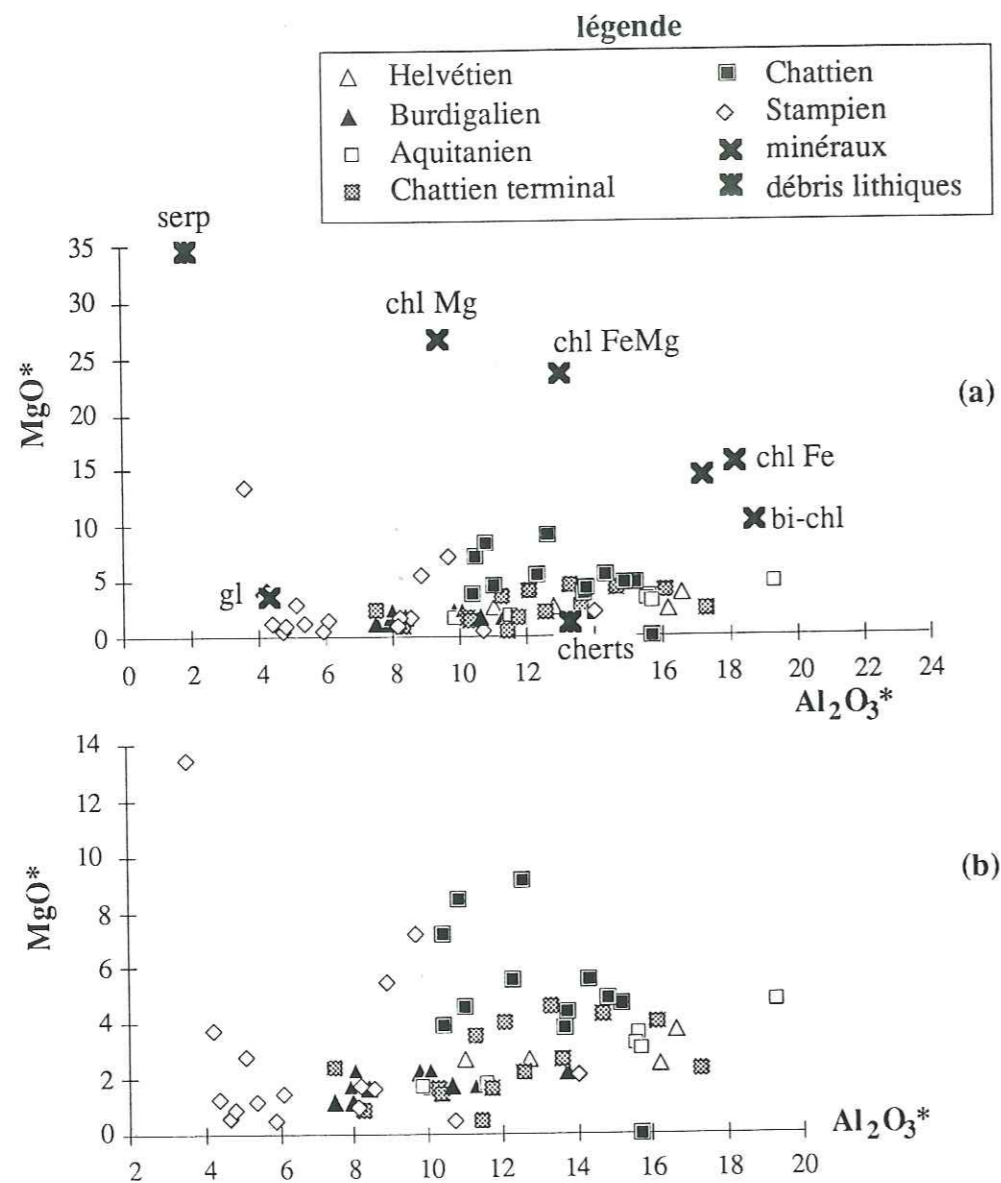


figure V-9 : (a) report de MgO\* en fonction de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* montrant l'influence des serpentines et des chlorites magnésiennes pour les sédiments stampiens et chattiens. (b) agrandissement.

### c- Conclusions.

A ce stade il est possible de préciser les positions des éléments chimiques dans les phases lithiques et minérales qui constituent les sédiments molassiques.

tableau V-a : position des éléments chimiques au sein des différents constituants des grès. La situation est résumée en notant, pour chaque élément majeur, les phases minérales et lithiques qui le contiennent majoritairement ou accessoirement et les éléments traces associés.

	majoritairement dans :	accessoirement dans :	élts. traces associés :
Si	quartz, cherts	silicates	Ba (artefact ?) Terres Rares
Al	argiles à compositions moyennes d'illites	orthoses, albites oligoclases, muscovites biotites chloritisées chlorites alumineuses cherts,	V, Rb, Zr, Terres Rares
Fe	biotites chloritisées chlorites alumineuses oxydes	hydroxydes sulfures (pyrite)	Terres Rares
Mg	débris de serpentines chlorites (Chattien) dolomites (Stampien)	biotites chloritisées dolomites (pour les autres niveau que le Stampien)	Cr, Ni, Co (Chattien) Sr (Stampien)
Ca	calcites dolomites (Stampien)	oligoclases (Aquitanien) argiles	Sr
Na	albites et oligoclases (Aquitanien et Burdigalien) cherts (Chattien)	glaucconies (Burdigalien) argiles plagioclases (Chattien)	Terres Rares
K	illites, orthoses, muscovites	biotites chloritisées	Rb
Ti	ilménites biotites chloritisées		Zr, Terres Rares

### 4 - Relations entre les compositions chimiques et la stratigraphie (analyse en composantes principales en mode Q)

Les analyses multi-variables, portant sur des analyses chimiques de sédiments, ont été proposées pour résoudre des problèmes de corrélations dans des formations détritiques où les méthodes classiquement utilisées (diagraphies par exemple) se sont avérées déficientes (Roser et Korsch, 1988 ; Ehrenberg et Siring, 1992). L'analyse multi-variables proposée ici est une analyse en composantes principales en mode-Q (Miesch 1979 et 1980). Elle résulte de la décomposition vectorielle de la matrice de covariance calculée à partir de la transposée de la matrice utilisée pour l'A.C.P. précédente ou mode-R.



De la même façon que précédemment deux analyses ont été effectuées, l'une avec tous les 64 échantillons gréseux et l'autre en retirant les échantillons stampiens. La figure V-10 montre les résultats de l'analyse pour  $n = 64$ . Les pourcentages de variance des facteurs 1, 2 et 3 sont respectivement 53%, 11% et 9%, soit une somme de 73% pour les trois premiers facteurs.

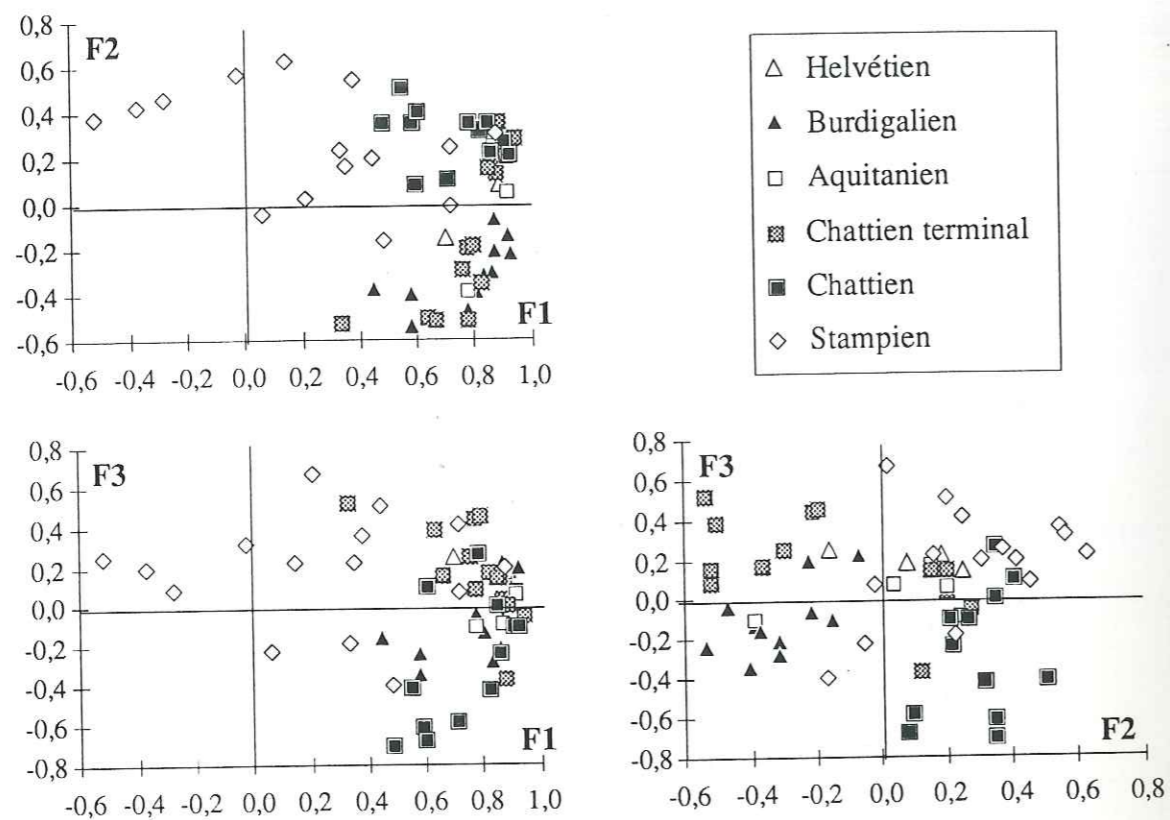


figure V-10 : report deux à deux des trois premiers facteurs de l'A.C.P. en mode Q pour  $n = 64$ . Cette technique de traitement multi-variables offre un outil discriminant pour répondre à des problèmes de corrélations dans les séries gréseuses particulièrement monotones. Même si les facteurs sont difficilement interprétables, le report des points représentant les sédiments molassiques dans le plan F2-F3 offre une répartition stratigraphique indépendante des lithologies.

La figure V-11 montre le résultat de l'analyse pour  $n = 47$ , c'est à dire en retirant les grès stampiens. Les facteurs 1, 2 et 3 représentent respectivement 64, 12 et 8%, soit un total de 84%.

Les facteurs de l'analyse ne reçoivent pas d'explications simples. Notons que les pourcentages de variance sont nettement plus élevés que dans le cas des analyses en mode-R.

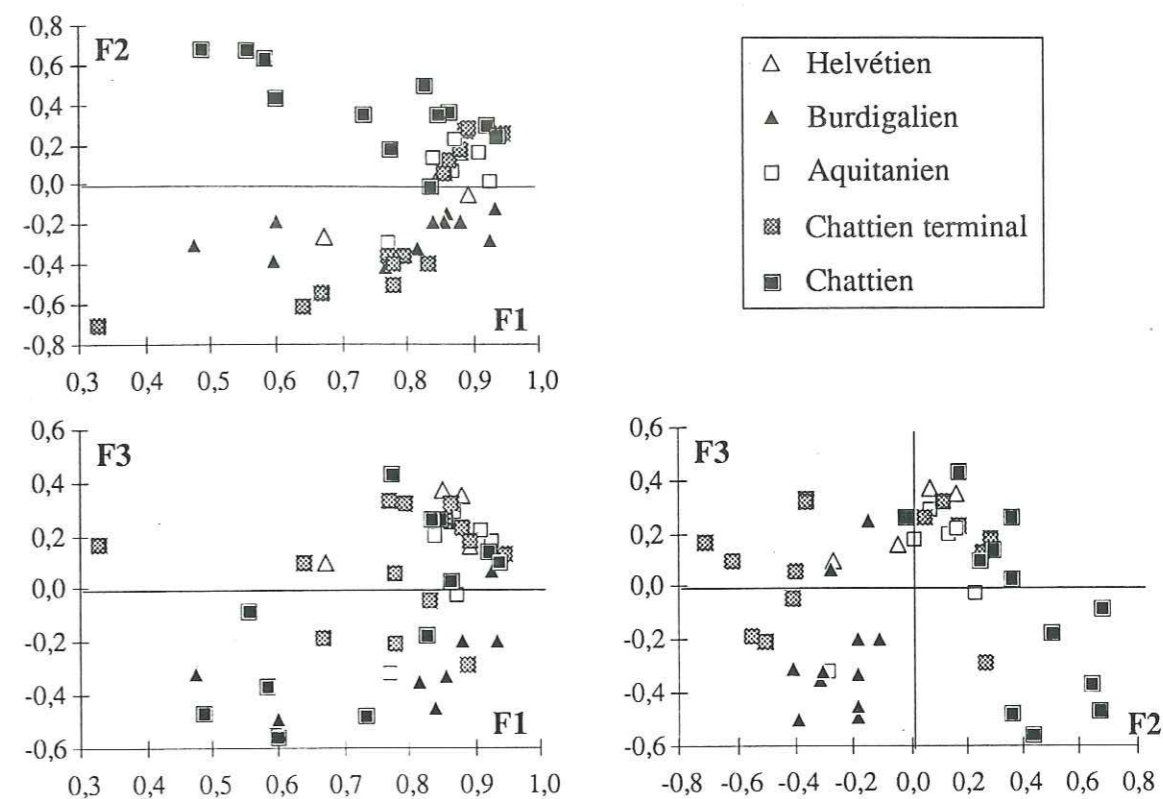


figure V-11: report deux à deux des trois premiers facteurs de l'A.C.P. mode Q-mode pour  $n = 47$ . Ici aussi le report dans le plan F2-F3 montre une répartition stratigraphique. L'utilisation de ce type de traitement discriminant apparaît efficace pour les séries molassiques malgré le faible nombre d'analyses utilisé ici pour ce type de traitements mathématiques.

Les points qui représentent ici les échantillons se répartissent en groupes qui sont plus ou moins cohérents avec les divisions stratigraphiques. Les reports des facteurs 2 et 3 en fonction du facteur 1 montrent des plans d'observations qui ne sont guère discriminants. Par contre le report des échantillons dans le plan défini par les facteurs 2 et 3 offre une classification stratigraphique des échantillons.

Ce type de méthode d'analyse devrait permettre de compléter les corrélations dans ce type de série, ce qui peut être tout à fait pertinent pour des séries anciennes. D'un autre côté, l'application de cette méthode ou d'un autre type de fonction discriminante peut permettre de comparer les données géochimiques de différents bassins tertiaires, par exemple faire le lien entre la sédimentation molassique et les sédimentations contemporaines des autres bassins molassiques alpins externes ou internes, du Fossé Rhénan, du bassin Bressan, des synclinaux jurassiens, etc.

## 5 - Indice d'altération (Chemical Index of Alteration, Nesbitt et Young, 1982).

L'indice C.I.A. a déjà été utilisé lors des analyses multi-variables proposées dans les paragraphes précédents. Il correspond à un indice d'altération proposé par Nesbitt et Young (1982) pour caractériser chimiquement des lutites précambriennes. Il est égal au rapport en proportions moléculaires  $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$  où  $CaO^*$  représente la part de  $CaO$  entrant dans les silicates (Nesbitt et Young, 1982). Les valeurs calculées ici sont des maxima en admettant que la valeur de  $CaO^*$  utilisée est un minimum du fait du mode de calcul de la proportion de calcite et dolomie. Les valeurs de C.I.A. sont présentées dans la figure V-12 sous la forme de profils verticaux et en fonction des pourcentages de quartz, d'illite et de carbonates calculés précédemment.

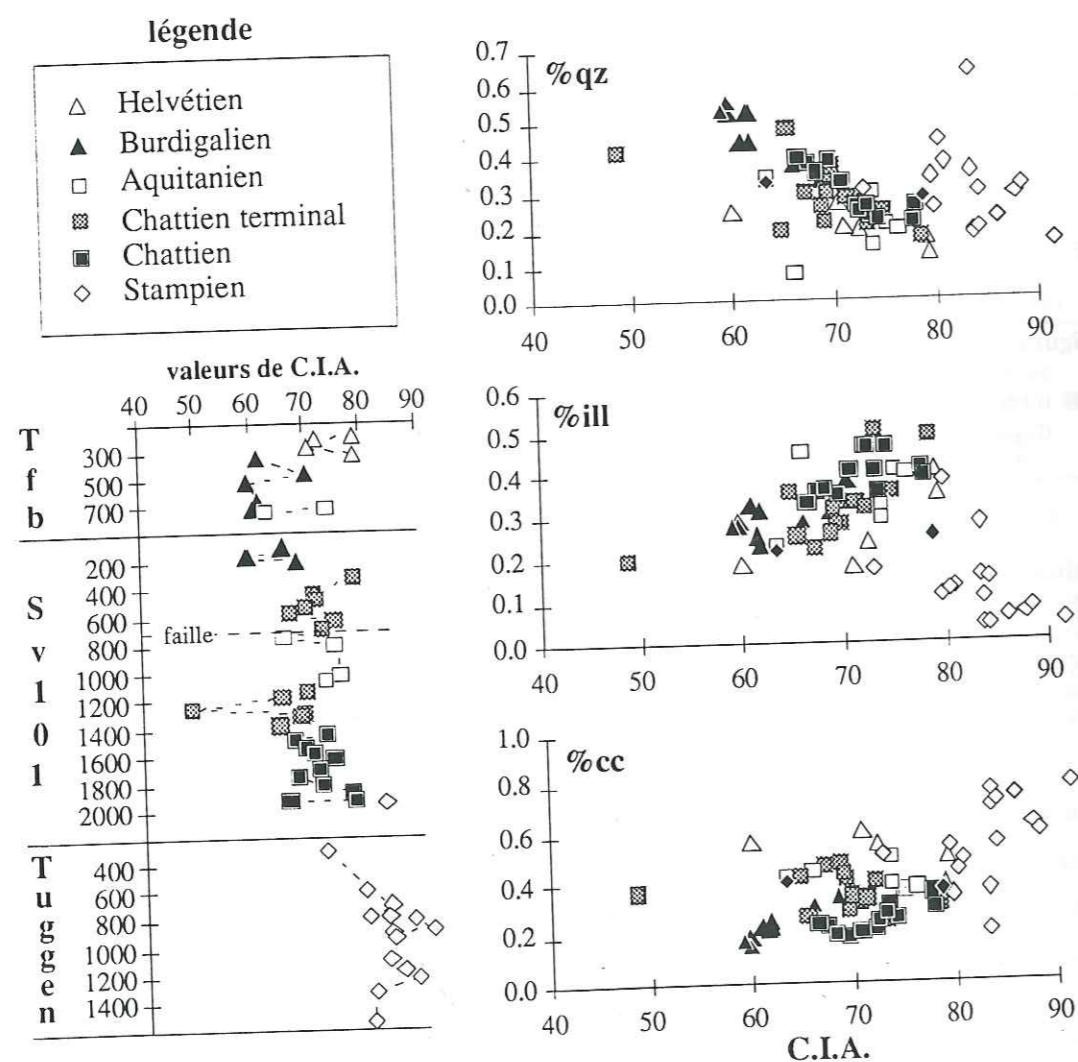


figure V-12 : indice C.I.A. (Nesbitt et Young, 1982) en fonction de la profondeur et comparaison avec les pourcentages des trois constituants des roches sédimentaires quartz-illite-carbonates (voir texte).

Les valeurs obtenues pour les sédiments molassiques sont centrées autour de la valeur de 70, valeur admise pour les sédiments argileux (Nesbitt et Young, 1982). Le report de l'indice d'altération en fonction des constituants quartz, illite et carbonates montre que les faibles valeurs de C.I.A. sont associées aux fortes proportions en quartz et que les fortes valeurs de C.I.A. sont associées aux fortes proportions en illite. L'interprétation habituelle des valeurs de C.I.A. (Nesbitt et Young, 1982) est le degré d'altération des minéraux détritiques ainsi que le type de roches érodées.

Les valeurs calculées pour les grès molassiques grossiers indiquent des minéraux détritiques peu altérés, par exemple des feldspaths (valeur de 50) et la dominance des roches acides granitiques et granodioritiques (entre 45 et 55) dans les formations érodées. L'altération des constituants des roches sources est très faible, les grès molassiques sont des sédiments immatures, c'est à dire des dépôts proximaux avec peu d'effet du cycle sédimentaire.

Les valeurs plus fortes associées aux constituants argileux (proportion d'illite) peuvent témoigner, soit de l'altération qui conduit à la formation des constituants argileux ayant des valeurs de 70 (illite), soit des variations rapides des conditions de sédimentation (Bersier, 1958a et b ; Kissling, 1974), soit d'un effet de sources, notamment du fait de la présence de chlorites (C.I.A. de l'ordre de 100, Nesbitt et Young, 1982).

Dans le cas des grès molassiques, l'importance des débris lithiques amène à suggérer que les valeurs calculées pour l'indice C.I.A. peuvent résulter plus simplement d'un effet de mélange entre :

(1) des constituants à faibles valeurs de C.I.A. (environ 50), représentés par les débris lithiques siliceux, les glauconies et les feldspaths. Notons que les glauconies analysées pour le grès burdigalien Sv-101, 151m fournissent des valeurs de 30 à 37 et que les cherts analysés sont à environ 50.

(2) des constituants à valeurs typiques d'argiles (70 à 75) représentés par l'illite, constituant argileux dominant des grès molassiques et par les muscovites détritiques.

(3) des constituants à fortes valeurs de C.I.A. (supérieures à 70 et jusqu'à 100), représentés par les biotites chloritisées, les chlorites et les débris lithiques de serpentinites.

Du fait, d'une part, des faibles valeurs en C.I.A. associées aux niveaux riches en quartz, synonymes de niveaux plus grossiers et riches en débris lithiques siliceux, et, d'autre part, parce que des variations très rapides des conditions d'altération nous semblent difficiles à concevoir, l'effet de source nous semblent le fait dominant qui caractérise les sédiments molassiques.

Les variations rapides de C.I.A. traduisent les variations rapides des conditions de sédimentation, notamment pour les séries fluviales avec l'alternance rapide de niveaux gréseux riches en minéraux détritiques peu altérés et des niveaux plus argileux où l'illite est le constituant majoritaire. Les variations dans les proportions relatives de carbonates ne semblent pas avoir d'effet sur l'indice C.I.A. en dehors des échantillons stampiens qui montrent de fortes valeurs de C.I.A. qui peuvent résulter à la fois de la prédominance des chlorites parmi les constituants argileux ou d'une sur estimation de C.I.A. par sous estimation de CaO\*.

### B - Cas des carbonates (Calcaires Inférieurs et calcaires crétacés)

Au vue des compositions chimiques en éléments majeurs et en éléments traces, les seules variables géochimiques utilisables pour comparer les Calcaires Inférieurs tertiaires et les Calcaires crétacés du substratum de Sv-101 sont les rapports CaO/MgO et les concentrations en Sr et les profils de terres rares. Les rapports CaO/MgO varient de 30 à 80 pour les Calcaires Inférieurs et de 180 à 420 pour les calcaires crétacés. Les concentrations en Sr sont de l'ordre de 300 ppm pour les Calcaires Inférieurs et sont inférieures à 100 ppm pour les calcaires crétacés. Ces différences peuvent s'interpréter comme le résultat de la diagenèse qui fractionne de façon importante les rapports Sr/Ca. (Baker et al., 1982 ; Richter et De Paolo, 1987). Les Calcaires Inférieurs sont très peu diagenétisés et on peut penser qu'ils continuent à libérer des fluides riches en Sr qui contribuent au budget du Sr pour les roches détritiques terrigènes sous- et sus-jacentes.

Le point important est la comparaison des profils de Terres Rares (normalisés par rapports aux N.A.S.C., Goldstein et Jacobsen, 1988b). La figure V-13 montre des profils plats pour les Calcaires Inférieurs.

Les rapports entre les Terres Rares légères et lourdes sont semblables à ceux obtenus pour les sédiments détritiques de la série molassique.

Pour les calcaires crétacés les profils des Terres Rares montrent un enrichissement en Terres Rares lourdes et une anomalie négative en Ce plus grande que dans le cas des Calcaires Inférieurs. Ces profils sont comparables à ceux reportés pour les eaux marines et pour divers types de sédiments chimiques marins (Elderfield et Greaves, 1981 et 1982 ; Goldstein et Jacobsen, 1988b ; Grandjean et al., 1988). Les concentrations en Terres Rares peuvent donc être utilisées pour différencier les carbonates continentaux (profils de type shales) des carbonates marins, qui possèdent des profils d'eau de mer.

Puisque les Terres Rares ne paraissent pas fractionnées dans le cas de la sédimentation lacustre des Calcaires Inférieurs, une conclusion logique est que les rapports  $Gd_N/Yb_N$ , supérieurs à 1 pour les lithologies gréseuses, reflètent davantage l'existence de sources enrichies en Terres Rares lourdes (sédiments chimiques et marins) plutôt qu'un effet du cycle sédimentaire s.l. dans un environnement chimique riche en carbonates.

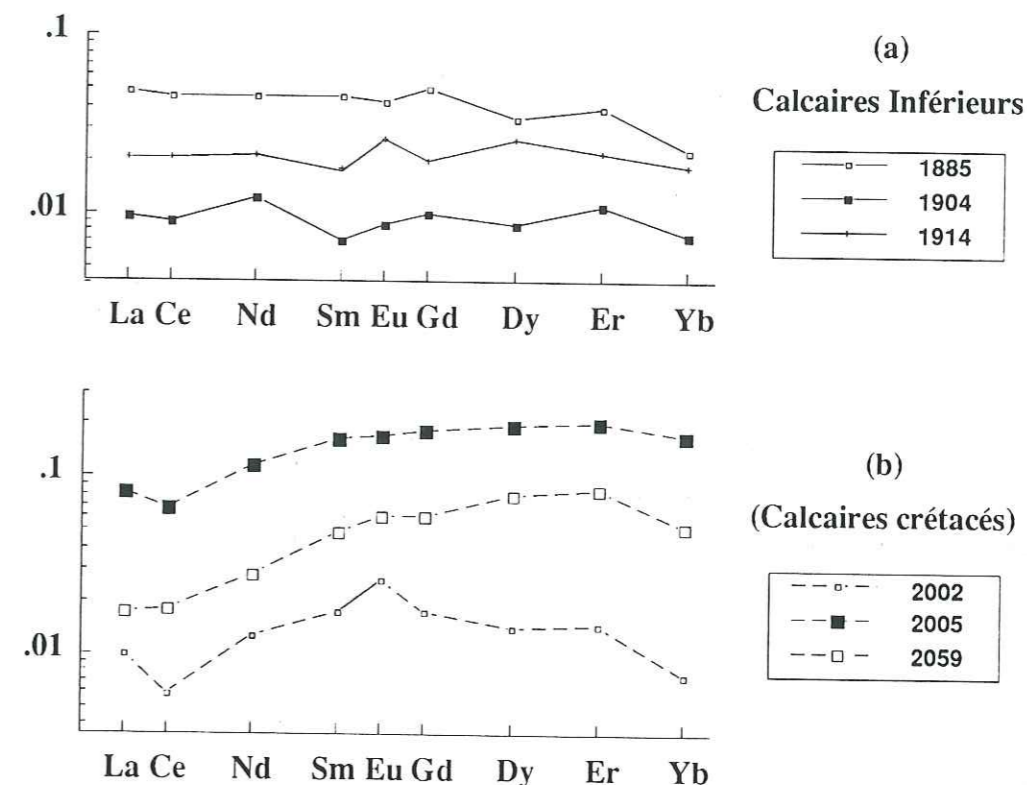


figure V-13 : profils des Terres Rares (normalisation par rapports aux N.A.S.C., Goldstein et Jacobsen, 1988b). Les deux figures sont à la même échelle.  
 (a) Calcaires Inférieurs chattiens montrant des profils plats (dépôts continentaux lacustres).  
 (b) Calcaires crétacés avec fractionnement important des Terres Rares et anomalies négatives en Ce comparables aux profils d'eaux marines (calcaires marins).  
 Pour ces six échantillons les Terres Rares ont été analysées par ICP-MS.

### C - Les galets des conglomérats de T.f.b.

Les résultats en éléments majeurs, éléments traces et Terres Rares sont reportés respectivement dans les tableaux V-5, 6 et 7 reportés en fin de chapitre. Les résultats sont présentés de façon très succinctes. Les compositions géochimiques des galets nous intéresseront davantage au chap. VI et seront utilisées dans les diagrammes de mélange utilisant les compositions chimiques et isotopiques.

## 1 - Galets des roches sédimentaires

Quatre galets de roches sédimentaires, prélevés dans les conglomérats burdigaliens de T.f.b., ont été analysés :

Ga 2 : grès calcaire et feldspathique : SiO<sub>2</sub> à 29%, CaO de 36%, les éléments traces sont peu abondants (citons Ba = 172 , Cr = 37 et Zr =102 ppm).

Ga 4 : grès calcaire, SiO<sub>2</sub> de 51%, CaO à 26%. Les concentrations en éléments traces sont inférieures ou égales à 15 ppm.

Ga 5 : calcaire gréseux, SiO<sub>2</sub> à 24% et CaO à 42%. Les concentrations en éléments traces sont également inférieures à 15 ppm, sauf pour Th (23 ppm) et pour Y (21 ppm).

Ga 6 : calcaire dolomitique, SiO<sub>2</sub> à 2%, CaO de 33% et MgO à 19%. Les concentrations en éléments traces sont inférieures à 20 ppm sauf pour Ni (20 ppm) et Zn (27 ppm).

## 2 - Galets de compositions granitiques

Les granites, prélevés en galets dans les niveaux conglomératiques de T.f.b., sont tous des mélanges quartzo-feldspathiques avec une faible quantité de phyllosilicates, essentiellement biotites et/ou chlorites. Ils diffèrent par les proportions relatives des tectosilicates et par le type de feldspaths. L'analyse des résultats et le calcul des compositions normatives (norme C.I.P.W., tableau V-8) nous conduit à séparer ces granites en deux populations :

- groupe 1 : groupe important où les roches sont dominées par l'assemblage quartz et feldspaths alcalins et sont caractérisées par des concentrations en SiO<sub>2</sub> de 74 à 79% et de 11 à 14% pour Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Les rapports K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O varient de 0,8 à 1,5. Ce groupe comporte la totalité des granites analysés à l'exception de g4 et g8.

- groupe 2 : formé de g4 et g8 qui sont des granites plus riches en plagioclases avec des compositions de 70 et 60% pour SiO<sub>2</sub>, et de 14 et 19% pour Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Les rapports K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O sont de 0,05 et 0,18 et la somme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO proche de 5%.

Les teneurs en éléments traces sont relativement faibles à l'exception du Ba (15 à 102 ppm), du Rb (130 à 280 ppm) et du Zr (101 à 149 ppm) pour le premier groupe. Comparativement les granites à plagioclases g4 et g8 ont respectivement des concentrations de 69 et 343 ppm pour le Ba, 5 et 30 ppm pour le Rb, associées à de fortes concentrations en Sr (101 et 264 ppm) et de 49 et 70 ppm pour le Zr. Ils sont légèrement plus riches en éléments de transition du fait de la présence de quelques silicates ferro-magnésiens (biotites et chlorites).

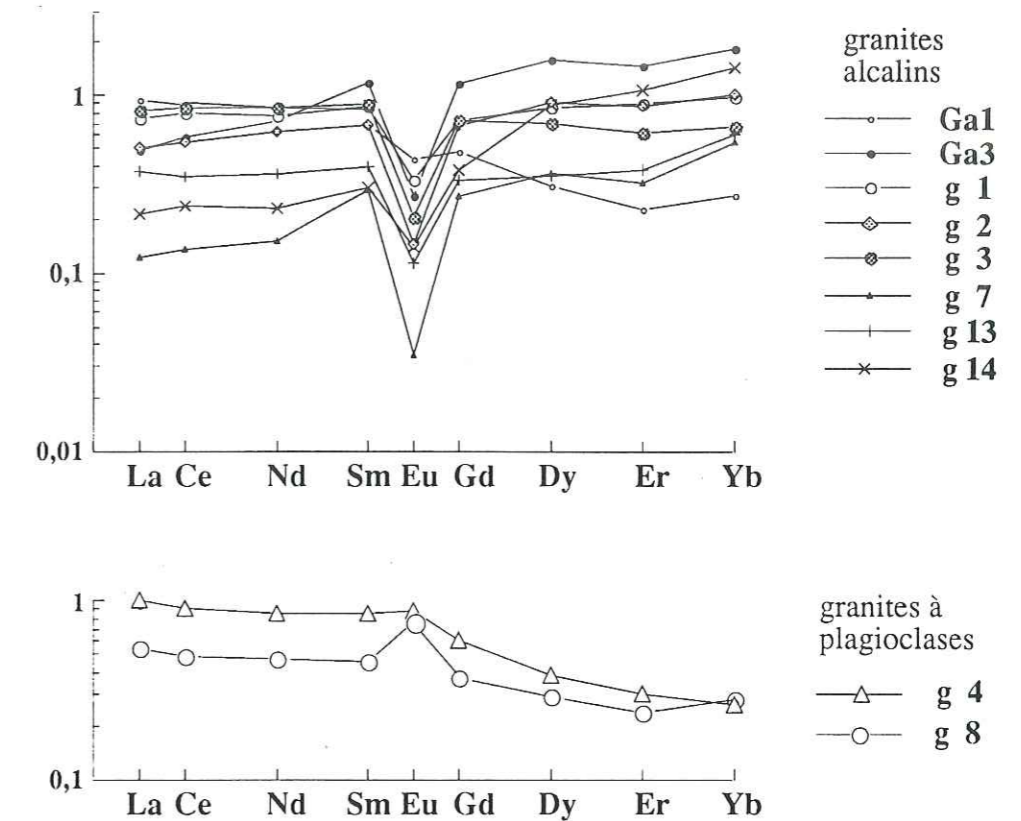


figure V-14 : profils des Terres Rares après normalisation par rapport aux N.A.S.C. (Goldstein et Jacobsen, 1988b).

Les profils des granites alcalins sont presque plats ou avec un très léger enrichissement en Terres Rares lourdes et ils montrent de fortes anomalies négatives pour l'Eu pour la plupart des roches analysées.

Les granites plus riches en plagioclases sont légèrement enrichis en Terres Rares légères (La à Sm) et montrent des anomalies positives en Eu.

Les Terres Rares varient par les valeurs brutes des concentrations, par les rapport La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> et par l'anomalie en Eu. La figure V-14 montre les profils de Terres Rares (normalisation par rapport aux N.A.S.C., Goldstein et Jacobsen, 1988b). La figure V-15 suggère que l'anomalie en Eu\* est sous le contrôle des plagioclases (Boher, 1991).

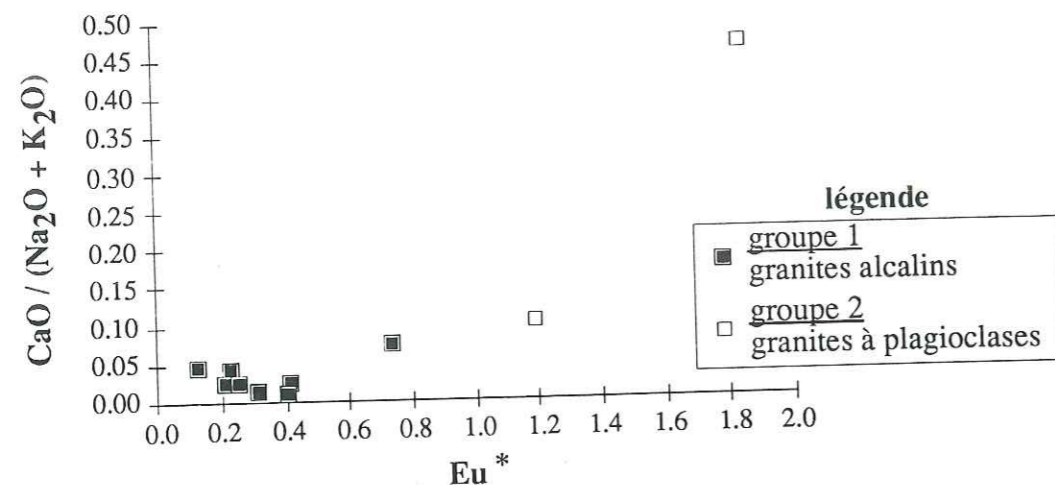


figure V- 15 : le report du rapport  $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  en fonction de l'anomalie en Eu discrimine deux groupes de granites. La corrélation entre l'enrichissement en CaO par rapport aux alcalins et l'anomalie en Eu suggère fortement un contrôle de l'Eu par les plagioclases (Boher, 1991).

#### D - Conclusions

L'analyse géochimique est une méthode efficace pour l'étude des sédiments molassiques. Si Kissling (1974) écrit que se sont les études litho-stratigraphiques qui ont livré les meilleurs résultats pour l'étude des séries molassiques, nous ajouterons que l'étude géochimique est également un outil très performant, les compositions chimiques étant la somme des compositions des éléments constitutifs des grès. Les concentrations obtenues pour les différents éléments ont de plus l'avantage d'offrir une vue complète de la sédimentation molassique sans faire abstraction d'aucunes phases.

Les principaux résultats sont rapidement résumés, soit de bas en haut :

- **Molasse Marine Inférieure** (Stampien à Chattien inférieur), représentée essentiellement par le forage de Tuggen, elle montre des grès calcaires et dolomitiques relativement purs, la somme  $\text{SiO}_2+\text{CaO}+\text{MgO}+\text{CO}_2$  variant de 80 à 98%.

- **Molasse d'Eau Douce Inférieure** (Chattien et Aquitanien)

Les compositions sont différentes pour les parties inférieure (Chattien) et supérieure (Aquitanien). Ces deux niveaux sont séparés par les niveaux du Chattien terminal, de compositions intermédiaires, comprenant une centaine de mètres de formations riches en intercalations carbonatées équivalentes des Calcaires d'Eau Douce et Dolomies (Kissling, 1974 ; Berger, 1986), puis par 200 mètres de formations gréseuses qui annoncent les caractères qui domineront pendant l'Aquitanien (Grès et

Marnes Gris à gypse, Kissling, 1974). Notons ici que les échantillons prélevés à proximité des limites montrent des caractères mixtes attribués au type de sédimentation fluviale avec remobilisation des niveaux sous-jacents (sédimentation cyclothématique, Bersier, 1958a et b). Les faits essentiels sont :

- **Chattien s.s.** : (Marnes bariolées, Kissling, 1974), série caractérisée par un fort pourcentage en MgO associé à de fortes teneurs en Cr et en Ni. La richesse relative en chlorites explique ces compositions et la richesse en Cr et Ni autorise à suspecter une origine basique pour ces chlorites. L'abondance relative en  $\text{Na}_2\text{O}$  est expliquée par la présence de débris lithiques de cherts sodiques.

- **Chattien terminal** : (Calcaires d'Eau Douce et Dolomies et Grès et Marnes Gris à gypse, Kissling, 1974), série caractérisée par la succession de deux niveaux très différents. Les grès oligocènes du sommet annoncent les caractères pétrographiques et géochimiques de la sédimentation qui dominera à l'Aquitanien.

- **Aquitanien** : (Molasse grise de Lausanne, Kissling, 1974). Elle montre principalement une augmentation des teneurs en  $\text{CaCO}_3$ , en Sr et également pour des éléments comme le Zr et les Terres Rares liés au recyclage de formations granitoïtiques. Elle se définit surtout par rapport au Chattien s.s. par la disparition des chlorites magnésiennes et chromifères.

- **Molasse Marine Supérieure**

- **Burdigalien** : les grès verts burdigaliens se distinguent par leur caractère plus gréseux et plus alcalin. Le caractère plus alcalin témoigne de la présence de glauconies ( $\text{K}_2\text{O}$ ) et de l'abondance des plagioclases ( $\text{Na}_2\text{O}$ ).

- **Helvétien** : série marno-gréseuse à calcaréo-gréseuse qui annonce une régression généralisée et les séries de la Molasse d'Eau Douce Supérieure non étudiées ici.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 63 54 21 - Fax 04 76 51 40 58  
 Mail : pjalour@ujf-grenoble.fr

19 AOÛT 2003

Annexe au chapitre V

**Tableaux des compositions chimiques** (tableaux V- 1 à 8 des pages suivantes).

**tableau V-1a** : concentrations en éléments majeurs exprimées en pourcentages de poids d'oxydes et recalculées pour une somme égale à 100.

**tableau V-1b** : concentrations en éléments majeurs calculées pour les phases carbonatées et détritiques silicatées. La soustraction de la contribution des carbonates se fait en exprimant le carbonate sous forme de :

- calcite (CaO + CO<sub>2</sub>) si CaO >  $56/44 \cdot CO_2$ . Tout le CO<sub>2</sub> est dans CaCO<sub>3</sub> et CaO\* est le CaO appartenant aux phases détritiques silicatées (CaO\* = CaO -  $56/44 \cdot CO_2$ ).

- calcite et dolomite (CaO + MgO + CO<sub>2</sub>) si CaO <  $56/44 \cdot CO_2$ . Tout le CaO est contenu dans les calcites, le CO<sub>2</sub> en excès est combiné avec MgO pour former MgCO<sub>3</sub>, MgO\* exprime le MgO des phases silicatées (MgO\* = MgO -  $40,3/44 \cdot [CO_2 - 44/56 \cdot CaO]$ ).

Puis les pourcentages en poids d'oxydes des phases silicatées sont recalculées pour une somme de 100% (la notation \* en exposant indiquera par la suite l'utilisation de ces valeurs).

**tableau V-2** : concentrations en éléments traces. Les concentrations en Rb et Sr sont obtenues par dilution isotopique.

**tableau V-3** : concentrations en Terres Rares avec les restrictions exposées dans le chapitre III. Pour les rapports La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>, La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> et Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>, l'indice N fait référence à la normalisation par rapport aux N.A.S.C. (North American Shales Composites, Goldstein et Jacobsen, 1988 b). Pour les deux Terres Rares à double valence (Ce<sup>3+</sup> ou 4<sup>+</sup> ; Eu<sup>2+</sup> ou 3<sup>+</sup>) les anomalies sont reportées, soit :

$$Ce^* = 3 Ce_N / (2 La_N + Nd_N) \quad \text{et} \quad Eu^* = 2 Eu_N / (Sm_N + Gd_N)$$

**tableau V-4** : concentrations obtenues à la microsonde électronique pour des débris lithiques et des minéraux de sédiments choisis dans le forage Sv-101. Les valeurs moyennes obtenues pour les différents constituants sont insérées dans le texte lors de la discussion des données.

**tableau V-5** : compositions en éléments majeurs des galets des conglomérats burdigaliens de Suisse Centrale (forage de Tiefenbrunnen).

**tableau V-6** : concentrations en éléments traces des galets de T.f.b.

**tableau V-7** : concentrations en Terres Rares des galets de T.f.b.

**tableau V-8** : compositions normatives des galets granitiques de T.f.b.

**Tableau V-1a** : compositions chimiques en éléments majeurs (pourcentages en poids d'oxydes, Service d'Analyses du C.R.P.G.).

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
<b>Tiefenbrunnen</b>													
<b>O.M.M. Helvétique</b>													
193	30,19	8,39	3,65	0,08	6,88	21,88	0,25	1,67	0,35	0,11	22,61	2,74	1,20
217	31,28	5,74	2,12	0,04	7,89	23,01	0,60	1,12	0,29	0,06	25,35	1,61	0,90
277	29,48	4,38	1,49	0,04	7,85	25,78	0,50	0,91	0,20	0,07	27,64	1,19	0,48
318	37,20	9,80	4,04	0,06	5,37	17,54	0,30	1,96	0,43	0,08	18,00	3,01	2,21
<b>O.M.M. Burdigalien</b>													
340	64,87	6,16	1,53	0,04	1,72	11,50	1,38	1,47	0,17	0,04	9,97	0,91	0,23
349	63,31	5,63	1,39	0,05	2,14	12,28	1,11	1,57	0,15	0,06	11,07	0,96	0,28
457	46,41	9,25	3,48	0,08	3,66	15,74	1,11	1,93	0,43	0,20	14,73	2,27	0,73
518	65,78	6,79	2,02	0,03	2,16	9,65	1,66	1,72	0,20	0,10	8,53	1,08	0,30
665	59,05	7,55	2,90	0,05	3,33	10,94	1,67	1,82	0,34	0,16	10,39	1,41	0,38
713	59,77	7,72	2,42	0,06	2,87	11,09	1,76	1,95	0,25	0,13	10,42	1,33	0,23
<b>U.S.M. Aquitainien</b>													
717	31,16	7,84	3,66	0,08	9,43	18,95	0,68	1,56	0,39	0,13	23,20	2,25	0,66
736	45,24	5,65	1,58	0,04	5,33	18,72	1,16	1,26	0,22	0,06	19,40	1,04	0,31
<b>SaVole - 101</b>													
<b>O.M.M. Burdigalien</b>													
100	51,49	6,90	2,85	0,07	2,64	16,42	1,11	1,62	0,25	0,08	14,09	1,64	0,84
148	68,84	6,67	2,16	0,03	1,62	8,53	1,54	1,86	0,14	0,05	6,88	1,16	0,53
151	66,37	6,64	2,38	0,04	1,97	9,57	1,60	1,79	0,15	0,08	7,60	1,17	0,63
192	47,88	7,34	2,52	0,07	2,40	18,07	0,91	1,75	0,34	0,07	15,61	1,75	1,31
<b>U.S.M. Chattien allochtone</b>													
315	41,30	11,78	4,66	0,07	2,83	16,24	0,53	2,20	0,54	0,11	14,15	3,08	2,51
431	45,19	8,02	2,90	0,07	4,28	16,87	0,89	1,64	0,46	0,10	14,98	2,15	2,44
474	42,90	7,58	2,46	0,08	1,97	21,52	0,78	1,54	0,40	0,11	17,59	1,93	1,16
520	51,00	7,95	3,20	0,07	3,04	15,90	1,20	1,39	0,28	0,08	13,07	2,08	0,73
566	40,98	5,42	1,10	0,08	1,86	25,16	0,83	1,22	0,35	0,07	20,87	1,15	0,89
619	42,40	8,53	3,64	0,11	2,72	19,66	0,73	1,56	0,34	0,10	16,58	2,44	1,19
682	45,89	12,11	4,52	0,11	3,00	14,16	0,81	2,46	0,52	0,08	10,91	3,49	1,93
<b>U.S.M. Aquitainien</b>													
736	29,93	10,92	3,81	0,24	2,70	25,53	0,49	2,37	0,39	0,08	19,04	2,97	1,53
798	40,89	9,78	2,97	0,08	2,62	20,04	0,76	1,87	0,39	0,10	16,33	2,80	1,36
1015	39,44	9,67	3,98	0,11	2,82	20,34	0,68	1,78	0,44	0,08	16,95	2,54	1,17
1055	44,96	7,07	3,32	0,12	2,80	19,80	0,79	1,15	0,29	0,08	17,36	1,80	0,46
<b>U.S.M. Chattien</b>													
1131	50,55	6,69	1,41	0,08	1,62	18,95	0,83	1,43	0,32	0,06	15,61	1,47	0,97
1185	60,29	6,06	1,31	0,05	1,18	14,41	0,81	1,76	0,20	0,06	11,91	1,20	0,77
1251	51,03	4,79	1,61	0,08	1,53	21,36	0,72	1,44	0,16	0,04	15,78	0,97	0,48
1295	43,86	6,68	2,29	0,07	2,69	20,52	0,88	1,41	0,32	0,10	18,73	1,52	0,94
1314	39,15	6,19	1,46	0,08	2,00	25,16	0,83	1,37	0,30	0,05	20,99	1,38	1,05
1323	37,35	7,59	3,52	0,13	2,64	24,49	0,64	1,34	0,34	0,08	18,82	2,23	0,83
1371	36,96	8,63	3,09	0,10	2,54	24,02	0,59	1,75	0,36	0,07	18,06	2,47	1,38
1442	41,03	8,65	4,75	0,11	8,07	15,46	0,95	1,44	0,39	0,10	14,12	3,77	1,15
1473	55,53	8,55	3,36	0,10	3,86	12,23	1,63	1,38	0,28	0,07	9,92	2,38	0,71
1526	55,45	8,45	4,13	0,08	6,14	10,30	1,37	1,37	0,32	0,08	8,42	3,06	0,84
1566	53,12	9,78	4,52	0,10	4,89	10,98	1,37	1,66	0,40	0,08	9,14	3,14	0,82
1605	45,43	11,16	5,14	0,12	4,22	14,02	1,06	2,00	0,52	0,13	11,83	3,39	0,99
1690	48,99	11,21	4,95	0,08	5,17	11,21	1,33	2,01	0,52	0,14	9,68	3,48	1,22
1743	53,13	8,69	4,23	0,12	7,00	10,80	1,66	1,27	0,30	0,06	8,73	3,21	0,80
1811	47,64	11,16	4,66	0,08	4,53	12,88	1,20	2,15	0,52	0,13	11,08	3,03	0,95
1861	42,13	9,99	4,92	0,02	2,16	17,12	0,37	2,12	0,59	0,13	16,42	2,69	1,33
1885	1,20	0,38	0,25	-	0,68	54,85	-	0,03	-	-	43,05	n.d.	n.d.
1904	0,75	0,53	0,02	-	0,89	54,07	-	-	-	-	42,43	1,31	n.d.
1914	0,63	0,12	0,16	-	2,02	53,68	-	-	-	-	42,13	1,25	n.d.
1921	55,73	7,93	2,99	0,08	3,69	12,55	1,51	1,42	0,22	0,03	10,63	2,16	1,06
1922	46,07	9,51	3,65	0,06	4,96	14,43	0,53	1,72	0,51	0,08	13,81	2,95	1,72
<b>U.M.M. Stampien</b>													
1952	70,81	3,72	1,06	-	0,63	11,27	0,08	0,56	0,34	-	9,08	1,33	1,12
<b>Eocène</b>													
1988	87,21	7,12	1,67	-	-	-	-	0,03	0,60	-	0,39	2,62	0,35
<b>Crétacé</b>													
2002	1,42	0,92	0,03	-	0,22	54,30	-	-	-	0,07	42,61	0,43	n.d.
2005	1,29	0,45	0,20	-	0,13	55,35	-	-	0,02	-	43,44	n.d.	n.d.
2059	1,53	1,10	0,11	-	0,29	53,80	-	0,03	0,02	0,06	42,22	0,85	n.d.
<b>Tuggen</b>													
305	39,76	4,22	1,49	0,07	3,96	24,55	0,44	0,80	0,17	0,05	22,71	1,19	0,60
587	39,84	2,69	0,79	0,02	6,09	23,59	0,20	0,34	0,10	0,03	24,95	0,93	0,44
696	24,17	2,48	1,09	0,11	5,54	33,20	0,11	0,28	0,11	0,03	31,55	0,98	0,35
771 M	44,18	9,18	4,04	0,04	5,28	14,82	0,30	1,69	0,50	0,10	15,88	2,80	1,19
771 G	20,33	0,99	0,50	0,08	8,60	33,76	0,08	0,06	0,04	0,02	34,92	0,43	0,20
802	33,12	1,62	0,67	0,04	7,43	27,09	0,05	0,13	0,07	0,02	28,85	0,70	0,21
873	18,44	1,09	0,48	0,03	13,59	28,78	0,02	0,06	0,04	-	36,79	0,52	0,16
895	37,49	3,67	1,07	0,05	6,55	23,54	0,16	0,40	0,17	0,03	25,15	1,18	0,55
940	21,55	1,00	0,47	0,08	11,12	31,79	0,07	0,06	0,04	-	32,99	0,62	0,20
1083	49,23	6,71	2,15	0,04	3,48	17,18	0,24	0,88	0,38	0,07	16,96	2,08	0,62
1165	25,70	1,41	0,61	0,08	6,14	31,12	0,11	0,05	0,05	-	34,13	0,46	0,15
1225	35,63	1,94	0,92	0,03	7,88	24,73	0,05	0,16	0,07	0,02	27,62	0,76	0,20
1328	44,06	3,09	1,01	0,04	5,36	22,13	0,32	0,20	0,07	0,02	22,42	1,02	0,28
1549	49,69	2,98	0,60	0,06	5,79	18,77	0,34	0,16	0,06	-	20,37	0,95	0,25
<b>Pra (O.M.M.)</b>													
34,31	4,59	1,01	0,04	0,73	31,80	1,06	1,23	0,07	0,01	24,96	0,18	n.d.	
<b>Hettes (U.S.M.)</b>													
46,82	9,81	4,11	0,16	3,14	16,01	1,07	1,71	0,56	0,13	12,56	3,93	n.d.	
<b>Ver (U.S.M.)</b>													
1,04	0,20	0,43	0,10	0,85	54,58	0,01	-	0,01	0,01	42,83	n.d.	n.d.	
<b>Ogoz (U.S.M.)</b>													
41,55	6,10	3,04	0,07	4,56	20,71	0,32	1,03	0,34	0,05	16,25	5,97	n.d.	
<b>Bir (U.M.M.)</b>													
44,32	5,34	1,63	0,10	3,30	22,27	1,01	1,31	0,17	0,03	17,48	3,03	n.d.	
<b>Tor (Eocène)</b>													
82,60	10,22	0,79	-	0,32	0,26	-	-	0,56	0,03	-	0,20	5,01	n.d.

- limite analytique à 0,01% ; n.d. pour non déterminé ; numérotation des échantillons des forages par leurs profondeurs. L'échantillon Tuggen à 771 mètres montre un contact Marne - Grès notés respectivement M et G.









Tableau V-5 : compositions chimiques en éléments majeurs pour les galets des conglomérats de Tiefenbrunnen (pourcentages en poids d'oxydes, Service d'Analyses du C.R.P.G.).

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
<b>R. sédimentaires</b>													
à 342 mètres													
Ga 2 (grès calc felds)	28,64	3,28	1,54	0,08	0,69	35,66	0,59	0,86	0,10	0,07	28,02	0,46	n.d.
Ga 4 (grès calc)	51,57	0,34	0,40	-	0,39	26,38	0,04	-	-	-	20,73	0,15	n.d.
Ga 5 (calc gréseux)	24,02	0,13	0,19	-	0,34	42,18	-	-	-	-	33,14	-	n.d.
Ga 6 (calc dolo)	2,11	0,81	0,64	0,02	19,14	32,93	0,05	-	-	0,06	25,88	18,36	n.d.
<b>Granites</b>													
à 342 mètres													
Ga 1	76,43	12,46	1,03	-	0,06	0,64	3,66	5,09	0,08	0,03	0,50	0,02	n.d.
Ga 3	78,64	11,02	1,18	-	0,08	0,34	3,42	4,52	0,05	-	0,27	0,48	n.d.
à 349 mètres													
g 1	76,88	12,02	1,13	-	0,20	0,22	3,55	5,10	0,06	0,04	0,21	0,45	0,14
g 2	78,50	11,73	0,67	-	0,10	0,19	4,59	3,68	0,05	-	0,17	0,24	0,08
g 3	78,70	11,46	1,08	-	0,05	0,20	4,27	3,82	0,06	-	0,09	0,19	0,07
g 4	70,25	14,20	3,59	0,05	1,95	0,68	6,40	0,32	0,40	0,11	0,19	1,71	0,15
g 7	74,68	14,07	0,80	0,05	0,08	0,40	4,80	4,33	0,02	0,16	0,08	0,40	0,13
g 8	60,32	19,39	3,86	0,04	2,25	3,22	5,90	1,06	0,34	0,20	0,19	2,44	0,80
g 13	78,12	11,54	0,97	-	0,08	0,12	3,93	4,37	0,07	0,03	0,25	0,39	0,12
g 14	77,08	11,54	2,02	-	0,06	0,07	3,75	4,82	0,05	-	0,15	0,31	0,16

mêmes conditions que le tableau V-1a.

Tableau V-6 : concentrations en éléments traces en ppm (Service d'Analyses du C.R.P.G.).

	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Sc	Th	V	Y	Zn	Zr	Rb	Sr
<b>R. sédimentaires</b>																
à 342 m																
Ga 2 (grès calc felds)	172	0,5	8	37	8	8	-	18	15,5	25	17	26	16	102	32,77	705,03
Ga 4 (grès calc)	12	-	6	7	5	-	-	11	12,1	15	-	12	-	12	2,93	767,23
Ga 5 (calc gréseux)	8	-	7	6	5	8	5	10	15,1	23	-	21	-	9	0,93	939,32
Ga 6 (calc dolo)	-	-	9	6	7	13	-	20	15,3	18	12	18	27	8	2,16	160,22
<b>Granites</b>																
à 342 m																
Ga 1	102	0,8	-	-	-	19	-	-	1,7	10	-	6	25	149	132,97	30,37
Ga 3	15	1,8	-	-	-	16	9	-	1,1	24	-	35	24	141	282,85	13,85
à 349 m																
g 1	65	2,6	1	4	4	19	11	7	2,2	18	3	28	21	119	254,43	10,18
g 2	31	3,1	1	4	3	21	11	6	1,0	11	1	31	4	107	163,22	5,52
g 3	39	1,3	0	11	2	20	9	17	1,2	41	4	21	3	107	143,71	11,10
g 4	69	1,3	7	14	5	15	9	55	5,8	11	33	11	53	137	14,31	100,55
g 7	30	0,6	-	10	-	8	-	-	2,0	7	-	10	14	70	246,50	20,41
g 8	343	0,8	9	18	5	8	-	14	7,4	5	31	9	52	148	16,81	263,63
g 13	54	1,8	-	8	9	7	14	8	1,1	10	-	8	21	49	203,94	13,32
g 14	64	0,6	-	9	-	7	6	7	1,6	17	14	28	10	109	224,15	7,18

mêmes conditions que le tableau V-2.

Tableau V-7 : concentrations en Terres Rares en ppm (Service d'Analyses du C.R.P.G.).

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Ce*	Eu*	Σ Ree3+
<b>R. sédimentaires</b>															
à 342 m															
Ga 2 (grès calc felds)	15,71	29,28	14,59	3,53	0,70	3,12	2,48	1,32	1,26	1,251	0,841	1,408	0,861	1,024	42,01
Ga 4 (grès calc)	2,87	4,09	2,50	0,58	0,14	0,38	0,37	0,13	0,22	1,309	0,935	0,982	0,672	1,426	7,05
Ga 5 (calc gréseux)	2,87	3,25	2,12	0,63	0,12	0,67	0,39	0,43	0,25	1,152	0,860	1,524	0,561	0,895	7,36
Ga 6 (calc dolo)	1,87	4,90	1,77	0,64	0,11	0,75	0,35	0,30	0,17	1,104	0,552	2,508	1,203	0,766	5,85
<b>Granites</b>															
à 342 m															
Ga 1	29,06	57,83	23,01	4,05	0,50	2,60	1,64	0,74	0,83	3,513	1,355	1,781	0,966	0,736	61,93
Ga 3	14,93	39,17	20,95	7,04	0,31	6,46	8,77	4,73	5,55	0,270	0,401	0,662	1,037	0,223	68,43
à 349 m															
g 1	22,94	53,20	22,11	5,10	0,38	3,93	4,73	2,92	2,96	0,778	0,850	0,755	1,058	0,410	64,69
g 2	15,41	36,16	17,84	4,03	0,17	3,73	4,99	2,82	3,09	0,500	0,722	0,686	1,002	0,213	51,91
g 3	25,21	57,66	24,77	5,34	0,24	3,98	3,86	2,02	2,05	1,234	0,892	1,104	1,037	0,251	67,23
g 4	30,52	60,10	24,59	4,91	1,00	3,30	2,06	0,95	0,80	3,827	1,174	2,345	0,951	1,191	67,13
g 7	3,66	9,03	4,35	1,66	0,04	1,46	1,96	1,05	1,65	0,223	0,416	0,503	1,044	0,125	15,79
g 8	16,56	32,78	13,78	2,59	0,87	2,03	1,57	0,76	0,86	1,932	1,208	1,342	0,947	1,836	38,15
g 13	11,17	22,63	10,51	2,31	0,13	1,78	1,88	1,22	1,85	0,606	0,913	0,547	0,932	0,310	30,72
g 14	6,48	15,73	6,61	1,76	0,16	2,09	4,87	3,43	4,46	0,146	0,695	0,266	1,086	0,402	29,70

mêmes conditions que le tableau V-3.

Tableau V-8 : compositions normatives pour les galets granitiques des conglomérats de Tiefenbrunnen.

	à 342 mètres		à 349 mètres									
	Ga 1	Ga 3	g 1	g 2	g 3	g 4	g 7	g 8	g 13	g 14		
qz	34,52	40,94	36,10	37,41	38,85	27,68	29,59	9,40	38,37	36,71		
or	30,20	26,87	30,34	21,82	22,63	1,93	25,71	6,47	25,98	28,60		
ab	31,08	29,10	30,22	38,96	36,22	55,28	40,83	51,66	33,52	31,87		
an	2,57	1,40	0,90	0,56	0,83	2,71	0,95	15,16	0,41	0,35		
C			0,34			2,39	1,15	3,28	0,19	0,04		
diwo	0,17	0,13	0,38	0,16	0,08	1,13	0,23	6,32	0,17	0,15		
dien	0,15	0,11	0,33	0,14	0,07	0,97	0,20	5,45	0,15	0,13		
wo						0,16						
DI	0,32	0,23	0,70	0,30	0,14	2,10	0,43	11,78	0,32	0,27		
hyen		0,09	0,18	0,11	0,06	3,96		0,32	0,06	0,02		
HY	0,00	0,09	0,18	0,11	0,06	3,96	0,00	0,32	0,06	0,02		
mt	-0,23	-0,15	-0,02	-0,15	-0,18	-1,02	0,11	-0,89	-0,21	-0,15		
ht	1,20	1,29	1,26	0,77	1,21	4,37	0,73	4,62	1,12	2,14		
il	0,15	0,10	0,12	0,10	0,12	0,78	0,04	0,67	0,14	0,10		
ap	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,27	0,38	0,49	0,07	0,00		
Diff Index	95,79	96,91	96,66	98,18	97,70	84,38	96,14	67,54	97,87	97,19		
Norm Plagio	7,65	4,59	2,90	1,43	2,24	4,67	2,26	22,68	1,20	1,08		

- abréviations usuelles soit quartz(qz), orthose (or), albite (ab), anorthite (an), excès de CaO (C), diopside (di), wollastonite (wo), enstatite (en), hypersthène (hy), magnéite (mt), hématite (ht), ilménite (il) et apatite (ap).

- Diff Index pour l'indice de différenciation soit la somme qz + or + ab  
- Norm Plagio pour la composition normative du plagioclase soit 100.an / (an + ab)

(programme C.R.P.G. de F. Albarède d'après norme de Kelsey, 1964).

# Chapitre VI

## GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

### Introduction

- A - Résultats isotopiques et premières interprétations
- B - Interprétations des données isotopiques Sm-Nd
- C - Interprétations des données isotopiques Rb-Sr
- D - Couplage Nd et Sr
- Annexe au chapitre VI, tableaux VI-1 à VI-5

## chapitre - VI - GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

### Introduction

Les mesures isotopiques (Sm-Nd et Rb-Sr) réalisées sur les sédiments molassiques doivent nous permettre d'identifier puis de quantifier les principales formations géologiques érodées depuis le Stampien jusqu'à l'Helvétien.

La question fondamentale qui guide ce type d'approche est de comprendre, pour un paramètre géochimique, si les variations observées correspondent à un effet du cycle sédimentaire s.l. (altération, transport, épigénèse et diagenèse) ou à un effet de source, c'est à dire à des variations dans les types de roches érodées.

Dans un premier temps, nous présentons les résultats isotopiques Sm-Nd, puis Rb-Sr, obtenus sur les roches totales, sur les résidus et les phases solubles (techniques d'attaques ménagées), sur les minéraux et enfin sur les galets des conglomérats burdigaliens de Suisse centrale (T.f.b.). Quelques interprétations seront alors proposées.

Puis, dans un deuxième temps, nous interpréterons les résultats isotopiques et nous proposerons deux types de quantifications.

Pour les isotopes du Nd, après avoir vérifié le comportement des rapports isotopiques dans le cycle sédimentaire, nous chercherons à identifier les sources en utilisant (1) les relations de mélange, (2) les résultats obtenus pour les constituants des sédiments et (3) les données disponibles dans la bibliographie et qui concernent les formations alpines. Une quantification des sources majeures sera proposée.

Pour les isotopes du Sr, après avoir vérifié le comportement du système Rb-Sr dans ce type de sédimentation, nous proposons une interprétation originale, qui permet de déterminer les âges de formations et /ou de métamorphisme des matériels recyclés.

Ces deux quantifications nous autoriseront la formulation de quelques hypothèses et nous ferons le lien entre notre étude et les résultats antérieurs obtenus sur le bassin molassique et sur la chaîne alpine.

Comme pour le chapitre précédent, les tableaux des résultats isotopiques sont reportés en annexe en fin de chapitre (tableaux VI-1 à VI-6). Les définitions et utilisations des paramètres usuels ( $\epsilon_{Nd}$ , âges modèles ...) peuvent être consultées dans Faure (1986).

## A - Résultats isotopiques et premières interprétations

### 1 - Les analyses roches totales des sédiments molassiques

#### a - Sm-Nd.

Les résultats sont présentés dans le tableau VI-1, puis sous forme de profils verticaux (fig. VI-1 et VI-2) et par les diagrammes usuels, diagramme isochrone  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , (fig. VI-3) et diagramme de mélange  $\epsilon_{\text{Nd}}$  fonction de l'inverse des concentrations en Nd notée  $1/[\text{Nd}]$  (fig. VI-4).

Pour l'ensemble des sédiments molassiques analysés, les valeurs en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  varient de -12 à -6. Elles couvrent donc l'intervalle des compositions de la croûte hercynienne européenne (Liew et Hofmann, 1988).

La figure VI-1 reporte, pour chacun des trois forages, les valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  actuel en fonction de la profondeur et les moyennes obtenues pour les différents niveaux stratigraphiques.

Les faits principaux sont, de bas en haut :

- les signatures isotopiques du substratum crétacé et éocène ( $-11,0 \pm 0,2$ ) sont similaires aux valeurs an orogéniques reportées par Michard et al. (1985), soit  $\epsilon_{\text{Nd}}$  d'environ -11, et également à la valeur moyenne et globale des produits actuels de l'érosion ( $\epsilon_{\text{Nd}} = -11,4 \pm 4$ , Goldstein et al., 1984).

- les grès calcaires et dolomitiques stampiens de Tuggen fournissent une valeur moyenne de  $-9,2 \pm 0,4$  pour  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Le début de la sédimentation molassique correspond à un saut d'environ 2 unités  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . L'érosion des reliefs alpins concerne donc des formations ayant des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  supérieurs aux plus forts rapports enregistrés dans la Molasse.

- les grès chattiens, de la première partie de la Molasse d'Eau douce Inférieure, fournissent des valeurs plus dispersées autour d'une moyenne de  $-9,2 \pm 0,4$ . Cette moyenne exclut le premier grès calcaire qui, à 1861 mètres, marque la reprise des apports détritiques alpins après l'épisode de sédimentation des Calcaires Inférieurs. Ce grès fournit une valeur en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  de  $-12,0 \pm 0,4$ . Une valeur proche a été retrouvée pour l'échantillon calcaire Ver ( $\epsilon_{\text{Nd}} = -11,2 \pm 0,2$ , niveau des Calcaires Inférieurs). Ces valeurs sont proches des valeurs an orogéniques rappelées ci-dessus.

- les sédiments du Chattien terminal et de l'Aquitaniens fournissent les mêmes moyennes à  $-9,7 \pm 0,4$ . Les niveaux riches en carbonates sont ceux qui fournissent les valeurs les plus basses pour  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Il faut cependant noter que les deux échantillons aquitaniens de T.f.b. fournissent des valeurs plus fortes en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ( $-8,2$  et  $-6,8$ ).

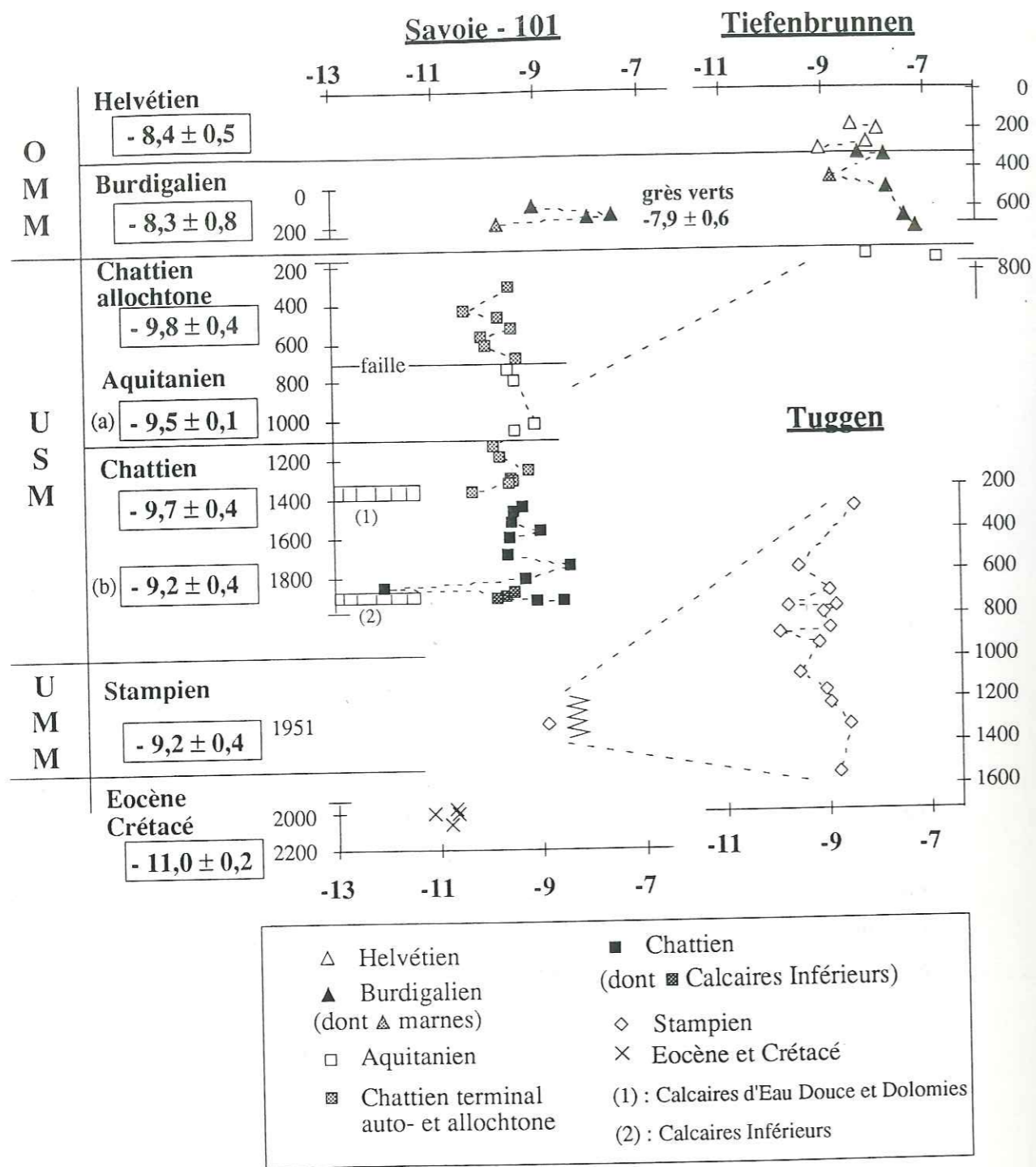


figure VI-1 :  $\epsilon_{Nd}$  en fonction de la profondeur et corrélations entre les différents forages. Les valeurs encadrées correspondent aux moyennes pondérées par les concentrations en Nd avec :  
 (a) moyenne pour l'Aquitainien de Sv-101.  
 (b) moyenne pour le Chattien de Sv-101 (Marnes bariolées) avec l'exception du grès à 1861 mètres ( $\epsilon_{Nd} = -12,0 \pm 0,2$ ).  
 Noter que deux intercalations marneuses au sein des grès verts burdigaliens ont des valeurs plus basses que les grès pour  $\epsilon_{Nd}$ .  
 $\epsilon_{Nd} = [(^{143}Nd/^{144}Nd)_{ech} / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} - 1] \cdot 10000$

les sédiments burdigaliens et helvétien de la Molasse Marine Supérieure fournissent des valeurs moyennes de  $\epsilon_{Nd}$  respectives de  $-8,3 \pm 0,8$  et  $-8,4 \pm 0,5$ , soit plus élevées que les sédiments antérieurs. Les grès verts glauconieux possèdent les valeurs les plus fortes (moyenne des grès verts à  $-7,9 \pm 0,6$ ). Le grès coquilliers Pra a un  $\epsilon_{Nd}$  identique de  $-7,8 \pm 0,2$ . Notons que deux intercalations marneuses (Sv-101, 192m et T.f.b., 457m) ont des valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  comparables à celles des sédiments sous-jacents de la Molasse d'Eau Douce Inférieure.

La figure VI-2 montre les variations des concentrations en Nd, des rapports isotopiques et des âges modèles (Ben Othman et al., 1984) en fonction des profondeurs pour chacun des trois forages étudiés. Les moyennes sont rappelées dans le tableau VI-a.

tableau VI-a : moyennes ( $\pm$  standard déviation) des concentrations en Nd (ppm), des rapports  $^{147}Sm/^{144}Nd$ , des valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  actuel et des âges modèles ( $T_{DM}$ ) pour les différents niveaux stratigraphiques.

	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$\epsilon_{Nd}$	$T_{DM}$	n
tous les grès	$13 \pm 6$	$0,123 \pm 0,010$	$-9,2 \pm 0,9$	$1,47 \pm 0,09$	64
Helvétien	$12 \pm 6$	$0,123 \pm 0,003$	$-8,4 \pm 0,5$	$1,42 \pm 0,02$	4
Burdigalien	$12 \pm 4$	$0,125 \pm 0,004$	$-8,2 \pm 0,8$	$1,42 \pm 0,09$	11
Aquitainien	$14 \pm 4$	$0,126 \pm 0,007$	$-9,5 \pm 0,1$ (a)	$1,51 \pm 0,15$	6
Chattien terminal (b)					
allochtone	$15 \pm 3$	$0,122 \pm 0,004$	$-9,7 \pm 0,4$	$1,51 \pm 0,06$	7
autochtone	$22 \pm 5$	$0,121 \pm 0,003$	$-9,8 \pm 0,4$	$1,49 \pm 0,05$	7
Chattien (c)	$15 \pm 5$	$0,124 \pm 0,003$	$-9,2 \pm 0,4$	$1,56 \pm 0,04$	10
Calcaires Inférieurs	$0,7 \pm 0,4$	$0,123 \pm 0,003$	$-10,1 \pm 0,8$	$1,54 \pm 0,10$	4
Stampien (Tuggen)	$7 \pm 4$	$0,120 \pm 0,003$	$-9,2 \pm 0,4$	$1,44 \pm 0,03$	14

moyennes  $\pm 1$  sigma, n = nombre d'analyses prises en compte.

(a) Aquitainien de Sv-101, n = 4.

(b) Chattien terminal de Sv-101.

(c) Chattien de Sv-101 excepté 1861m à  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1048$  et  $\epsilon_{Nd} = -12,0 \pm 0,4$ .

Pour les rapports isotopiques les moyennes sont pondérées par les concentrations en Nd,

$$X_{moy} = \frac{\sum (X_i \cdot [Nd]_i)}{\sum [Nd]_i}$$

Les âges modèles sont calculés à par rapport au modèle d'évolution de Ben Othman et al. (1984), soit :

$$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}^T = 0,00001531 \cdot T^2 - 0,001444 \cdot T + 0,513078$$

Les concentrations en Nd sont toujours inférieures à 30 ppm, (fig. VI-2), valeur moyenne couramment admise pour des formations argileuses (Goldstein et Jacobsen, 1988b). Ces valeurs basses résultent de l'effet de dilution provoqué par l'abondance du quartz et des carbonates, avec l'exemple net des grès calcaires stampiens ayant les valeurs les plus basses ( $8 \pm 5$  ppm).

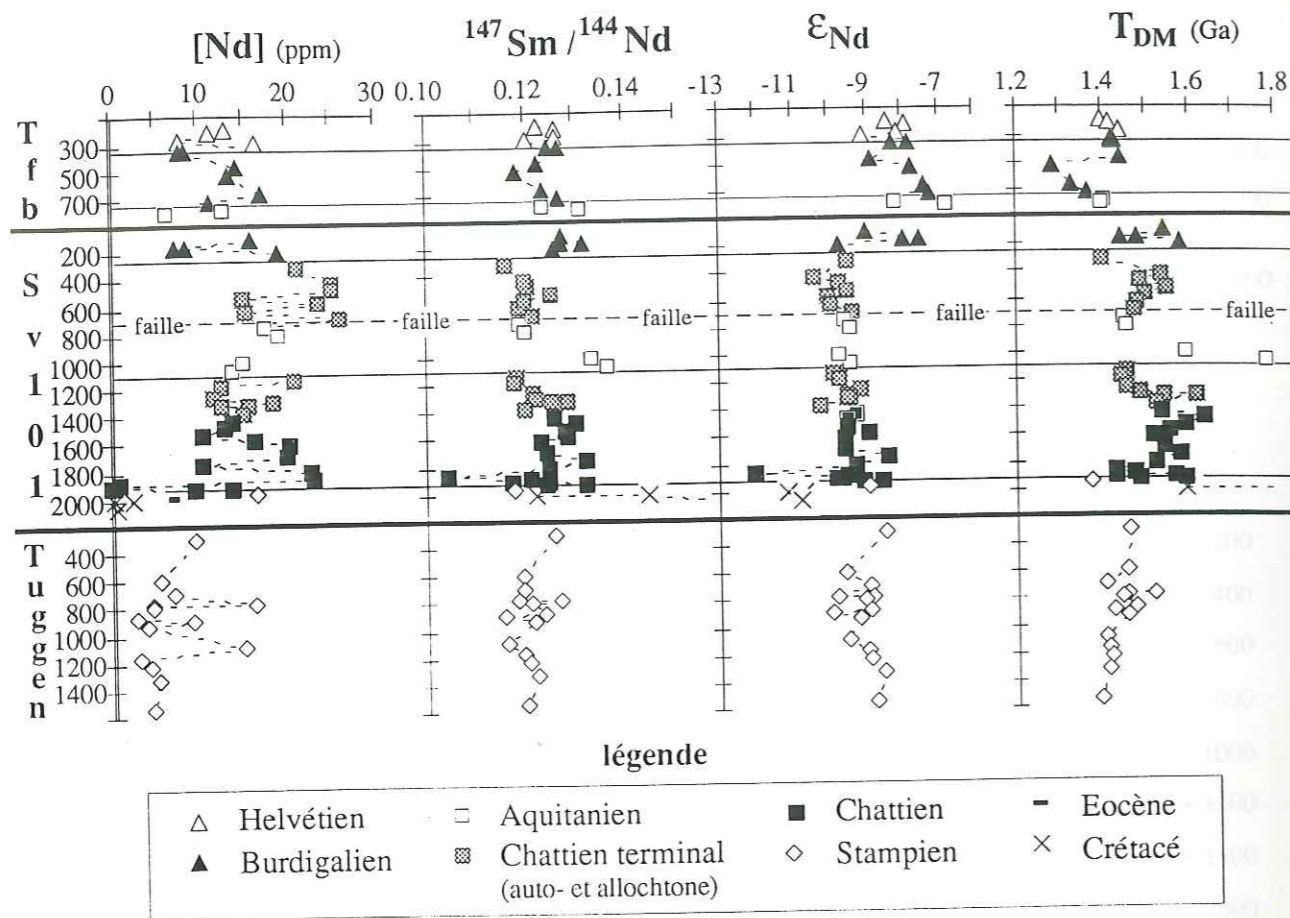


figure VI-2 : profils verticaux des concentrations en Nd (ppm), des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , des valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  et des âges modèles  $T_{\text{DM}}$  (Ben Othman et al., 1984). La figure est commentée dans le texte. Noter les variations conjointes de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  et des âges modèles.

Les rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  varient de 0,10 à 0,14. La valeur moyenne de 0,123 est supérieure à la valeur moyenne de la croûte à l'érosion (0,115, O'Nions et al., 1983 ; Goldstein et al., 1984 ; Michard et al., 1985 ; Goldstein et Jacobsen, 1988a) et à la valeur moyenne des formations hercyniennes (0,1148 calculée d'après Liew et Hofmann, 1988). Ces valeurs élevées peuvent résulter soit d'un composant appauvri en Terres Rares légères, soit de modifications du rapport Sm/Nd pendant le cycle sédimentaire s.l. Les variations des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  restent cohérentes avec les divisions stratigraphiques, avec l'exception déjà signalée du grès calcaire de Sv-101 à 1861m ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,105$ ).

Les âges modèles varient de 1,3 à 1,8 Ga. Cette dispersion des âges modèles correspond essentiellement à des variations du rapport  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . Pour les séries stampiennes, chattiennes terminales et aquitaniennes, le lien entre les rapports

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  et les âges modèles est particulièrement net (fig. VI-2). Les rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  les plus élevés donnent les âges modèles les plus vieux. Rappelons que pour des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  voisins, les âges modèles sont uniquement sous le contrôle des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , les âges modèles anciens étant associés aux forts rapports Sm/Nd. Dans le cas des sédiments de la Molasse Marine Supérieure (Burdigalien et Helvétien), les variations en âges modèles sont contrôlées par l'augmentation du rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  sans modifications notables des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  par comparaison avec les autres sédiments molassiques.

Ainsi en première approche, les variations en  $T_{\text{DM}}$  apparaissent dues soit à des variations de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  pour des valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  constantes, soit uniquement à des variations de  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . En accord avec André et al. (1986), l'emploi de  $T_{\text{DM}}$  ne nous paraît pas pertinent pour l'étude de ce type de sédiments.

Le diagramme reportant  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (diagramme isochrone, fig. VI-3) montre, d'une part, une augmentation conjointe des deux rapports et, d'autre part, une forte dispersion des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  pour des valeurs constantes de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Cette figure et la figure de mélange ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  en fonction de  $1/[\text{Nd}]$ , fig. VI-4) montrent qu'une interprétation en terme de mélange doit faire apparaître au moins trois pôles pour expliquer la dispersion des points reportés. Une autre alternative peut être un mélange à deux pôles et un fractionnement chimique du rapport Sm/Nd lors du cycle sédimentaire.

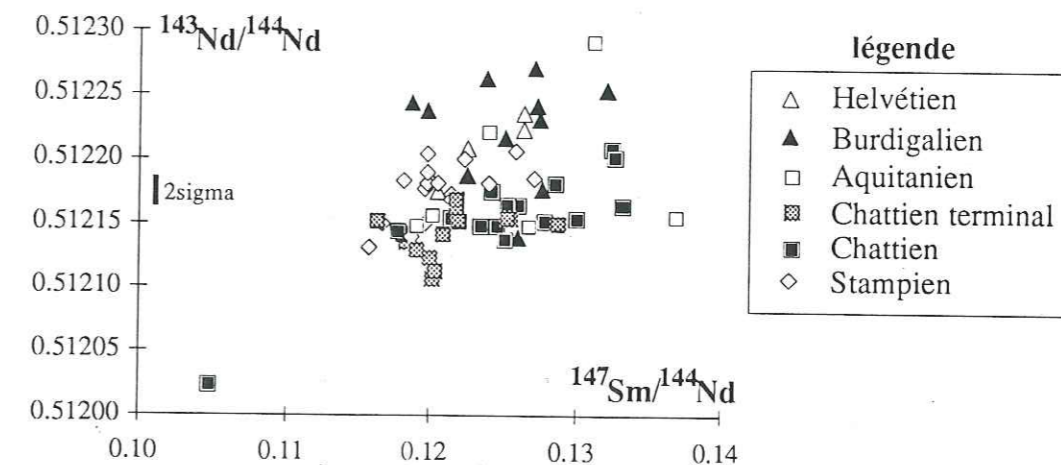


figure VI-3 :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (diagramme isochrone). La dispersion des points suggère un mélange entre au moins trois pôles. Un pôle à faibles rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  et  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (échantillon Sv-101 à 1861m) et au moins deux pôles à forts rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  et/ou  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . L'erreur 2sigma est la reproductibilité analytique de  $22 \cdot 10^{-6}$ .

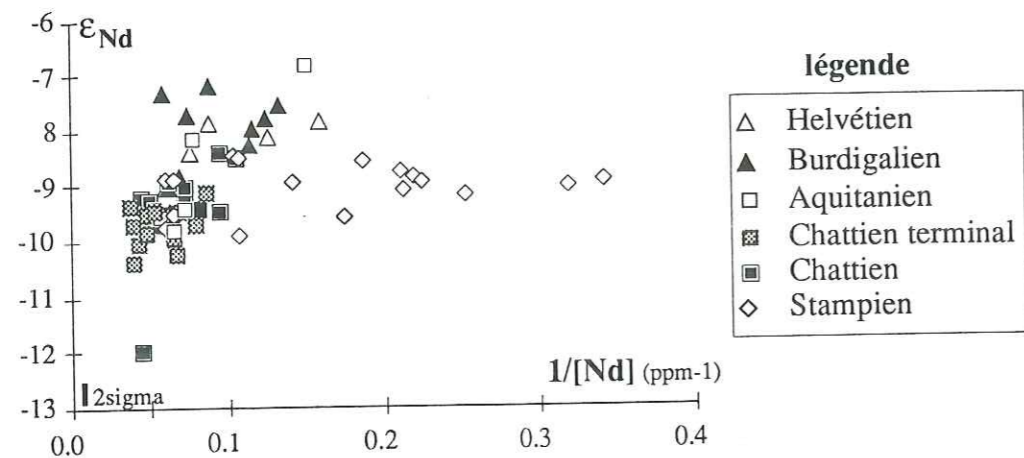


figure VI-4 :  $\epsilon_{Nd}$  fonction de  $1/[Nd]$ . Pour les faibles concentrations des grès calcaires stampiens de Tuggen les valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  tendent vers -9. Les autres analyses définissent une bande de mélange entre au moins trois pôles. Il existe un pôle ayant de faibles valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  associées à des concentrations de types "shales" ( $1/[Nd]$  environ 0,03, Goldstein et Jacobsen, 1988b) et, d'autre part, au moins deux autres pôles ayant des plus fortes valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  et des concentrations plus faibles en Nd.

Les variations enregistrées par les mesures isotopiques du couple Sm-Nd semblent, à première vue, obéir à la fois à une logique stratigraphique (en particulier pour les grès burdigaliens) et indépendante des litho-faciès (par exemple grès calcaire de Sv-101 à 1861m et calcaire Ver ; grès glauconieux et grès coquillier burdigaliens). Cependant il faut noter l'existence de variations au sein d'un même niveau et l'existence de variations régionales (cas de l'Aquitaniens de Savoie et de Suisse centrale).

#### b - Rb-Sr.

Les résultats sont présentés dans le tableau VI-1, et reportés dans les mêmes types de figures que précédemment (fig. VI- 5 à VI-8).

La figure VI-5 reporte, pour les trois forages, les rapports  $^{87}Sr/^{86}Sr$  en fonction de la profondeur et les moyennes calculées pour chaque niveau stratigraphique.

Les valeurs basses sont fournies par les calcaires crétacés et chattiens et par les formations grésocalcaires stampiennes. Des valeurs intermédiaires sont obtenues pour les séries marneuses (argiles et carbonates) aquitaniennes, et helvétiques. Les valeurs les plus fortes appartiennent aux séries détritiques plus grossières chattiennes et burdigaliennes.

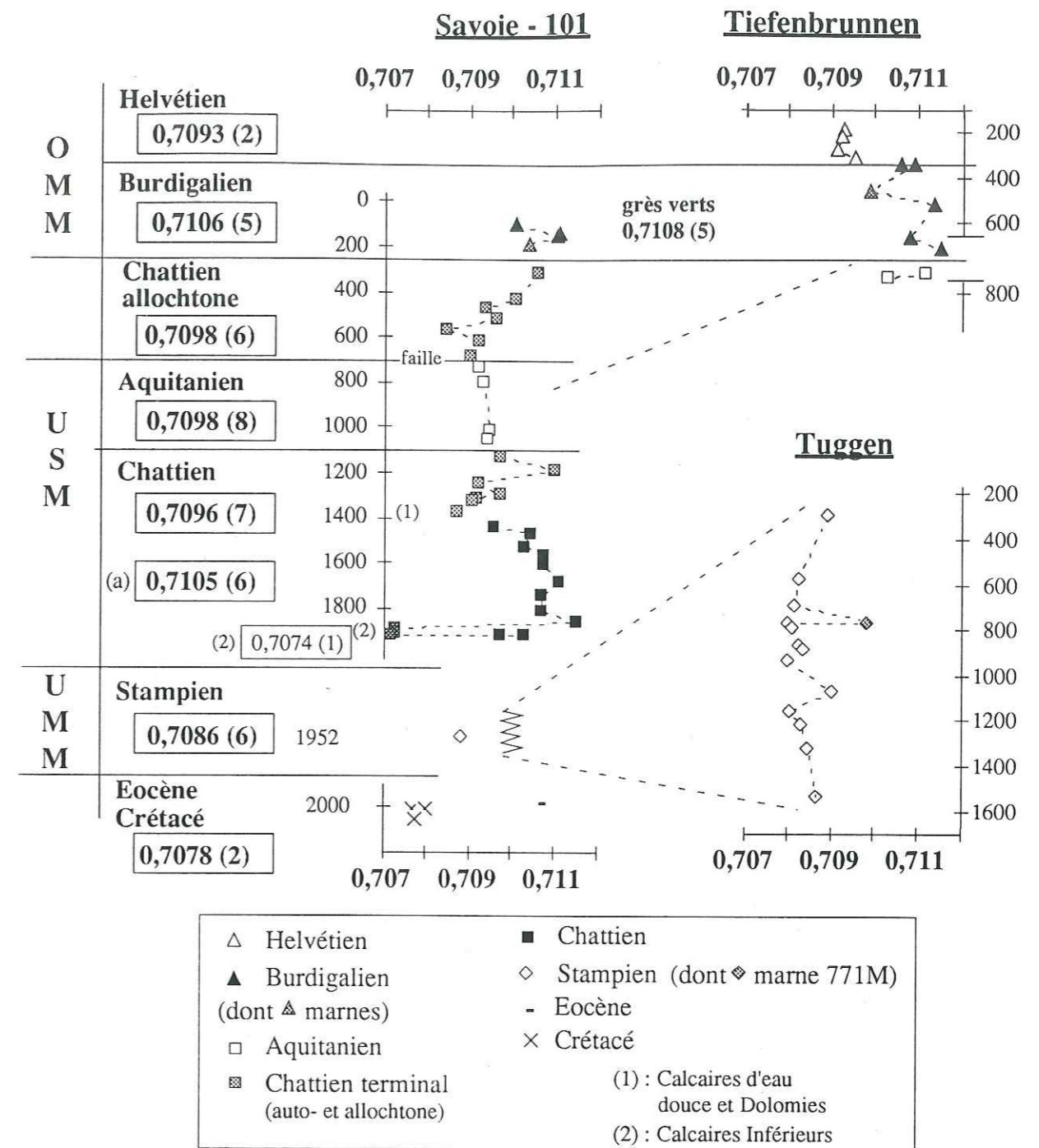


figure VI-5 : rapports  $^{87}Sr/^{86}Sr$  en fonction de la profondeur et moyennes pondérées par les concentrations en Sr pour chaque niveau stratigraphique (avec 1sigma entre parenthèses pour le dernier décimal).  
 - (a) moyenne pour les Marnes bariolées chattiennes de Sv-101.  
 - (1) Grès et Marnes Gris à gypse et Calcaires d'Eau Douce et Dolomies du Chattien terminal.  
 - (2) Calcaires Inférieurs chattiens.  
 La figure est commentée dans le texte, les rapport isotopiques traduisent les lithologies comprises entre les trois termes grès - marnes - calcaires. Noter les valeurs de 0,7095 pour les intercalations marneuses.

Les Calcaires Inférieurs chattiens fournissent des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0,7072 et 0,7075 pour les roches totales. Ces valeurs sont plus basses que celles disponibles pour les eaux marines contemporaines (chapitre I). Les valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  n'étant pas plus élevées, un composant basique n'est donc pas en cause pour expliquer ces faibles rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Par comparaison avec la courbe d'évolution des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des océans (chapitre I), ces valeurs basses peuvent correspondre à l'un des deux pics à faibles valeurs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  qui correspondent au Jurassique moyen et supérieur ou au Permien. Les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des Calcaires crétaqués sont en accord avec leur âge barrémien.

Les profils verticaux des concentrations en Rb et Sr et des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (fig. VI-6) reflètent également les variations lithologiques entre les termes grès, argiles et carbonates. Les moyennes sont données dans le tableau VI-b suivant.

tableau VI-b : moyennes des concentrations en Rb et Sr et des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pour les différents niveaux stratigraphiques.

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	n
tous les grès	53 ± 26	386 ± 294	0,40 ± 0,26	0,7094 ( 10)	64
Helvétien	57 ± 25	350 ± 60	0,47 ± 0,15	0,7093 ( 2)	4
Burdigalien	60 ± 11	263 ± 53	0,66 ± 0,15	0,7106 ( 5)	11
Aquitanien	73 ± 17	359 ± 125	0,54 ± 0,06 (a)	0,7098 ( 8)	6
Chattien terminal					
autochtone (b)	53 ± 4	437 ± 151	0,40 ± 0,18	0,7096 ( 7)	6
allochtone (c)	70 ± 21	375 ± 62	0,56 ± 0,21	0,7098 ( 6)	5
Chattien (d)	66 ± 17	301 ± 44	0,63 ± 0,16	0,7105 ( 6)	11
Calcaires Inférieurs	1,8 ± 1,1	436 ± 295	0,015 ± 0,013	0,7074 ( 1)	4
Stampien (Tuggen)	21 ± 21	334 ± 76	0,17 ± 0,17	0,7084 ( 5)	14

moyennes ± 1 sigma et n = nombres d'analyses.

(a) à l'exception de T.f.b., 717m pour lequel  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 1.098$ .

(b) Chattien terminal autochtone de Sv-101 à l'exception de 1371m (voir texte).

(c) Chattien terminal allochtone de Sv-101 à l'exception de 566 et 682m (voir texte).

(d) Chattien, grès de Sv-101 entre 1400 et 1945m, Calcaires Inférieurs exceptés.

Pour les rapports isotopiques, les moyennes sont pondérées par les concentrations en Sr :

$$X_{\text{moy}} = \frac{\sum (X_i \cdot [\text{Sr}]_i)}{\sum \text{Sr}_i}$$

Les moyennes des concentrations en Rb sont comprises entre 53 et 75 ppm, à l'exception des sédiments stampiens de Tuggen (21 ± 21 ppm). Les moyennes des concentrations en Sr sont comprises entre 260 à 440 ppm si on retire trois échantillons du forage Sv-101 prélevés à 566m (Sr à 2263 ppm), à 682m (883 ppm) et à 1371m (1389 ppm), et qui ont fourni des concentrations particulièrement élevées. Dans le cas de l'échantillon à 566m (Chattien allochtone) l'explication, déjà évoquée dans le chapitre précédent, est la présence d'une faille (Deville et al., 1993) et une importante perte de boue (rapport de forage, B.R.G.M., Lyon). L'enrichissement en Sr peut être le résultat de

circulations empruntant cette faille. Pour 1371m (Chattien autochtone), la forte teneur en Sr est attribuée à sa position au sein des Calcaires d'Eau Douce et Dolomies, qui sont bien marqué chimiquement. Enfin, nous suggérons que la concentration élevée en Sr notée à 682m (Chattien allochtone) est la signature chimique des niveaux incluant les Calcaires d'Eau Douce et Dolomies, puisque ce sont bien ces niveaux du Chattien supérieur qui chevauchent la molasse aquitanaïenne (Deville et al., 1993).

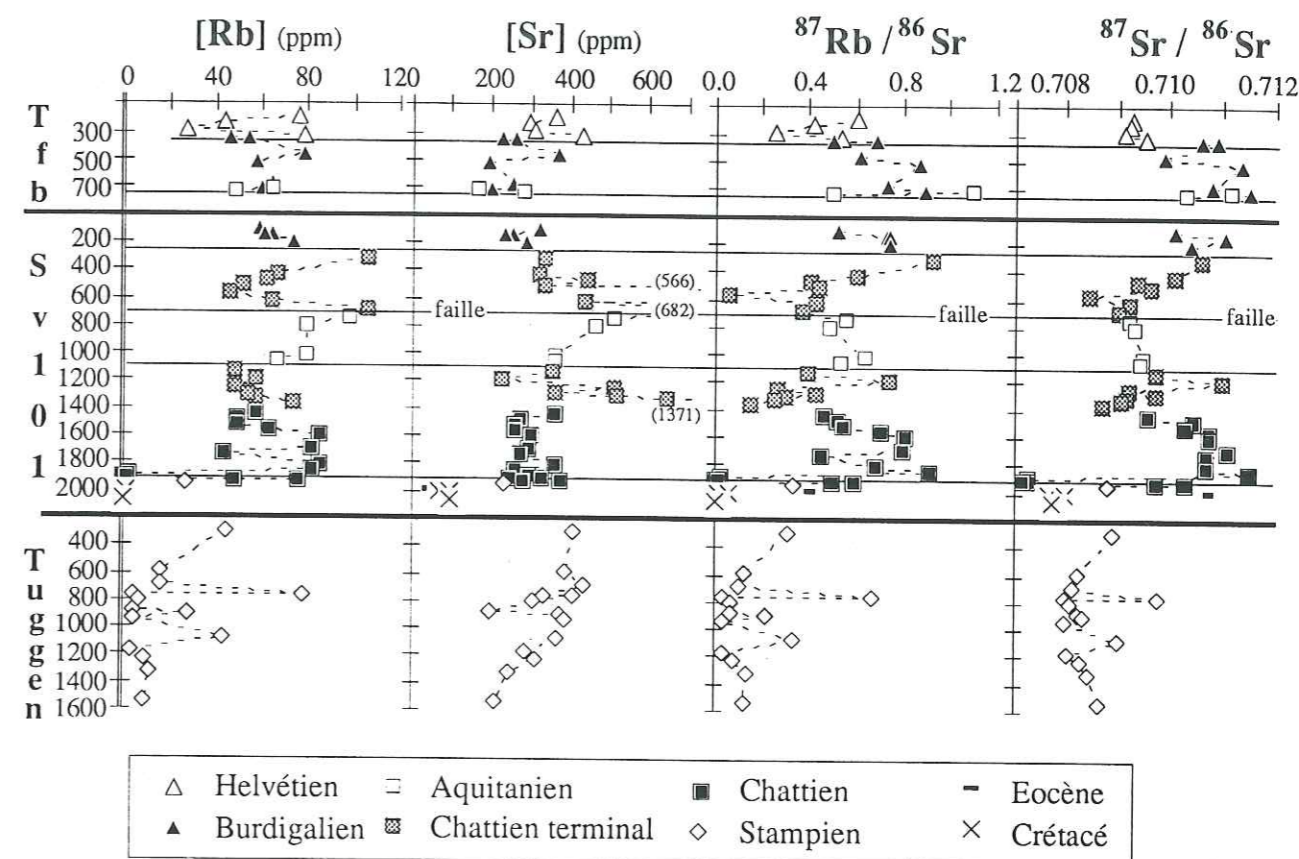


figure VI-6 : profils verticaux reportant les valeurs des concentrations en Rb et en Sr (ppm) et les rapports isotopiques  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Les échantillons de Sv-101 à 566, 682 et 1371 mètres montrent des concentrations élevées en Sr (respectivement 2263, 832 et 1389 ppm) qui sont discutées dans le texte.

Les rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  sont compris entre 0 et 1,2. Les niveaux les plus détritiques chattiens et burdigaliens possèdent les valeurs les plus fortes.

Le diagramme isochrone  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en fonction de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (fig. VI-7) montre un alignement grossier qui suggère un mélange entre des carbonates ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  tend vers zéro pour de faibles rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) et des phases détritiques à forts rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Cette bande de mélange est dans le détail compliquée et sera



exploitée au moment de la discussion. Pour l'instant notons que les points représentant les analyses se trouvent encadrés par deux droites théoriques calculées pour des pentes correspondant à des âges de 300 et 100 Ma. Dès cette première approche, l'influence de minéraux d'âge varisque peut être suspectée.

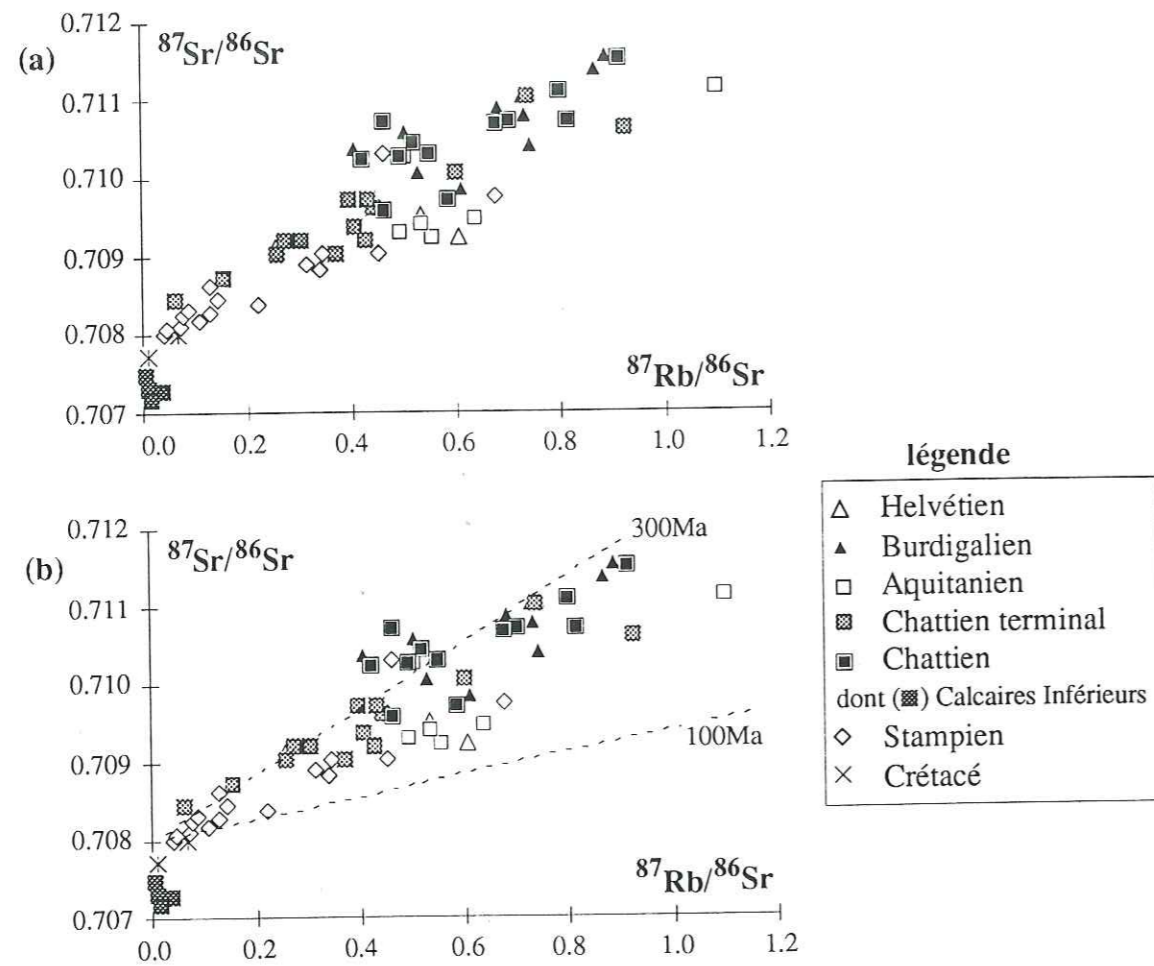


figure VI-7 : (a)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en fonction de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (diagramme isochrone). L'alignement suggère un mélange correspondant essentiellement à un mélange carbonates-silicates.  
(b) même figure avec report de deux droites correspondant à des âges de 300 et 100 Ma. La présence de minéraux détritiques hercyniens est suggérée. La relation de mélange sera détaillée lors de la discussion des données isotopiques obtenues par l'analyse du couple Rb-Sr.

Les figures VI-8a et 8b reportent respectivement les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  actuels puis calculés à 30 Ma en fonction de l'inverse des concentrations en Sr ( $1/[\text{Sr}]$ ). La comparaison de ces deux figures montre que l'effet de l'âge des sédiments est très faible sur les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  du fait d'âges compris entre 35 à 18 Ma et du fait des faibles rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . La production de  $^{87}\text{Sr}$  par désintégration de  $^{87}\text{Rb}$  produit une

modification maximale de l'ordre de 0,0006 et moyenne de 0,0002 (exprimée en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ). L'effet de l'âge est donc minime et se traduit par une translation des points après le calcul des rapports isotopiques à l'âge stratigraphique. De plus, les sédiments ont des âges différents, les modifications diagenétiques sont susceptibles d'affecter les données isotopiques (Clauer et al., 1992 a et b) et les grès sont formés par des minéraux offrant des capacités de résistance différentes vis à vis de l'altération et des processus régnant dans le cycle sédimentaire s.l. (feldspaths potassiques par rapports aux plagioclases, muscovites par rapports aux micas ferro-magnésiens). Pour la suite de cette étude les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  utilisés seront toujours les rapports actuels.

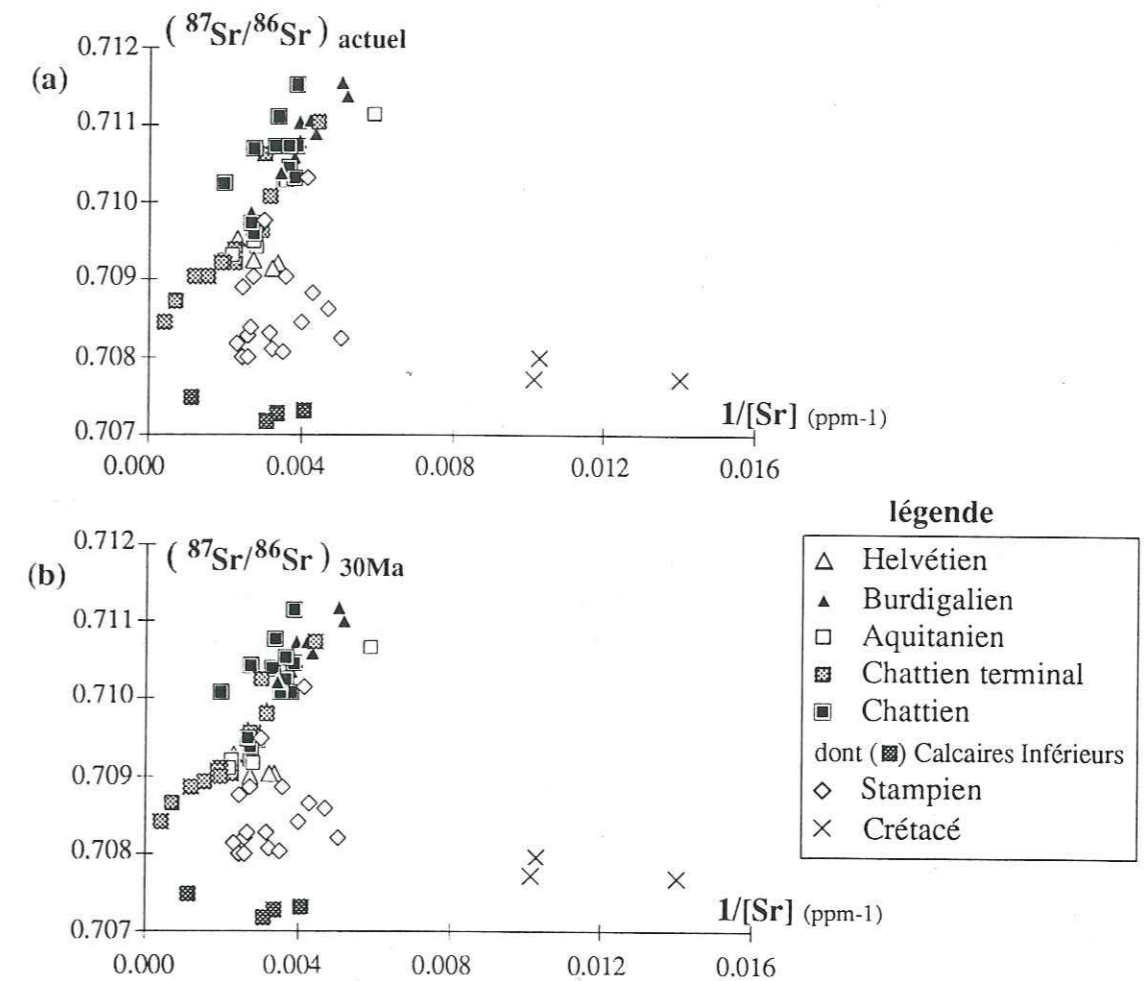


figure VI-8 : (a) diagramme de mélange reportant les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mesurés en fonction de l'inverse des concentrations en Sr. Par comparaison avec la figure VI-7 le mélange carbonates-silicates apparaît plus complexe. Les concentrations des carbonates analysés ne peuvent pas expliquer les concentrations élevées des sédiments molassiques à faibles rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (voir texte).  
(b) même diagramme de mélange mais reportant les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  calculés à 30 Ma. L'effet de l'âge se traduit approximativement par une translation des points du fait des faibles rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et des âges de dépôt tertiaires.

La comparaison des figure VI-8a et b et de la figure VI-7 (diagramme isochrone) montre une relation de mélange entre un pôle à fortes valeurs en Sr associées aux faibles valeurs en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et un pôle à plus faibles valeurs en Sr et à fortes valeurs pour  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Un mélange dominé par le couple carbonates-silicates détritiques peut rendre compte de cette situation. Les calcaires analysés (Calcaires Inférieurs et calcaires crétacés) ont des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  du même ordre que le pôle carbonaté (entre 0,707 et 0,7085), mais leurs concentrations ne peuvent pas expliquer les concentrations des grès. Le comportement du Sr, lors des processus de diagenèse des séries carbonatées, voire lors de l'altération de calcaires, puis lors des diagenèses et cimentations des sédiments molassiques, peut expliquer ce fait. Les études antérieures (Baker et al., 1982 ; Richter et De Paolo, 1987) montrent que ces processus conduisent en une augmentation des rapports Sr/Ca pour les phases fluides et peuvent donc expliquer que les précipités chimiques (ciments des sédiments molassiques) soient très enrichis en Sr par comparaison à des calcaires diagenésés, appauvris en Sr. Dans le détail le comportement du Sr dans le cycle sédimentaire s.l. pourrait faire à lui seul l'objet d'une étude, mais il ne sera abordé ici qu'en fonction des besoins lors de la discussion. Pour finir, rappelons ici que l'étude par cathodoluminescence des ciments des grès coquilliers a montré l'existence d'au moins 30 phases successives de cristallisation de carbonates (Allen et al., 1985). Ce fait à lui seul conduit à une grande modestie.

Les résultats obtenus par l'analyse des isotopes du couple Rb-Sr peuvent recevoir une première interprétation en fonction des variations lithologiques entre les trois termes grès - argiles - carbonates. Une lecture litho-stratigraphique ou chimio-stratigraphique (stratigraphie isotopique) est donc possible par le report des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de sédiments détritiques.

#### c - relation $\epsilon_{\text{Nd}}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

La figure VI-9 reporte les valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et montre que, à l'exception des carbonates, les variations en baisse et en hausse de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  sont toujours associés à l'augmentation des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Notons simplement ici qu'aucun composant basique qui posséderait une forte valeur en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  et un faible rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , n'apparaît être en cause dans les variations des deux rapports isotopiques. Par contre un mélange entre des formations carbonatées, à faibles valeurs en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , et une croûte silicatée, à  $\epsilon_{\text{Nd}}$  variables associés aux forts rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , paraît pouvoir prendre en compte les variations observées.

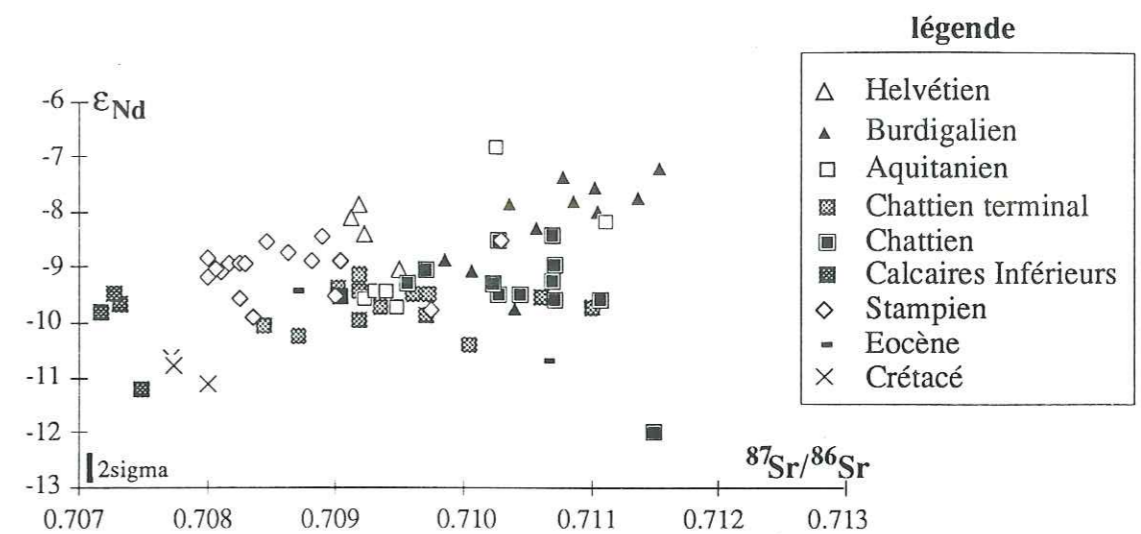


figure VI-9 :  $\epsilon_{\text{Nd}}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . La dispersion des points suggère un mélange complexe. A première vue aucun composant basique n'apparaît (composant à faibles rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et à valeurs en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  élevées). Par contre les valeurs élevées pour le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sont associées à des valeurs variées de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  suggérant le recyclage de formations continentales variées. Les carbonates (Calcaires Inférieurs chattiens et calcaires crétacés) peuvent expliquer les valeurs basses des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et montrent également des valeurs variables pour  $\epsilon_{\text{Nd}}$ .

## 2 - Les analyses par la technique des attaques ménagées

Les résultats sont présentés dans les tableaux VI-2 et VI-3. Ils ont été obtenus sur des échantillons de Sv-101 par l'analyse de résidus après mise en solutions partielles par acides dilués (acide chlorhydrique ou acétique). Les résultats bruts et leur report dans la figure VI-10 montrent, qu'à de rares exceptions près, les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  sont dans les marges d'erreur des analyses effectuées sur les roches totales. La seule exception notable concerne l'échantillon Sv-101 à 1055m pour lequel le résidu montre un rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  plus faible.

Par contre, les rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  sont systématiquement plus bas que ceux obtenus par les analyses roches totales et fournissent une moyenne de 0,115 en accord avec les valeurs habituellement reportées pour les produits de l'érosion (O'Nions et al., 1983 ; Goldstein et al., 1984 ; Michard et al., 1985 ; Goldstein et Jacobsen 1988a). De plus, le bilan des concentrations en Nd montre que 13 à 50% du Nd total est mis en solution. Les concentrations habituellement reportées pour des carbonates (par exemple 4,8 ppm valeur moyenne des calcaires, Goldstein et Jacobsen, 1988a) montrent que la mise en solution des ciments et débris lithiques calcaires ne peut pas expliquer à elle seule

ces résultats. Il faut donc admettre que des phases riches en Terres Rares et qui possèdent des rapports Sm/Nd élevés sont dissoutes par cette méthode.

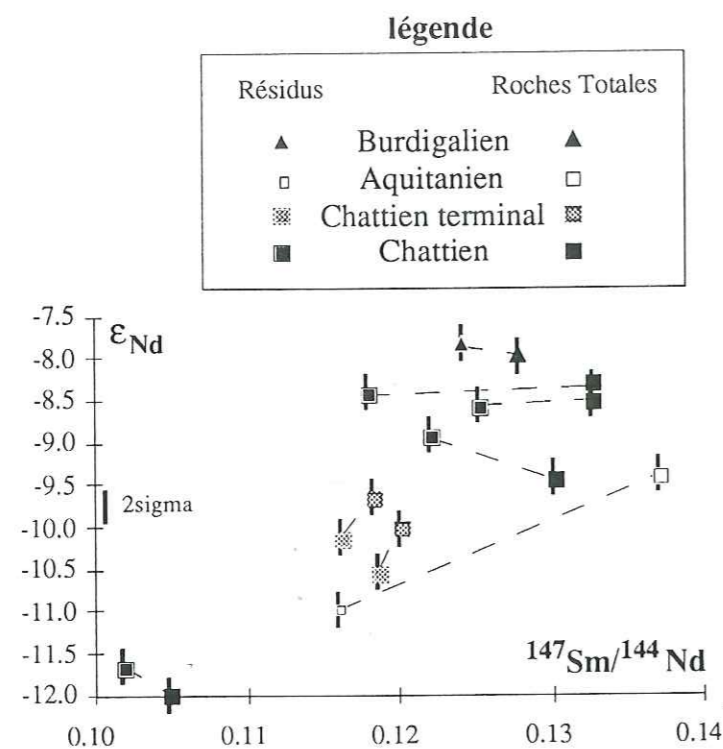


figure VI-10 :  $\epsilon_{Nd}$  en fonction de  $^{147}Sm/^{144}Nd$ , comparaison des résidus et des roches totales. Les résidus ont systématiquement des rapports  $^{147}Sm/^{144}Nd$  plus faibles que ceux des roches totales et la moyenne des rapports  $^{147}Sm/^{144}Nd$  tend alors vers 0,12 valeur typique à la fois de formations ignées continentales (par exemple Liew et Hofmann, 1988) et des produits de l'érosion (Michard et al., 1985 et Goldstein et Jacobsen, 1988a). Les rapports  $^{143}Nd/^{144}Nd$  des deux types d'analyses sont dans les marges d'erreur à l'exception de l'échantillon aquitanien (Sv-101 à 1055m).

Le calcul des compositions isotopiques des phases mises en solution est disponible dans le tableau VI-2. Les rapports  $^{147}Sm/^{144}Nd$  varient de 0,11 à 0,18 et les rapports  $^{143}Nd/^{144}Nd$  sont estimés très proches de ceux des roches totales. Le tableau VI-2 (en annexe) reporte les rapports maximums induits par la résolution de l'équation de mélange résidu + phases mises en solution = roches totales.

Après passage en milieu HCl, les solutions obtenues montrent des colorations légèrement jaunes qui sous entendent la présence de fer en solution. D'autres phases peuvent également être totalement ou partiellement dissoutes (phosphates, argiles et phyllites).

Pour les isotopes du couple Rb-Sr, les résultats sont présentés dans le tableau VI-3. La figure VI-11 montre la position des analyses effectuées sur les résidus dans un diagramme isochrone ( $^{87}Sr/^{86}Sr$  en fonction de  $^{87}Rb/^{86}Sr$ ).

Les points se répartissent entre deux droites définies par des pentes qui correspondent à des âges de 300 et 100 Ma Notons que pour l'échantillon Sv-101 à 566m, particulièrement riche en Sr, les premiers traitements n'ont pas été efficaces puisque les analyses de deux résidus montrent de fortes concentrations en Sr associées à de faibles rapports  $^{87}Rb/^{86}Sr$  et  $^{87}Sr/^{86}Sr$ .

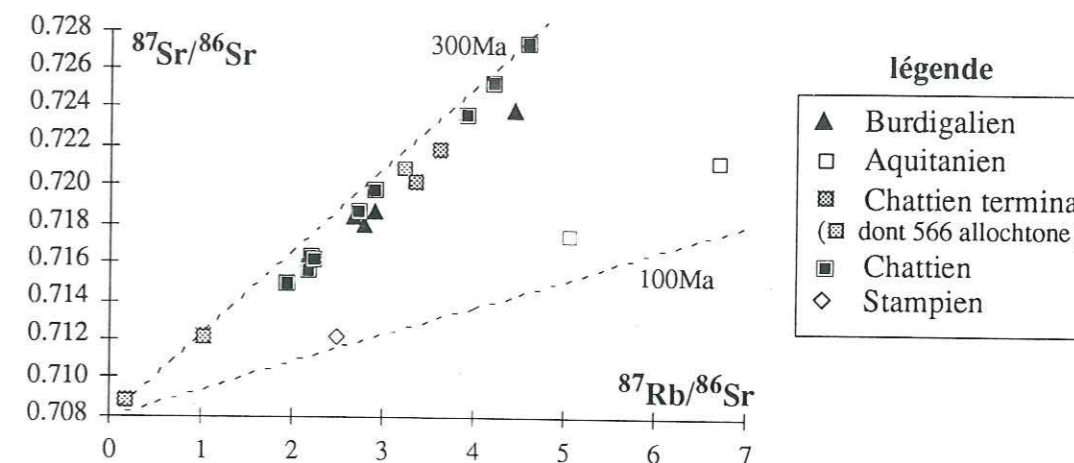


figure VI-11 : diagramme isochrone,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  en fonction de  $^{87}Rb/^{86}Sr$  pour les résidus. Les points représentant les analyses se dispersent entre deux droites d'âges 300 et 100 Ma (les mêmes que pour les roches totales). Les échantillons chattiens et burdigaliens sont très sensibles au type d'acide utilisé du fait de la présence de chlorites et de glauconies. Le cas de l'échantillon 566m a déjà été abordé, deux résidus en acides faibles sont encore très contaminés par une phase riche en Sr et peu radiogéniques.

Les valeurs obtenues pour les phases mises en solutions sont reportées dans un profil en fonction de la profondeur (fig. VI-12), puis sont comparées avec les rapports  $^{87}Sr/^{86}Sr$  dérivant de l'interprétation d'un mélange carbonates-silicates (valeur intercepte de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  pour Rb = 0, tableau VI-c).

tableau VI-c : valeur en  $^{87}Sr/^{86}Sr$  des interceptes (Rb=0) des droites de mélange ( $^{87}Sr/^{86}Sr$  fonction de  $^{87}Rb/^{86}Sr$ ) pour les différents niveaux stratigraphiques de Sv-101.

	$^{87}Sr/^{86}Sr$	n
Burdigalien	0,707251 (263)	4
Aquitanien	0,708365 (281)	4
Chattien terminal		
allochtone	0,708223 ( 16)	7
autochtone	0,708046 ( 30)	7
Chattien	0,707265 (145)	11
Stampien (a)	0,707851 ( 3)	16

n = nombres d'analyses prises en compte.

(a) : un seul point de Sv-101 ayant été analysé, la valeur correspond à la moyenne des roches stampiennes.

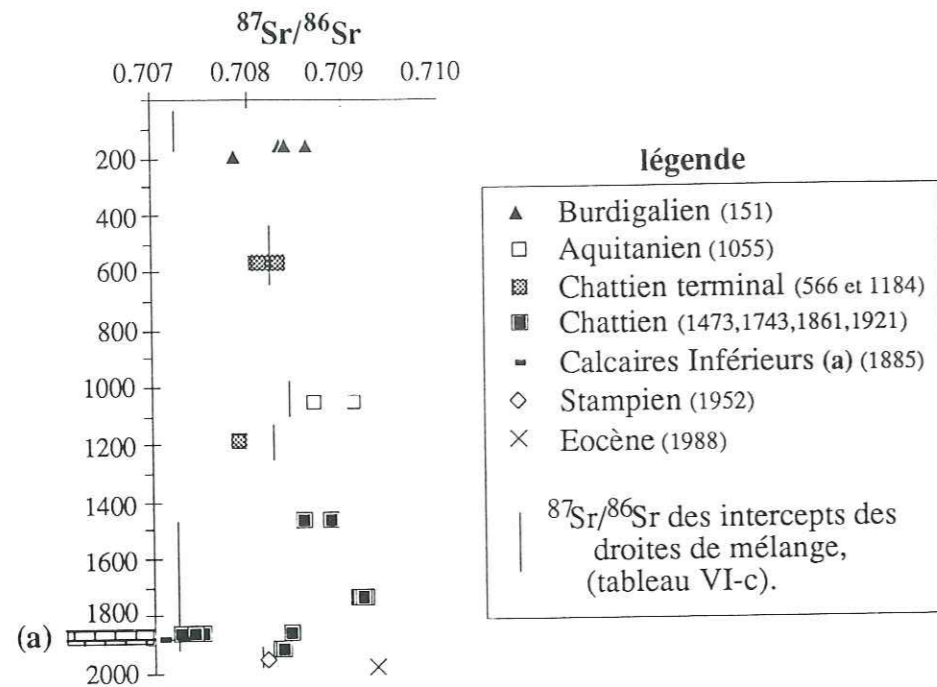


figure VI-12 : rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des mises en solution en fonction de la profondeur pour le forage Sv-101. Les rapports isotopiques des phases mises en solution sont la plupart du temps supérieurs à ceux extrapolés à partir des droites de mélange définies par les analyses roches totales. Ce fait montre que des phases ayant des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  supérieurs à 0,709 sont, au moins en partie, attaquées par cette technique.

Dans la plupart des cas les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des phases mises en solution tendent vers environ 0,709 et sont donc nettement plus élevés que les interceptes des droites de mélange qui représentent les carbonates ( $\text{Rb} = 0$ ). Ces rapports élevés sont associés à de faibles valeurs de  $\text{Rb}/\text{Sr}$ . De plus, les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  peuvent dépendre fortement du type d'acide utilisé. L'interprétation proposée est la mise en solution de minéraux pauvres en  $\text{Rb}$ , mais ayant des valeurs de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  supérieures à celles obtenues pour les carbonates. Les compositions minéralogiques des sédiments expliquent les difficultés rencontrées pour ce type d'analyses.

Les mises en solution par les acides dilués prélèvent systématiquement des Terres Rares, notamment par dissolution de phases ferreuses ou ferriques. Pour les résidus, la présence de dolomites nous oblige à augmenter les normalités pour dissoudre la totalité des carbonates et dans ce cas le bilan sur les chlorites, les glauconies, les phases argileuses fines, voire d'autres phases (phosphates...) est désastreux.

La conclusion est l'abandon de ces techniques d'attaques ménagées qui sont inapplicables dans le cas des compositions minéralogiques des sédiments molassiques.

L'échantillon 1885 des Calcaires Inférieurs fournit une valeur de 0,70707 pour la mise en solution par acide acétique 1N. Un rapport proche est retrouvé pour l'échantillon Sv-101 à 1861m où les mises en solution fournissent des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,70743 à 0,70729. Ces faibles valeurs en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  n'étant pas associées à de fortes valeurs en  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , un composant basique n'est donc pas en cause. Par comparaison avec les valeurs des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des océans (chapitre I), ces valeurs suggèrent la participation de calcaires du Jurassique supérieur ou éventuellement du Permien dans les sources de la molasse.

### 3 - Les minéraux

Quelques analyses sur des populations de micas ont été effectuées. Les résultats sont présentés dans le tableau VI-4. Les muscovites ont été isolées car, d'une part, elles sont particulièrement résistantes vis à vis des conditions régnant lors de l'altération et pendant le cycle sédimentaire s.l., et, d'autre part, parce qu'il est aisé pour des minéraux hyalins de sélectionner des minéraux purs (sans inclusions par exemple). Les résultats montrent que les muscovites hyalines ont des compositions isotopiques très constantes pour le Nd et le Sr. Les valeurs en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  sont comprises entre -12 et -11 (fig. VI-13) en accord avec les valeurs orogéniques de Michard et al. (1985). Pour le couple Rb-Sr, le report dans un diagramme isochrone (fig. VI-14) suggère un âge d'environ 300 Ma pour ces muscovites. Leurs compositions isotopiques sont en accord avec celles reportées pour nombres de formations hercyniennes présentes dans les Alpes (Frey et al., 1976 ; Hawkesworth, 1976). Elles dérivent certainement de formations varisques ou de formations anté-varisques métamorphisées pendant l'orogénèse hercynienne. Rappelons qu'aucun âge pré-varisque n'a été obtenu sur des micas de formations alpines (Hunziker et al., 1992).

Deux populations de muscovites colorées ont été analysées. Il s'agit de muscovites rouges prélevées dans un grès rouge chattien de Sv-101 (1473m) et de muscovites vertes issues d'un grès vert glauconieux de T.f.b. (518m). Ces deux types de muscovites fournissent des valeurs plus fortes en  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , en  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  et en concentrations pour les deux Terres Rares. Par contre les valeurs en Rb-Sr ne semblent pas perturbées pour les muscovites rouges de Sv-101, 1473m et elles tendent vers les valeurs obtenues pour les biotites plus ou moins chloritisées dans le cas des muscovites vertes de T.f.b..

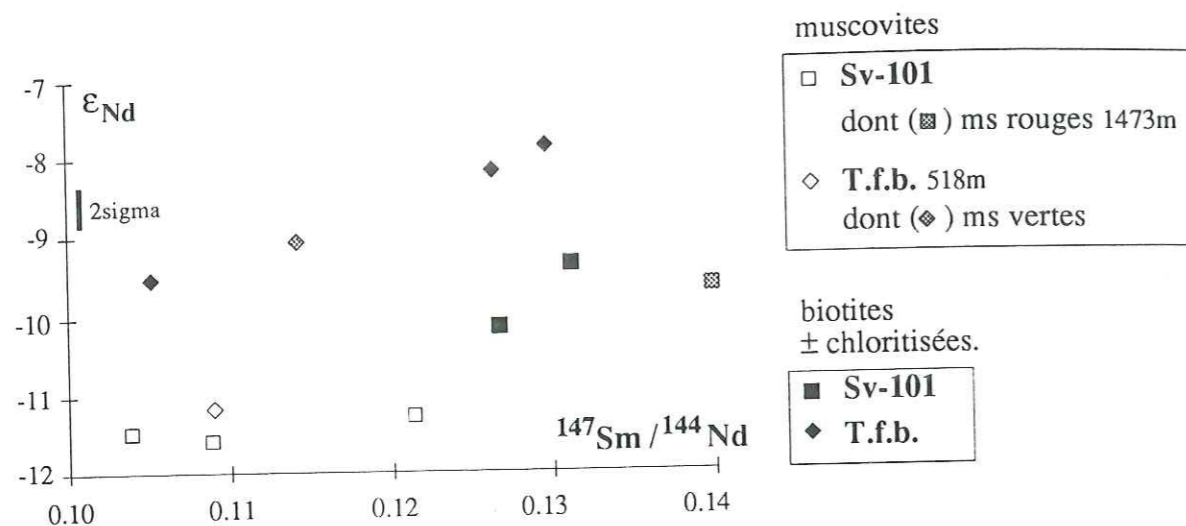


figure VI-13 :  $\epsilon_{Nd}$  fonction de  $^{147}Sm/^{144}Nd$  obtenus pour les micas. Les valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  des muscovites hyalines sont comprises entre -12 et -11, les muscovites colorées ont des valeurs plus fortes pour  $\epsilon_{Nd}$  et  $^{147}Sm/^{144}Nd$ . Les biotites chloritisées ont des compositions plus variables, généralement supérieures et l'alignement des trois populations de T.f.b., 518m suggère l'existence d'un contaminant à fortes valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  et de  $^{147}Sm/^{144}Nd$ , en accord avec les biotites chloritisées de Sv-101 (1473) et les deux muscovites colorées.

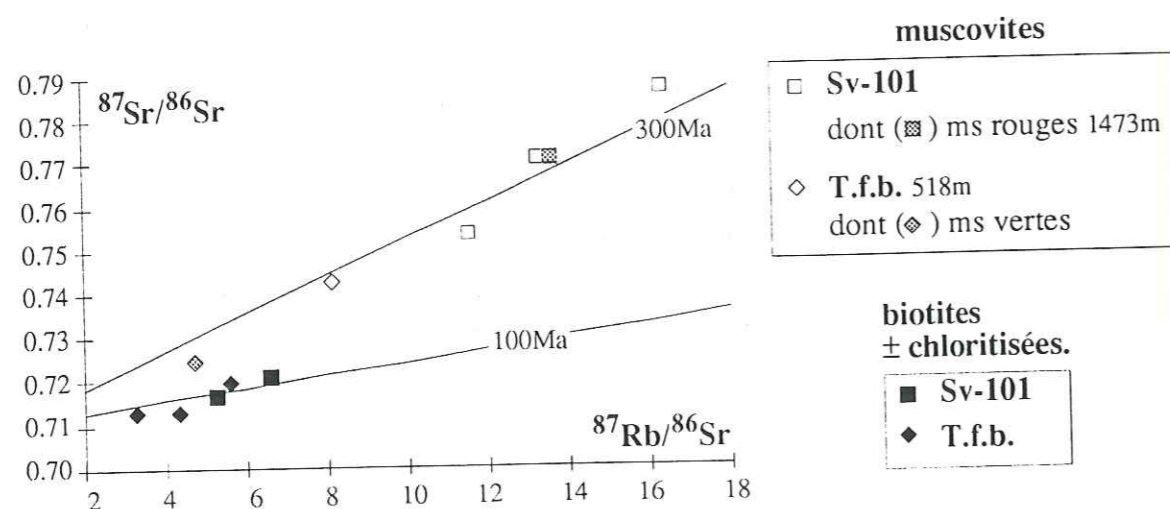


figure VI-14 :  $^{87}Sr/^{86}Sr$  fonction de  $^{87}Rb/^{86}Sr$ . Les muscovites ont de forts rapports  $^{87}Sr/^{86}Sr$  et  $^{87}Rb/^{86}Sr$  en accord avec un âge hercynien et les muscovites colorées ne montrent pas de différences pour les isotopes du couple Rb-Sr, contrairement au couple Sm-Nd. Les biotites chloritisées montrent des rapports isotopiques plus faibles en accord avec un rajeunissement, soit par métamorphisme, soit par effet du cycle sédimentaire s.l. Les droites de pentes calculées respectivement pour 300 et 100 Ma sont fournies pour indication.

Pour comparaison des micas ferro-magnésiens ont été analysés. Leurs compositions isotopiques sont également reportées dans les figures VI-13 et VI-14. Le tri à la loupe binoculaire est ici plus aléatoire (altération variable et minéraux opaques) et pour les deux exemples (Sv-101 à 1473m et T.f.b. à 518m) plusieurs populations de biotites plus ou moins chloritisées, voire glauconitisées, ont été analysées. Les résultats montrent que les populations minérales ont des compositions qui évoluent systématiquement dans le même sens avec :

- (1) un gain en Terres Rares,
- (2) une augmentation des rapports  $^{147}Sm/^{144}Nd$  et  $^{143}Nd/^{144}Nd$ ,
- (3) une perte en Rb et un gain en Sr,
- (4) une diminution des rapports  $^{87}Rb/^{86}Sr$  et  $^{87}Sr/^{86}Sr$ .

Ces modifications montrent que depuis l'altération et jusqu'aux réactions épi à diagénétiques (cycle sédimentaire s.l.), les couples radiogéniques Sm-Nd et Rb-Sr n'évoluent pas en systèmes fermés pour ces micas ferro-magnésiens. Le report dans le diagramme isochrone  $^{87}Sr/^{86}Sr$  fonction de  $^{87}Rb/^{86}Sr$  suggère un âge proche de 100 Ma pour ces modifications. Cet âge est une estimation mal contrainte du fait des rapports  $^{87}Rb/^{86}Sr$  relativement bas.

Les évolutions notées sont du même type que celles reportées par Clauer et al. (1992 a) pour les phénomènes de glauconitisation. En accord avec les conclusions de cette étude, nous admettons que les compositions isotopiques des minéraux peuvent résulter d'une croissance qui fait intervenir, d'une part, des phases riches en Terres Rares et pauvres en Sr (principalement oxydes et/ou hydroxydes de fer) et, d'autre part, des phases riches en Sr (dominées par des carbonates et à faibles rapports  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ). Notons cependant que les biotites qui semblent les moins altérées montrent des valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  cohérentes avec une origine hercynienne (Liew et Hofmann, 1988) et qu'elles possèdent des compositions isotopiques très différentes par comparaison avec les muscovites.

En conclusions, les résultats isotopiques obtenus sur ces minéraux montrent la résistance des muscovites et l'existence de modifications importantes dans le cas des micas ferro-magnésiens. Les roches érodées les plus susceptibles d'apporter de façon dominante des muscovites qui possèdent des valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  apparemment anté-hercynienne (-12 à -11) et des âges varisques, sont supposées être des formations cristallophylliennes anciennes, probablement métamorphisées à l'époque hercynienne. Aucun âge anté-hercynien n'ayant à ce jour été mis en évidence pour des phyllites alpines (Hunziker et al., 1992). Les biotites, plus ou moins altérées, peuvent provenir de roches ignées hercyniennes.

#### 4 - Les galets des conglomérats burdigaliens de T.f.b.

##### a - Galets de roches sédimentaires.

Pour le couple Sm-Nd, les résultats (tableau VI-5) montrent des compositions isotopiques peu différentes de celles des grès molassiques ( $\epsilon_{Nd}$  de -8,1 à -10,1 et  $^{147}Sm/^{144}Nd$  de 0,1060 à 0,1319) et qui sont également comprises dans l'intervalle des compositions de la croûte hercynienne européenne (Liew et Hofmann, 1988). Ces résultats montrent que les sédiments molassiques ne sont isotopiquement pas très différents des roches sédimentaires à l'érosion.

Les valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  des galets carbonatés (Ga 4, 5 et 6, tableau VI-5) sont plus élevées que celles des calcaires crétacés du substratum de Sv-101. Des valeurs comparables existent pour des sédiments alpins (carbonates et cherts) déposés au Jurassique supérieur (Stille et al., 1989). Les rapports  $^{87}Sr/^{86}Sr$  de ces carbonates (0,707 à 0,708) suggèrent des roches appartenant à la période de sédimentation alpine anté-orogénique, soit Jurassique à Crétacé (chapitre I).

##### b - Galets de compositions granitiques.

Les valeurs sont présentées dans le tableau VI-5 et dans les diagrammes isochrones pour les deux couples radiogéniques (fig. VI-15 pour  $^{143}Nd/^{144}Nd$  en fonction de  $^{147}Sm/^{144}Nd$  et fig. VI-16 pour  $^{87}Sr/^{86}Sr$  fonction de  $^{87}Rb/^{86}Sr$ ).

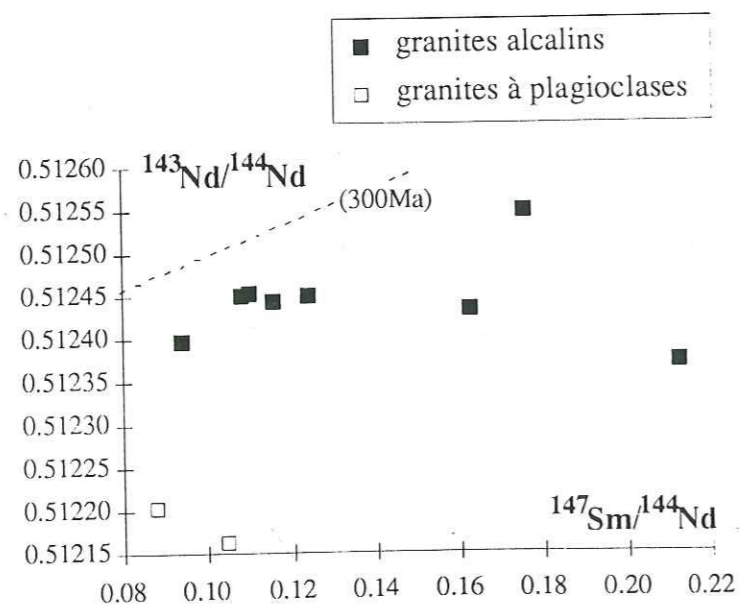


figure VI-15 : report des compositions isotopiques des granites dans le diagramme isochrone  $^{143}Nd/^{144}Nd$  fonction de  $^{147}Sm/^{144}Nd$ . Les granites alcalins ont des compositions isotopiques atypiques par rapport aux valeurs connues pour les formations hercyniennes (Liew et Hofmann, 1988). Les compositions des granites à plagioclases sont elles en accord avec ces valeurs hercyniennes. Une droite de pente définie pour un âge de 300 Ma est donnée pour comparaison.

Pour le couple Sm-Nd le fait majeur est que les rapports  $^{143}Nd/^{144}Nd$  sont très différents des valeurs connues pour les formations ignées de la croûte européenne (Liew et Hofmann, 1988). Sur les 10 galets analysés, deux seulement ont des compositions isotopiques en Nd en accord avec les valeurs reportées par Liew et Hofmann (1988). Ce sont les deux granites plus riches en plagioclases (g4 et g8 respectivement à  $-9,3 \pm 0,2$  et  $-8,5 \pm 0,5$ ). Les huit autres galets analysés montrent des valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  actuel comprises entre -5,2 et -1,8, et pour quatre d'entre eux, ces valeurs sont comprises entre -3,6 et -3,8. Les rapports  $^{147}Sm/^{144}Nd$  (0,0942 à 0,2121 pour  $^{147}Sm/^{144}Nd$ ) et les concentrations en Nd sont très variables.

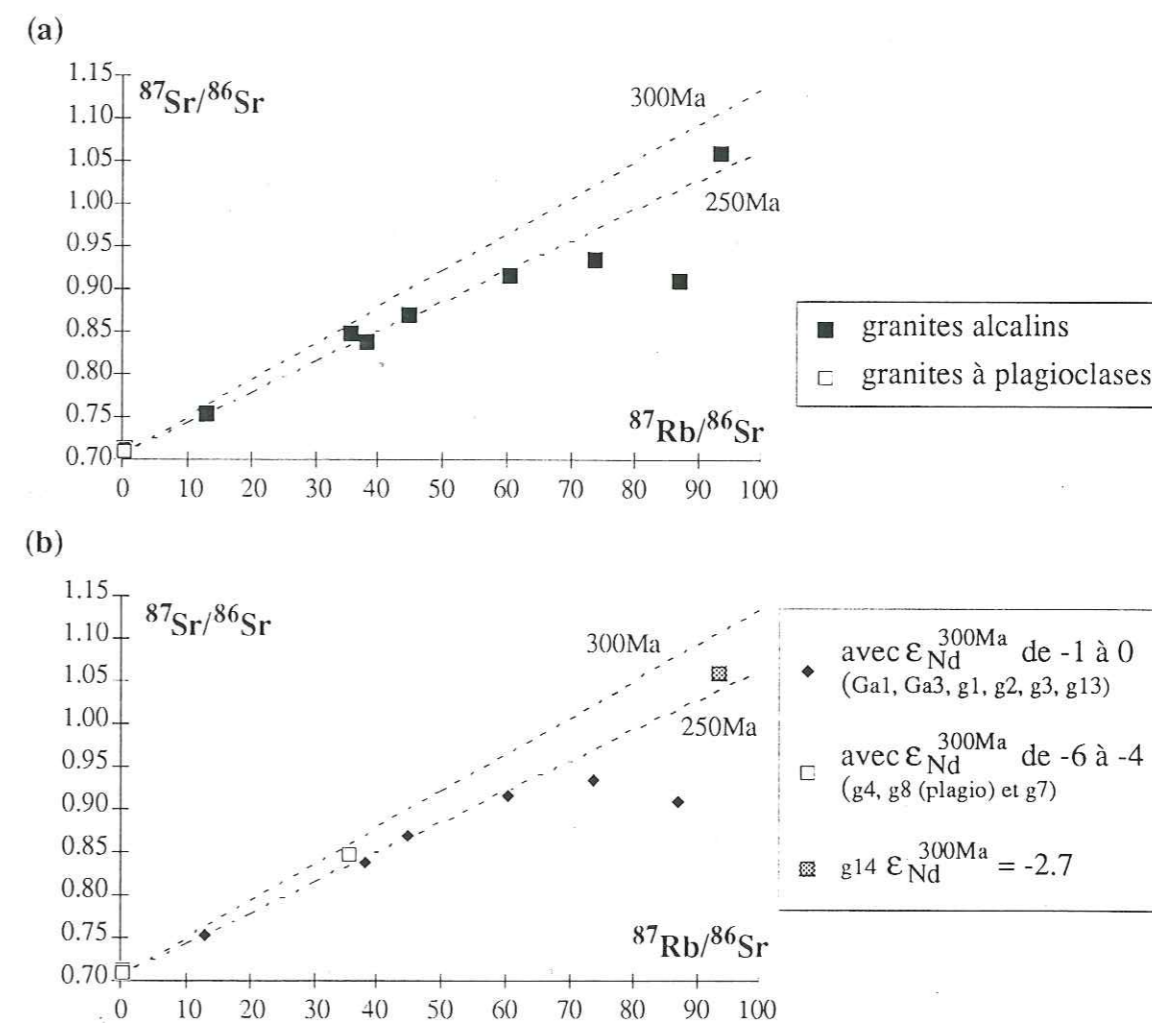


figure VI-16 : (a), diagramme isochrone  $^{87}Sr/^{86}Sr$  fonction de  $^{87}Rb/^{86}Sr$ . Les droites de pentes correspondant à des âges théoriques de 300 Ma et 250 Ma sont placées pour indication.

(b), les granites sont sélectionnés selon la valeur de  $\epsilon_{Nd}^{300Ma}$  calculée à 300 Ma. Les granites ayant des valeurs de  $\epsilon_{Nd}^{300Ma}$  comprises entre -1 et 0 peuvent avoir une origine commune et un âge de 250 Ma est suggéré.

Pour le couple Rb-Sr, il n'est pas question ici de dater par isochrone des granites prélevés en galets dans des conglomérats. Les deux granites à plagioclases fournissent des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  bas qui suggèrent que les valeurs des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux ne doivent pas être trop éloignés de 0,708. Par contre, les granites alcalins à forts rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  autorisent l'estimation d'un âge. Pour des valeurs aussi fortes en  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  la pente de la relation isochrone (c'est à dire l'âge) n'est que peu influencée par des modifications de l'intercepte ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial). La figure VI-16a propose un âge compris entre 300 et 250 Ma. Le calcul de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  à 300 Ma peut suggérer une origine commune pour les roches à  $\epsilon_{\text{Nd}}^{300 \text{ Ma}}$  de -1 à +1 et un âge tardi-varisque, vers 250 Ma, peut être suggéré pour ces roches (fig. VI-16b).

Le report dans un diagramme isochrone, utilisé ici comme diagramme de mélange (fig. VI-17), des analyses des galets et des grès burdigaliens contemporains des conglomérats, montre une situation de mélange complexe. Notons pour l'instant que l'introduction de granites atypiques, enrichis en  $^{143}\text{Nd}$ , peut expliquer les compositions des grès burdigaliens ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  moyen de -7,8) par rapport aux compositions des sédiments molassiques antérieurs (moyennes de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  entre -9,5 et -9,0).

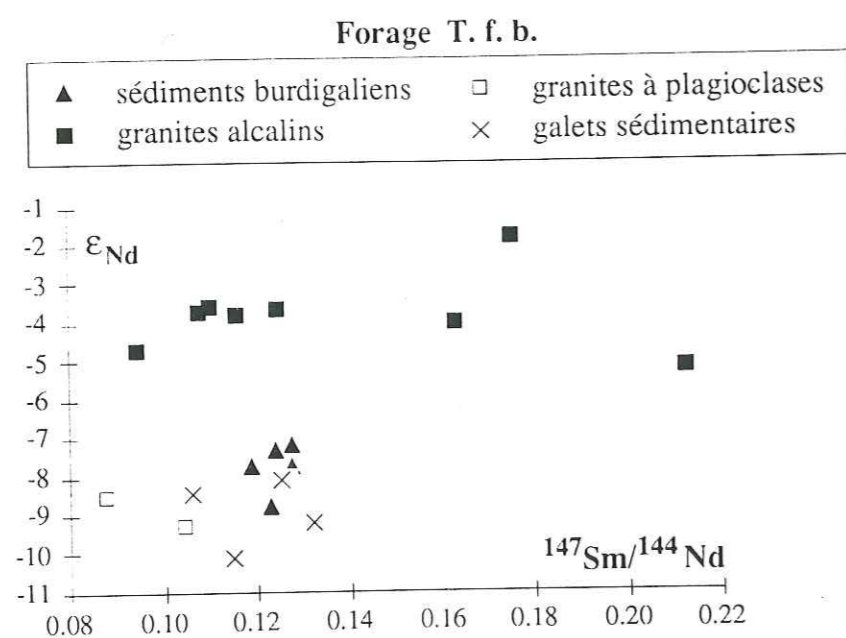


figure VI-17 :  $\epsilon_{\text{Nd}}$  fonction de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ? Comparaison des compositions isotopiques obtenues pour les galets des conglomérats et pour les grès burdigaliens de T.f.b. Les galets de roches sédimentaires et les deux granites à plagioclases ont des valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  proches de celles des sédiments molassiques. Les granites alcalins montrent de fortes valeurs pour  $\epsilon_{\text{Nd}}$  et des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  variables. L'érosion de ces roches peut expliquer les compositions isotopiques des grès verts burdigaliens, qui ont des valeurs en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  plus fortes que les autres sédiments molassiques.

## B - Interprétations des données isotopiques Sm-Nd

### 1 - Effets du cycle sédimentaire sur le couple Sm-Nd

Les données obtenues pour le couple Sm-Nd sont comparées à l'indice d'altération C.I.A. (Chemical Index of Alteration, Nesbitt et Young, 1982).

La figure VI-18a montre que les concentrations en Nd augmentent avec l'indice d'altération et tendent vers les valeurs des shales (30 ppm, Goldstein et Jacobsen, 1988b) pour des valeurs de C.I.A. de 70 (Nesbitt et Young, 1982). L'exception fournie par les grès stampiens est due aux compositions se résumant en un mélange quartz, calcite, et dolomite. L'indice C.I.A. est peut être ici surestimé du fait d'un mauvais calcul de  $\text{CaO}^*$  ( $\text{CaO}$  des phases silicatées).

Pour les valeurs en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (fig. VI-18b), les points qui représentent les grès burdigaliens sont bien individualisés et, pour les autres résultats, il n'y a pas de relation avec l'indice C.I.A. Cette absence de relation montre l'indépendance des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  avec les lithologies.

Les rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  évoluent avec l'indice C.I.A. (fig. VI-18c) et tendent vers des valeurs typiques d'argiles et de formations continentales (0,12 à 0,1115, O'Nions et al., 1983 ; Goldstein et al., 1984 ; Michard et al., 1985 ; Goldstein et Jacobsen, 1988a ; Jacobsen, 1988) pour des valeurs de C.I.A. d'environ 70 (Nesbitt et Young, 1982). Pour les valeurs de C.I.A. inférieures à 70, les variations des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  sont interprétées comme des effets de sources, puisque l'altération semble moins forte.

Les âges modèles évoluent dans le même sens (fig. VI-18d). Les sédiments les plus grossiers (ou les moins matures) fournissent les âges modèles les plus élevés. L'importance des sédiments chimiques carbonatés et siliceux en débris lithiques peut expliquer ces fortes valeurs en âges modèles. Les données disponibles pour les sédiments siliceux d'origine chimique (compositions chimiques : Steinberg et al., 1977 ; Stille et al., 1989 ; Sinha et Upadhyay, 1993, et compositions isotopiques : Stille et al., 1989) montrent une grande dispersion des compositions chimiques et isotopiques. Cependant les rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  sont généralement supérieurs à ceux des sédiments détritiques. L'existence d'un fractionnement des Terres Rares lors de la formation de précipités chimiques, notamment en milieu océanique, amène Jacobsen (1988) à proposer le calcul d'un âge modèle en deux étapes (noté  $T_{2\text{DM}}$ ) pour prendre en compte le fractionnement chimique entre les deux Terres Rares Sm et Nd pour ce type de sédiments.

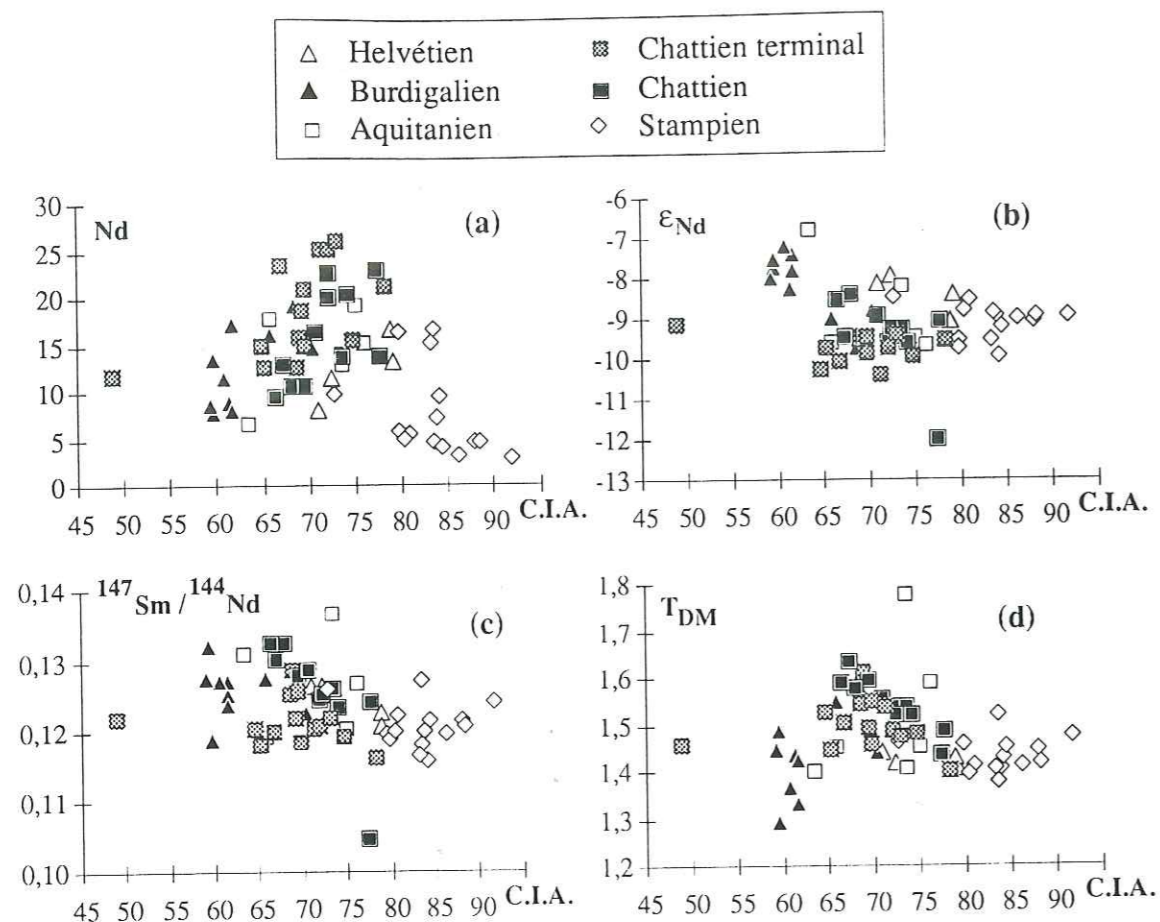


figure VI-18 : comparaison des données obtenues pour le couple Sm-Nd avec l'indice d'altération C.I.A. (Nesbitt et Young, 1982).

- (a) [Nd] vs. C.I.A. En dehors de l'exception notable des grès stampiens de Tuggen, les valeurs des concentrations en Nd et celles de l'indice C.I.A. sont grossièrement corrélées et tendent vers des valeurs d'argiles, soit 30 ppm de Nd (Goldstein et Jacobsen, 1988b) et 70 pour l'indice C.I.A. (Nesbitt et Young, 1982).
- (b)  $\epsilon_{Nd}$  vs. C.I.A. Les grès burdigaliens et un exemple de l'Aquitaniens terminal de T.f.b. (736m) sont bien individualisés par leurs fortes valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  associées à de faibles valeurs pour l'indice C.I.A. Pour les autres sédiments molassiques, il n'y a pas de relation entre l'indice d'altération et  $\epsilon_{Nd}$ .
- (c),  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  vs. C.I.A. La comparaison des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  et de l'indice d'altération montre une diminution des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  pour les fortes valeurs de C.I.A. avec l'évolution vers des valeurs typiques d'argiles à  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  d'environ 0,115 et C.I.A. de 70.
- (d),  $T_{DM}$  vs. C.I.A. La figure doit être comparée avec la précédente. Pour les sédiments burdigaliens, la diminution des âges modèles est interprétée comme traduisant l'érosion de roches ayant des âges modèles jeunes (granites alcalins atypiques) Pour les autres sédiments, l'évolution de  $T_{DM}$  et de C.I.A. montre que les âges modèles les plus forts sont induits par les forts rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . L'effet du cycle sédimentaire conduit en la diminution des âges modèles pour des valeurs de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  et de C.I.A. typiques d'argiles.

L'érosion de roches sédimentaires d'origine chimique et appartenant aux cycles sédimentaires antérieurs, essentiellement mésozoïques, peut être responsable des variations des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  et conduit à une augmentation sensible des âges modèles. L'emploi des âges modèles pour caractériser la croissance crustale n'est pas possible pour ce type de sédiments. Un exemple clair est donné par l'analyse des carbonates créacés du substratum de Sv-101 qui fournissent des âges modèles de 1,6 à 2,8 Ga.

## 2 - Identification des pôles

Pour identifier les sources possibles et expliquer le mélange sédimentaire, nous disposons de trois méthodes :

- (1), l'interprétation de relations du type  $\epsilon_{Nd}$  en fonction de rapports élément/Nd.
- (2), l'analyse des constituants des roches, minéraux détritiques, débris lithiques, galets des niveaux conglomératiques.
- (3), la comparaison des résultats isotopiques avec ceux disponibles dans la littérature pour l'environnement géologique alpin.

### a - Relations entre les compositions isotopiques et chimiques.

La figure VI-19 regroupe les relations  $\epsilon_{Nd}$  en fonction du rapport  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (fig. VI-19a, diagramme isochrone), de  $1/[\text{Nd}]$  (fig. VI-19b, diagramme de mélange classique), puis des rapports  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Nd}$  (fig. VI-19c) et  $\text{K}_2\text{O}/\text{Nd}$  (fig. VI-19d).

Ces relations montrent une situation de mélange complexe qui doit faire intervenir au moins trois, voire quatre, pôles notés a, b, c, et d sur les figures. Les représentations graphiques du mélange sédimentaire permettent, dans un premier temps, de préciser les compositions de ces pôles :

- le pôle a prend en compte les faibles valeurs en  $\epsilon_{Nd}$ .
- les pôles b et c correspondent aux valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  proches des celles des sédiments molassiques, mais ils possèdent des rapports éléments/Nd très différents. Le pôle b correspond à des formations pauvres en Nd, en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et en  $\text{K}_2\text{O}$ . Le pôle c regroupe des formations riches en Nd (environ 30 ppm), alumineuses et potassiques.
- un pôle d, fortement alumineux et potassique, doit être ajouté pour prendre en compte les fortes valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  obtenues dans le cas des sédiments burdigaliens et helvétiques et pour les deux échantillons aquitaniens de Suisse centrale (forage T.f.b.).



légende

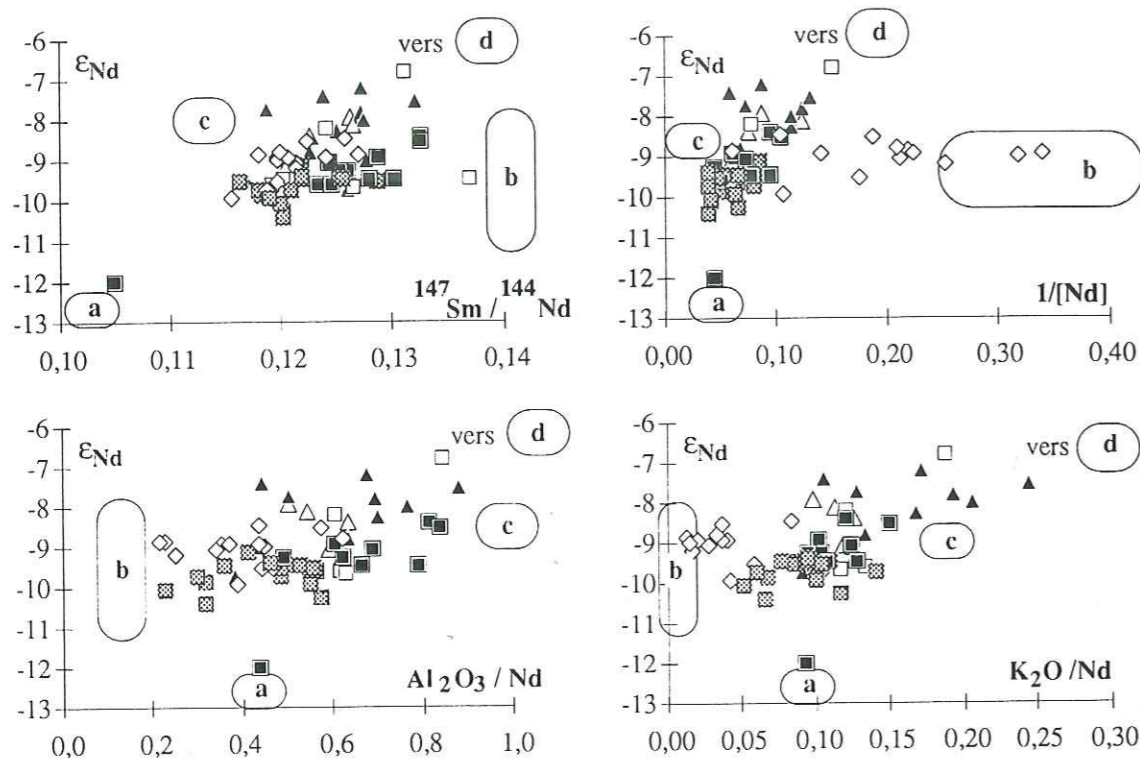
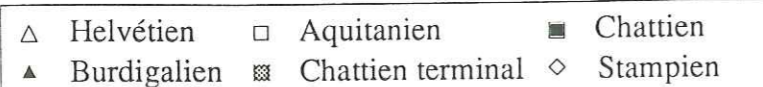


figure VI-19 : interprétation du mélange sédimentaire par le report de  $\epsilon_{Nd}$  en fonction de  $^{147}Sm/^{144}Nd$ , de  $1/[Nd]$ , de  $Al_2O_3/Nd$  et  $K_2O/Nd$ . L'existence de trois, puis quatre pôles est suggérée avec :

- pour (a), de faibles valeurs pour  $\epsilon_{Nd}$ ,  $^{147}Sm/^{144}Nd$  et des concentrations en Nd de type shales (environ 30 ppm) et un chimisme alumineux et potassique.
- pour (b), des valeurs pour  $\epsilon_{Nd}$  comparables à celles des sédiments molassiques, de forts rapports  $^{147}Sm/^{144}Nd$  et pauvres en Nd,  $Al_2O_3$  et  $K_2O$ .
- pour (c), des valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  proches de celles des sédiments, des rapports  $^{147}Sm/^{144}Nd$  bas et proches de ceux connus pour des formations continentales (environ 0,115), de fortes concentrations en Nd (au moins 30 ppm) et un chimisme moyennement alumineux et potassiques.
- pour (d), les compositions des grès burdigaliens peuvent être expliquées par l'érosion de formations à fortes valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  associées à des concentrations en Nd relativement faibles et à un chimisme alumineux et potassique. Les granites alcalins existant en galets à T.f.b. possèdent des compositions isotopiques et chimiques du même ordre. (2sigma pour  $\epsilon_{Nd}$  de 0,4 unités epsilon).

b - contraintes apportées par les compositions isotopiques des constituants des grès.

Les mesures réalisées à la microsonde électronique ont montré la présence de cherts alcalins sodiques, et de débris de serpentinites. Les relations entre les résultats Sm-Nd et  $Na_2O$  puis  $MgO$  permettent de préciser l'origine de ces débris lithiques

Le report des données isotopiques du Nd en fonction du rapport  $Na_2O/Nd$  (fig. VI-20) montre que les sédiments ayant les plus fortes valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  ont des rapports  $Na_2O/Nd$  élevés. L'utilisation de  $T_{DM}$  est ici pertinente car elle montre que, dans le cas des échantillons burdigaliens, les forts rapports  $Na_2O/Nd$  correspondent aux âges modèles les plus jeunes. Dans ce cas les roches sources suspectées sont les granites alcalins qui possèdent des valeurs  $\epsilon_{Nd}$ ,  $^{147}Sm/^{144}Nd$ ,  $T_{DM}$  et  $Na_2O/Nd$  compatibles avec cette évolution. En effet, six des galets de granites alcalins analysés possèdent des âges modèles de 1 Ga et des rapports  $Na_2O$  de 0,13 à 0,80. Notons que deux granites alcalins (Ga3 et g14, tableaux VI-5) ont des âges modèles vieux (1,9 à 2,0 Ga) du fait de rapports  $^{147}Sm/^{144}Nd$  particulièrement élevés (0,175 et 0,162).

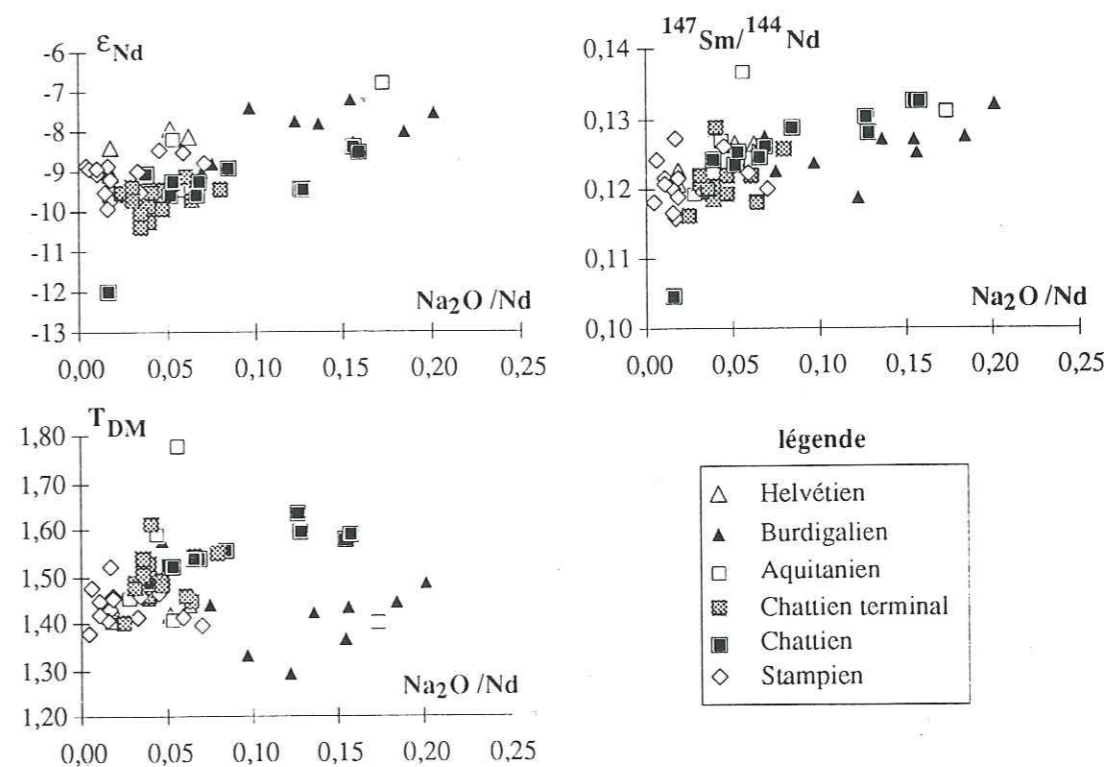


figure VI-20 :  $\epsilon_{Nd}$ ,  $^{147}Sm/^{144}Nd$  et  $T_{DM}$  en fonction de  $Na_2O/Nd$ . Les sédiments à forts rapports  $Na_2O/Nd$  ont les plus fortes valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  et  $^{147}Sm/^{144}Nd$ . Pour les grès burdigaliens, les forts rapports  $Na_2O$  sont associés aux âges modèles jeunes, en accord avec l'érosion des granites alcalins atypiques. Pour les grès chattiens, les âges modèles anciens peuvent être expliqués par l'érosion de sédiments d'origine chimique et à forts rapports Sm/Nd (fractionnement possible lors d'un cycle sédimentaire antérieur (2sigma pour  $\epsilon_{Nd}$  de 0,4 unités).

Pour les grès chattiens, l'augmentation en  $\text{Na}_2\text{O}$  est corrélée avec l'augmentation des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  et des âges modèles. Dans ce cas, c'est le recyclage de sédiments océaniques, notamment des cherts sodiques, capables, au moment de leur formation dans un cycle sédimentaire antérieur, de fractionner les deux Terres Rares, qui explique à la fois les compositions isotopiques et chimiques.

Le même type d'analyse est faite par comparaison des données isotopiques du Nd et des rapports MgO/Nd (fig. VI-21). Le point important est ici que les fortes valeurs en MgO/Nd sont liées tout au plus à une faible augmentation des valeurs en  $\epsilon_{\text{Nd}}$ .

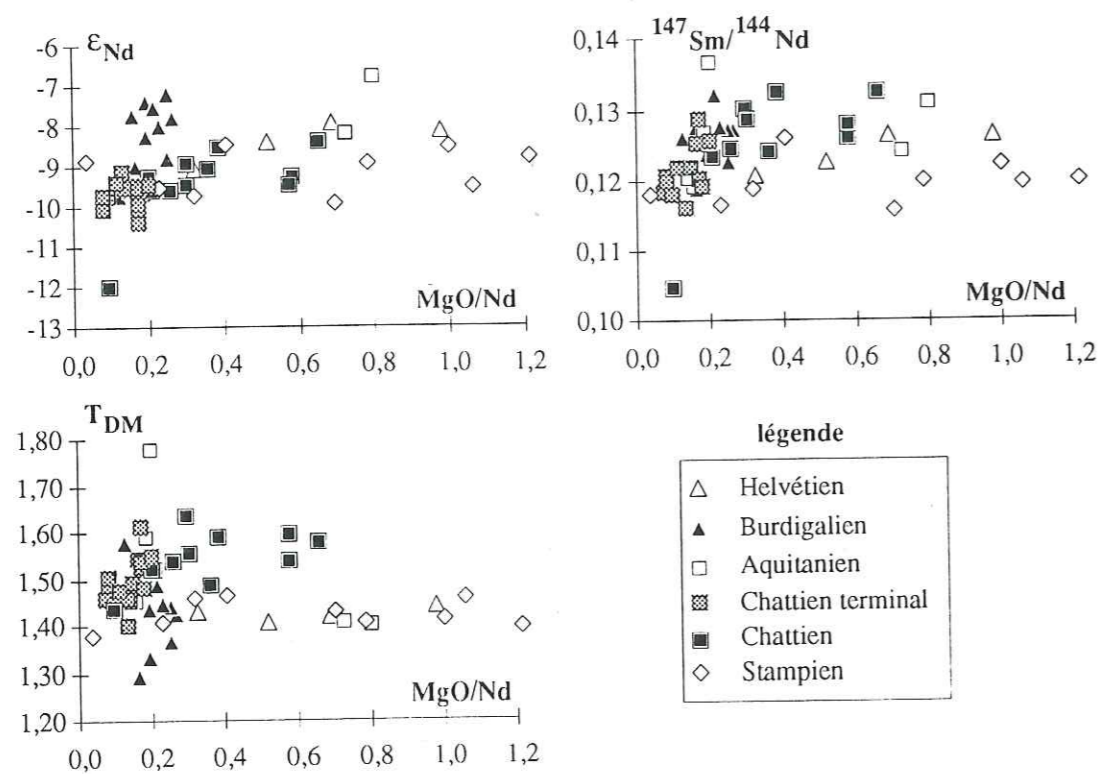
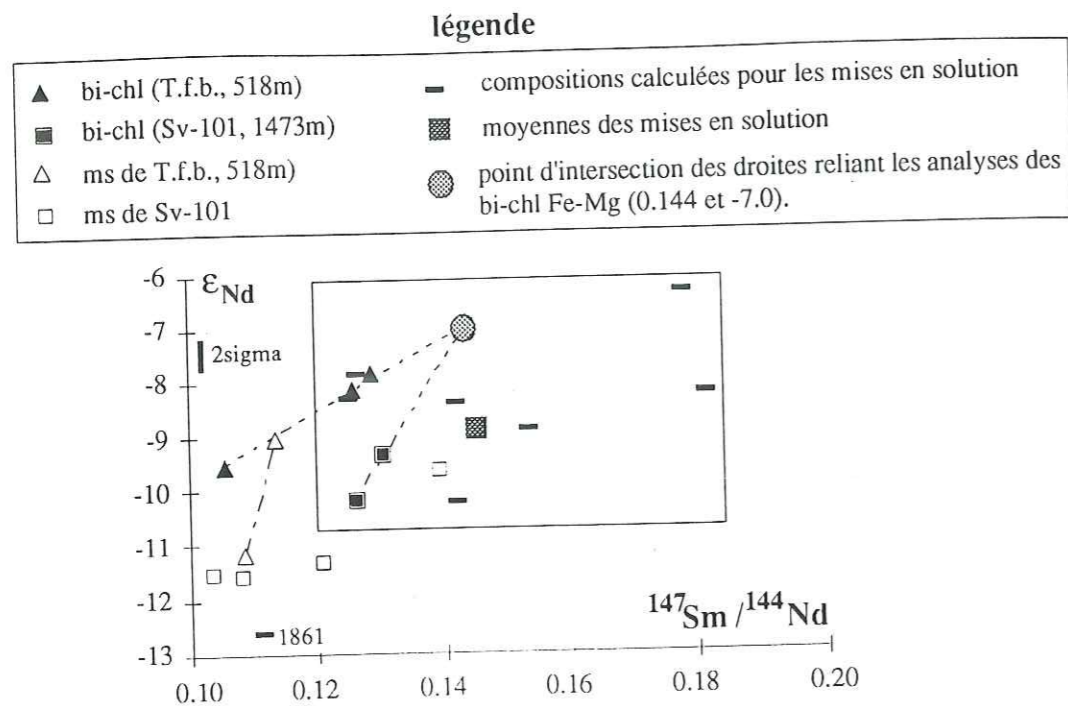


figure VI-21 :  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  et  $T_{\text{DM}}$  en fonction de MgO/Nd. Les sédiments enrichis en MgO, du fait de la présence de chlorites magnésiennes et de serpentines, ne montrent pas de compositions isotopiques très différentes de celles des autres sédiments molassiques. L'hypothèse de l'érosion de basaltes océaniques téthysiens doit être rejetée car ces derniers introduiraient des valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  d'environ +8 (Stille et al., 1989). Par contre, les formations basiques contenues dans les socles anciens sont susceptibles de fournir les minéraux basiques à compositions isotopiques compatibles avec celles reportées ici (voir texte). ( $2\sigma$  pour  $\epsilon_{\text{Nd}}$  de 0,4 unités epsilon).

Si l'évolution de ce rapport est uniquement le résultat d'un comportement différent de Mg et de Nd, dans ce cas le rapport Mg/Nd est indépendant des compositions isotopiques. Comme la présence de minéraux magnésiens (serpentines et chlorites magnésiennes) pour les niveaux du Chattien inférieur montre la présence à l'érosion de formations mafiques à ultramafiques, alors les relations avec  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $T_{\text{DM}}$  et surtout  $\epsilon_{\text{Nd}}$  suggèrent que ces formations, riches en MgO, Cr et Ni, ne peuvent pas provenir de formations basiques récentes, dont l'origine pourrait être la croûte océanique téthysienne. En effet, l'érosion de roches basiques, ayant des valeurs héritées de basaltes océaniques téthysiens, apporterait de fortes valeurs en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (environ +8, Stille et al., 1989). Par contre, la présence de formations basiques anciennes, appartenant aux socles continentaux anté-alpins, semble plus vraisemblable pour prendre en compte les compositions chimiques et isotopiques des sédiments chattiens enrichis en MgO. Les données disponibles pour les Alpes montrent en effet que la croûte continentale anté-hercynienne contient de nombreux corps basiques qui peuvent fournir des compositions isotopiques très variées avec des valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  de -10 à +9 (Stille et Tatsumoto, 1985 ; Bossart et al., 1986 ; Tilton et al., 1989 ; Tilton et al., 1991).

Les compositions isotopiques des minéraux ont montré des muscovites à faible valeur en  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , typiques de formations anté-hercyniennes (O'Nions et al., 1983 ; Michard et al., 1985 ; Liew et Hofmann 1988) et des micas ferro-magnésiens (biotites plus ou moins chloritisées) ayant, pour les minéraux les moins altérés, des valeurs comparables à celles des formations hercyniennes (Liew et Hofmann, 1988).

Les analyses portant sur les résidus silicatés montrent l'existence de phases solubles en acides qui sont riches en Terres Rares et qui ont des rapports Sm/Nd élevés. Les rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  calculés pour les phases mises en solution sont compris entre 0,11 et 0,18 avec une moyenne de 0,145. La figure VI-22 reporte les valeurs calculées des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  et  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  pour les phases mises en solution. Ces valeurs semblent cohérentes avec les évolutions notées pour les micas ferro-magnésiens. Cependant il convient de noter qu'au vu des très faibles différences entre les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  des roches totales et des résidus, les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  sont très mal définis, l'incertitude étant de plusieurs unités en  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Néanmoins, il existe des phases facilement solubles en acides dilués (carbonates, oxydes-hydroxydes de fer, phosphates...) qui participent aux modifications enregistrées par les micas ferro-magnésiens, minéraux parmi les plus sensibles au cycle sédimentaire s.l.



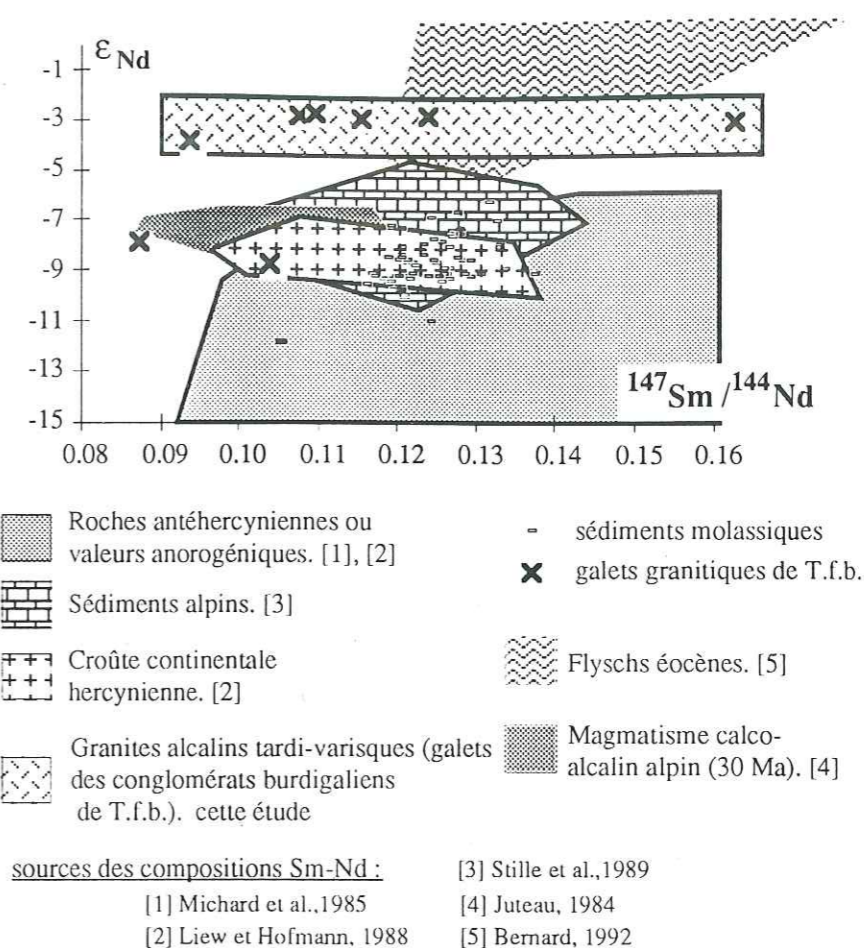
**figure VI-22 :**  $\epsilon_{Nd}$  fonction de  $^{147}Sm/^{144}Nd$ , suggérant l'existence d'un contaminant à fort rapport  $^{147}Sm/^{144}Nd$  et à  $\epsilon_{Nd}$  mal définis et pouvant expliquer les compositions calculées pour les phases mises en solution par acides dilués et les évolutions notées pour les biotites chloritisées. Le cadre représenté par la figure montre l'incertitude à propos de la composition isotopique de ce composant.

c - apports de la bibliographie.

La figure VI-23 montre les plages couvertes par les rapports isotopiques  $^{143}Nd/^{144}Nd$  et  $^{147}Sm/^{144}Nd$  des principales formations susceptibles d'être érodées pendant la durée de la sédimentation molassique. Les principales "boîtes sources" disponibles sont en accord avec les interprétations précédentes, avec :

- (a) : les roches anté-hercyniennes (O'Nions et al., 1983 ; Michard et al., 1985 ; Liew et Hofmann, 1988),
- (b) : les sédiments téthysiens (Stille et al., 1989),
- (c) : les formations de la croûte hercynienne européenne (Liew et Hofmann, 1988),
- (d) : les galets granitiques alcalins à forts rapports  $^{143}Nd/^{144}Nd$ .

Les roches magmatiques calco-alcalines alpines (Juteau 1984) et les flyschs éocènes représentent des volumes trop faibles (Trümpy, 1980 ; Vuagnat, 1983) pour être des sources majeures des sédiments molassiques. Les valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  élevées des grès de Taveyenne (Bernard, 1992) correspondent à des niveaux riches en amphiboles et pyroxènes et sont représentés sur la figure VI-23 pour indiquer le champs des compositions d'hypothétique sources mafiques ou ultramafiques.



**figure VI-23 :** report des valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  et  $^{147}Sm/^{144}Nd$  pour les formations susceptibles d'être érodées pendant le cycle sédimentaire molassique. Les notations a, b, c, d correspondent aux pôles définis dans le texte. Les flyschs éocènes et le magmatisme calco-alcalin alpin sont notés pour comparaison. Leurs faibles volumes nous conduisent à ne pas les prendre en compte dans les roches sources majeures des grès molassiques.

La synthèse des relations de mélange, des résultats et des interprétations sur les analyses des galets, des minéraux et des attaques ménagées et les données bibliographiques nous conduisent à proposer que le mélange sédimentaire peut être expliqué en faisant intervenir trois, puis quatre pôles. Les pôles choisis pour expliquer, puis quantifier les compositions isotopiques des grès molassiques sont donc :

a qui représente l'érosion de formations à faibles valeurs en  $\epsilon_{Nd}$ . Le grès situé à la côte 1861m à Sv-101 est représentatif de ces entrées. Pour ce point, postérieur à la sédimentation des Calcaires Inférieurs, il semble que les entrées fluviales qui domineront pendant le dépôt de la Molasse d'Eau Douce ne se soient pas encore totalement remises en place après l'épisode de sédimentation des Calcaires Inférieurs. Ce

pôle correspond également aux valeurs an-orogéniques reportées par Michard et al. (1985) et aux valeurs fournies par les muscovites analysées. Les valeurs retenues pour la quantification sont celles fournies par le grès calcaire à 1861m, soit :

$$a : \text{Nd}] = 22,9 \text{ ppm}, \epsilon_{\text{Nd}} = -12,0 \text{ et } {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} = 0,1048$$

**b** est le pôle associé aux forts rapports Sm/Nd. Il représente le recyclage de sédiments chimiques (carbonates et cherts) et prend en compte un possible fractionnement du rapport Sm/Nd pendant les cycles sédimentaires successifs. Les lithologies des roches sédimentaires érodées sont dominées par les calcaires. Une définition plus précise de ce pôle est donnée par l'examen des relations  $\epsilon_{\text{Nd}}$  en fonction des rapports Sr/Nd (fig. VI-24). Les roches silicatées ont des rapports Sr/Nd de l'ordre de 10 à 15 (Zindler et Hart, 1986, granites de cette étude), les carbonates ont des rapports Sr/Nd de l'ordre de 100 ou supérieurs à 100 (Goldstein et Jacobsen, 1988a et carbonates de cette étude). Ainsi le report des rapports isotopiques en fonction du rapport Sr/Nd permet de préciser les compositions isotopiques nécessaires pour une quantification.

Pour la Molasse Marine Inférieure, la figure VI-24 montre que le recyclage important de formations carbonatées introduit une valeur de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  proche de -9, valeur intermédiaire entre celle des sédiments océaniques téthysiens (-8,1, Stille et al., 1989) et celles des sédiments continentaux (-11, Goldstein et al., 1984 et cette étude).

Pour la Molasse d'Eau Douce Inférieure, la figure VI-24 montre que pendant le dépôt des Marnes bariolées chattiennes, l'enrichissement en Sr est associé à une augmentation des valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , alors que pour le Chattien terminal et l'Aquitanien de Sv-101, les fortes valeurs en Sr/Nd sont associées à des valeurs basses de  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Pour le Chattien, la valeur retenue pour le pôle est celle de la Téthys (-8,1, Stille et al., 1989). Pour les sédiments du Chattien terminal et de l'Aquitanien, la valeur en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  choisie est celle du substratum crétacé de Sv-101, représentant les sédiments continentaux européens.

Pour la Molasse Marine Supérieure (fig. VI-24) les rapports du pôle **b** sont données par les moyennes des galets de roches sédimentaires prélevés à T.f.b.

Pour les concentrations en Nd, les sédiments carbonatés ou siliceux varient depuis des valeurs proches de 0 jusqu'à des valeurs de plusieurs dizaines de ppm pour des cherts alumineux (Steinberg et al., 1977 ; Stille et al., 1989 ; Sinha et Upadhyay, 1993 ). Le choix pour la quantification se fait sur une valeur moyenne des carbonates de 4,8 ppm (Goldstein et Jacobsen, 1988a). Cette valeur est proche de la moyenne des sources disponibles dans la littérature (Stille et al., 1989) et de celles obtenues pour les différents carbonates de cette étude (moyenne des galets sédimentaires de T.f.b. à 4,2 ppm).

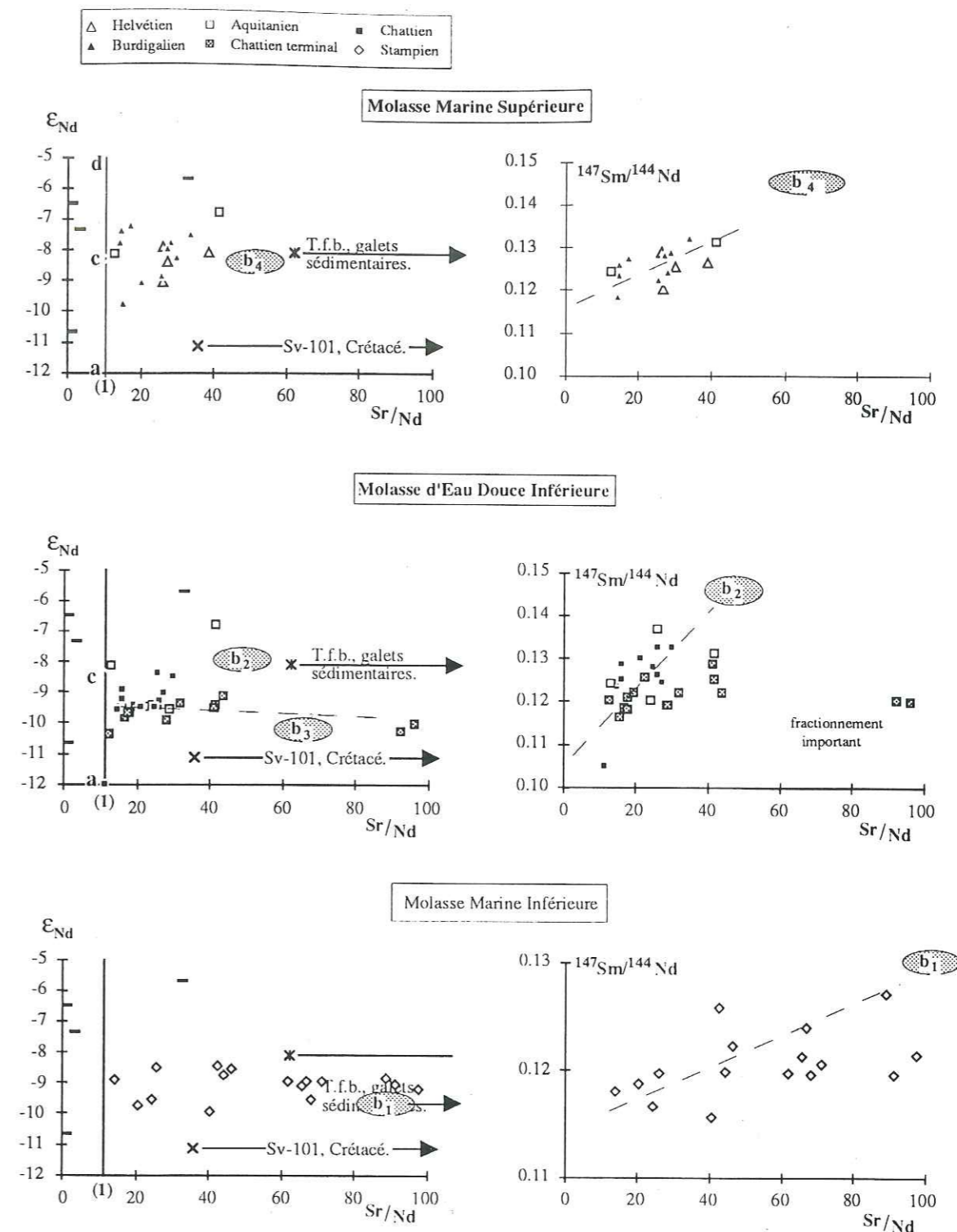


figure VI-24 utilisation du rapport Sr/Nd pour estimer les compositions isotopiques des sédiments chimiques érodés. La droite noté (1) représente les formations continentales (Zindler et Hart, 1986). Les forts rapports Sr/Nd sont le résultat de l'érosion de formations riches en Sr mais également d'un enrichissement en Sr pendant le cycle sédimentaire s.l. Cependant les valeurs en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  associées à ces forts rapports Sr/Nd sont différentes pour chaque niveau stratigraphique. Les droites en pointillées indiquent les évolutions générales. Ces évolutions nous conduisent à définir 4 pôles **b**, dont les compositions approximatives sont suggérées dans chaque figure pour chaque niveau stratigraphique. Les rapports  ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$  augmentent avec les rapports Sr/Nd et peuvent expliquer les forts rapports  ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$  mesurés pour ce type de sédiments par comparaison avec les études antérieures déjà citées. Les valeurs des galets de roches sédimentaires de T.f.b. et celles des calcaires crétacés de Sv-101 sont indiquées par les flèches du fait de leurs forts rapports Sr/Nd.

Finalemment et pour rendre compte des compositions isotopiques des grès molassiques, le pôle **b** est différent pour les différents niveaux stratigraphiques. Les valeurs utilisées pour la quantification sont reportées dans le tableau VI-d.

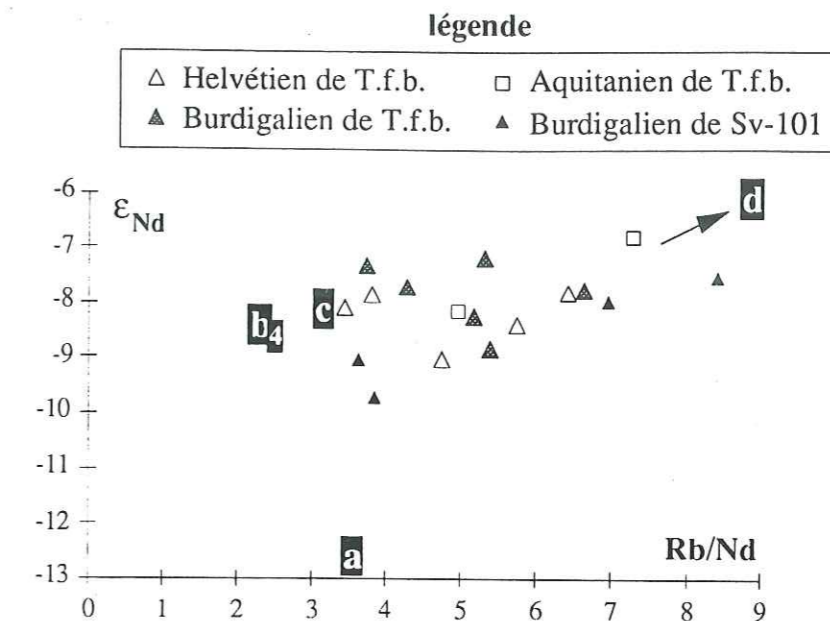
**tableau VI-d** : concentrations en Nd et compositions isotopiques retenues pour la quantification des formations sédimentaires dominées par des sédiments chimiques notés pôle b (carbonates et sédiments siliceux).

	[Nd] <sub>ppm</sub>	ε <sub>Nd</sub>	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd
<b>b<sub>1</sub></b> : Molasse Marine Inférieure Stampien	4,8	-9,0	0,130
<b>b<sub>2</sub></b> : Molasse d'Eau Douce Inférieure Marnes bariolées chattiennes	4,8	-8,1	0,145
<b>b<sub>3</sub></b> : Molasse d'Eau Douce Inférieure Grès et Marnes gris à gypse et Molasse grise de Lausanne Chattien terminal et Aquitanien de Sv-101.	4,8	-10,4	0,145
<b>b<sub>4</sub></b> : Molasse d'Eau Douce Inférieure Aquitanien de T.f.b. Molasse Marine Inférieure Burdigalien, Helvétique	4,2	-8,5	0,145

**c** représente l'érosion de formations ayant des valeurs en ε<sub>Nd</sub> typiquement hercyniennes. Les valeurs retenues pour la quantification sont les moyennes des valeurs obtenues pour la croûte hercynienne par Liew et Hofmann (1988), soit :

$$c : [Nd] = 30,1 \text{ ppm}, \epsilon_{Nd} = -8,3 \text{ et } ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1148$$

**d** correspond aux granites alcalins, prélevés en galets dans les conglomérats de Suisse Centrale (T.f.b.). La présence de ces granites, nous conduit à introduire un 4<sup>ème</sup> pôle pour rendre compte des compositions isotopiques des sédiments de la Molasse Marine Supérieure. Ceci oblige l'introduction d'un 3<sup>ème</sup> rapport pour pouvoir résoudre les équations de mélange. Les relations ε<sub>Nd</sub> vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Nd ou K<sub>2</sub>O/Nd montrent que l'introduction de ces granites alcalins peuvent expliquer les fortes valeurs en ε<sub>Nd</sub> des grès de l'O.M.M. et des deux échantillons aquitaniens de T.f.b. La même relation est obtenue pour le rapport Rb/Nd (fig. VI-25).



**figure VI-25** : ε<sub>Nd</sub> fonction de Rb/Nd. Le pôle **d**, représentant les granites alcalins prélevés en galets à T.f.b., est ici introduit pour expliquer les compositions isotopiques des sédiments helvétiques, burdigaliens et aquitaniens de Suisse Centrale et celles des grès burdigaliens de Sv-101. Le rapport Rb/Nd sera utilisé pour résoudre les équations de mélange qui font donc apparaître ici 4 pôles (voir texte).

Le rapport Rb/Nd sera utilisé pour la quantification, d'une part, parce qu'il est connu avec une grande précision (dilution isotopique) et d'autre part parce que les valeurs des rapports Rb/Nd sont disponibles dans la littérature. Les rapports utilisés sont : 3,58 pour le pôle **a** (grès 1861) ; 2,32 pour le pôle **b<sub>4</sub>** (moyenne des galets de roches sédimentaires de T.f.b.) ; 3,17 pour le pôle **c** (moyenne des roches ignées, Goldstein et al., 1988a). Le pôle **d**, est défini par les moyennes des galets de granites à fortes valeurs en ε<sub>Nd</sub>, soit :

$$d : [Nd] = 15,4 \text{ ppm}, \epsilon_{Nd} = -3,7, ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1208 \text{ et } \text{Rb}/\text{Nd} = 13,44$$

### 3 - Quantification des roches érodées

Après avoir défini les pôles de mélange, l'étape suivante est la quantification de l'érosion par le calcul des proportions de mélange qui sont contraintes par les valeurs mesurées pour chaque niveau stratigraphique.

Les équations de mélange sont :

$$(1) X_m = (f_a \cdot [Nd]_a \cdot X_a + f_b \cdot [Nd]_b \cdot X_b + f_c \cdot [Nd]_c \cdot X_c) / (f_a \cdot [Nd]_a + f_b \cdot [Nd]_b + f_c \cdot [Nd]_c)$$

$$(2) Y_m = (f_a \cdot [Nd]_a \cdot Y_a + f_b \cdot [Nd]_b \cdot Y_b + f_c \cdot [Nd]_c \cdot Y_c) / (f_a \cdot [Nd]_a + f_b \cdot [Nd]_b + f_c \cdot [Nd]_c)$$

$$(3) f_a + f_b + f_c = 1$$

avec :

notation en indice pour les pôles a, b, c et m pour le mélange sédimentaire.

X pour tout rapport élément/Nd.

Y pour  $\epsilon_{Nd}$  (ou rapport  $^{143}Nd/^{144}Nd$ ).

f pour le % en masse ( $f_a = M_a / (M_a + M_b + M_c)$ ), avec M la masse pour chaque formation.

La quantification proposée correspond à la résolution du système formé par les trois équations (1), (2), (3) pour les 3 inconnues  $f_a$ ,  $f_b$ ,  $f_c$  et d'un système de quatre équations à quatre inconnues ( $f_a$ ,  $f_b$ ,  $f_c$  et  $f_d$ ) dans le cas de la Molasse Marine Supérieure. Le 3<sup>ème</sup> rapport (Rb/Nd) est de la même forme que  $X_m$ . Les résultats de la quantification sont présentés dans le tableau VI-e et sont reportés dans la figure VI-26.

tableau VI-e : résultats de la quantification, les valeurs sont les moyennes simples ( $\pm$  sigma) obtenues pour chaque niveau stratigraphique. Le nombre de points pris en compte n'étant pas très élevé (n dans le tableau), la valeur de sigma prend en compte les minima et maxima pour chaque niveau en dehors des rares exceptions notées.

	$f_a$	$f_b$	$f_c$	$f_d$
Helvétien (n=4)	$8 \pm 9$	$73 \pm 6$	$11 \pm 8$	$9 \pm 5$
Burdigalien (n=11)	$8 \pm 6$	$69 \pm 13$	$10 \pm 15$ (Tfb 518 à 46)	$13 \pm 6$ (Pra à 25)
Aquitaniens : de T.f.b. (717 et 736 m)	(7 - 3)	(72 - 78)	(9 - 0)	(12 - 19)
de Sv-101 (n=4)	$7 \pm 6$	$75 \pm 15$ (max. 93)	$18 \pm 10$	
Chattien :				
Grès et Marnes à gypse				
allochtones (n=7)	$13 \pm 6$	$66 \pm 10$	$20 \pm 8$	
autochtones (n=7)	$10 \pm 7$	$70 \pm 9$	$20 \pm 6$	
dont Calcaires d'eau douce et Dolomies (n=3)	$8 \pm 8$	$74 \pm 10$	$18 \pm 3$	
Marnes bariolées (n=16)	$8 \pm 7$	$83 \pm 8$	$9 \pm 4$	
Calcaires Inférieurs. (n=4)	$19 \pm 5$	$75 \pm 11$	$6 \pm 12$	
Stampien (n=17)	$6 \pm 5$	$82 \pm 8$	$12 \pm 6$	

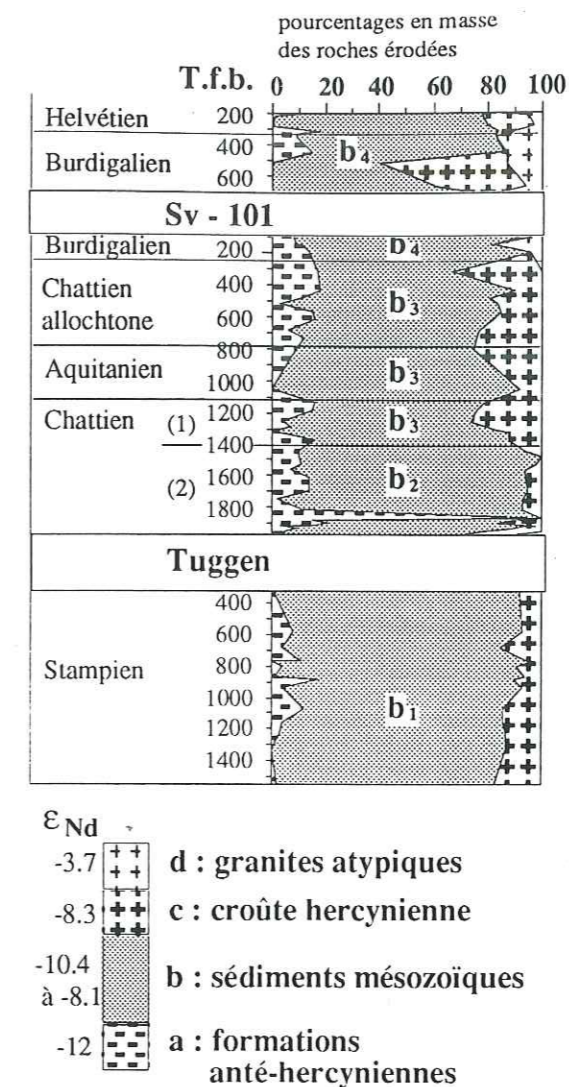


figure VI-26 : résultats de la quantification par les isotopes du Nd présentés par les pourcentages en masse des formations érodées en fonction de la profondeur pour les trois forages étudiés. Les pôles a, b<sub>1</sub> à b<sub>4</sub>, c et d sont définis dans le texte. Les résultats sont en accord avec les divisions lithostratigraphiques. La limite importante se situe au sein de la Molasse d'Eau Douce Inférieure avec l'érosion des roches ignées. Elle correspond à la sédimentation des Calcaires d'Eau Douce et Dolomies qui sépare le Chattien terminal (noté 1) du Chattien s.s. (noté 2). L'autre limite correspond à la transgression burdigalienne avec l'introduction des granites alcalins atypiques.

Les formations (a), supposées anté-hercyniennes, participent de façon constante et continue aux sources de la sédimentation molassique à hauteur de 10%. L'augmentation du pourcentage de ce pôle pour les périodes classiquement reconnues comme correspondant à des diminutions des apports alpins (Calcaires Inférieurs et Calcaires d'Eau Douce et Dolomies, voir 1371 m dans le tableau VI-e), peut suggérer que de façon constante et continue 10% des sources de la molasse peuvent ne pas appartenir à la chaîne alpine.

Une explication possible est l'érosion des chaînes hercyniennes émergées, Massif Central, Vosges, Forêt-Noire pour la partie occidentale du bassin molassique, les massifs de Bohême pour les zones orientales.

Le début de la sédimentation molassique est marquée par l'érosion intense de niveaux sédimentaires mésozoïques, qui appartiennent à la phase de sédimentation du cycle alpin. Les compositions moyennes de ces sédiments érodés évoluent dans le temps.

Pour la Molasse Marine Inférieure (Stampien) les faibles variations des valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  n'autorisent que des hypothèses mal contraintes. Cependant les compositions chimiques et isotopiques des grès stampiens suggèrent le recyclage de calcaires dolomitiques ayant des valeurs intermédiaires en  $\epsilon_{Nd}$  (environ -9).

Pour les Marnes bariolées chattiennes, les résultats sont assez semblables à ceux obtenus pour les formations stampiennes, avec toutefois la diminution de la proportion des roches ignées hercyniennes (c), l'augmentation des formations qualifiées d'anté-hercyniennes (a) et avec une composition isotopique différente pour les sédiments d'origine chimique (définitions précédentes de  $b_1$  pour le Stampien et de  $b_2$  pour le Chattien). Ces résultats sont en accord parfait avec les compositions des conglomérats contemporains reportées dans le tableau VI-f.

**tableau VI-f** : exemples de composition de conglomérats de l'Oligocène moyen.  
- compositions des conglomérats situés à la limite de la Molasse Marine Inférieure et la Molasse d'Eau Douce Inférieure. Ces valeurs sont issues de Debrand-Passart et al. (1984) (d'après U. Gasser).

roches ignées	3,4	% en nombres de galets
roches métamorphiques	4,5	"
quartzites	7,5	"
cherts et radiolarites	12,5	"
spiculites	12,5	"
calcaires	5,8	"
dolomies	18,5	"
flyschs et conglomérats	45,0	"
autres roches	1,3	"

- compositions moyennes des poudingues du Mont Pèlerin (molasse subalpine occidentale chattienne), Trümpy et Bersier (1954).

	% en nombre (a)	% en volume
silex et calcaires siliceux	66,7 (50-91)	54,5
grès et conglomérats	24,8 (6-41)	39,3
dolomies	5,6 (0-18)	1,6
calcaires	4,5 (0-3)	3,8
cristallin et divers	0,4 (0-5)	0,8

(a) les valeurs entre parenthèses sont les valeurs minimales et maximales.

Les conglomérats situés à la limite des faciès de la Molasse Marine Inférieure et de la Molasse d'Eau Douce Inférieure sont plus riches en galets de roches ignées, de roches métamorphiques et de dolomites par rapport au comptage des galets des conglomérats chattiens du Mont Pèlerin (molasse chattienne subalpine, nord du Lac Léman, Suisse) étudiés par Trümpy et Bersier (1954). Ces derniers, contemporains des Marnes bariolées chattiennes sont particulièrement riches en galets de sédiments siliceux et très pauvres en matériel cristallin. L'accord entre les deux outils de quantification des proportions de roches érodées dans un cycle sédimentaire détritique est très satisfaisant.

La conclusion de l'étude de Trümpy et Bersier sur les conglomérats du Mont-Pèlerin (1954) est l'érosion d'une méga-nappe formée de sédiments carbonatés et siliceux, dont la nappe de la Simme (Préalpes) ne serait plus qu'un résidu. Ainsi, les roches ayant des valeurs fortes en  $\epsilon_{Nd}$  et appartenant à l'histoire alpine peuvent être recyclées par un cycle long et complexe qui comprend : la sédimentation mésozoïque (avec ou non création d'un plancher océanique) ; le dépôt des premiers flyschs crétaqués lors du début des événements compressifs ; un transport tectonique et l'individualisation d'une méga-nappe de roches sédimentaires ; puis le démantèlement de cette structure pendant la sédimentation molassique de l'Oligocène. Pendant la durée de l'Oligocène, les roches crustales ignées ne contribuent pratiquement pas aux sources, ce qui est un argument en faveur de leur protection par une couverture autochtone ou plus vraisemblablement allochtone.

L'augmentation sensible du pourcentage de roches ignées érodées survient à partir des niveaux des Grès et Marnes Gris à gypse du Chattien terminal. Ces grès succèdent à la sédimentation des Calcaires d'Eau Douce et Dolomies.

Nous interprétons ces faits comme le résultat d'événements tectoniques majeurs dans la chaîne alpine, vers  $26 \pm 1$  Ma. Ces événements sont responsables à la fois de la diminution des apports alpins et de l'entrée des roches ignées dans les sources. Les compositions chimiques et isotopiques des Grès et Marnes Gris à gypse annoncent les caractères qui domineront pendant la durée de la sédimentation aquitanaise. Cette coupure a déjà été mise en évidence par le caractère synchrone des Calcaires d'Eau Douce et Dolomies à  $26 \pm 1$  Ma, par l'augmentation des feldspaths dans les compositions des grès et également par l'arrivée massive d'épidotes dans le cortège des minéraux lourds (Büchi et al., 1965 ; Schlanke 1974 ; Maurer et al., 1978 ; Schlanke et al., 1978 ; Monnier 1979). De plus cette période correspond à des variations brutales des taux de remontée des roches crustales des Alpes Centrales (Hurford, 1991).

Pendant la sédimentation de la Molasse Marine Supérieure, le fait dominant est l'érosion de granites atypiques identifiés dans les conglomérats burdigaliens de T.f.b. Les produits de l'érosion de ces granites arrivent jusqu'en Savoie à partir de la transgression burdigalienne, mais ils semblent qu'ils participent déjà aux sources des niveaux terminaux de la molasse aquitanienne de Suisse centrale. Ce fait peut être relié avec le changement des sens des courants qui s'est produit lors de l'installation de la mer burdigalienne (Trümpy, 1980 ; Allen et al., 1985). Les nouveaux courants dominants vont du nord-est vers le sud-ouest, les produits de l'érosion des roches orientales peuvent donc être largement transportés vers le sud-ouest. Les grès burdigaliens étant classiquement décrits comme correspondant au début de l'érosion des massifs cristallins externes (Trümpy, 1980), les massifs cristallins externes orientaux (Aar s.l.) sont suspectés.

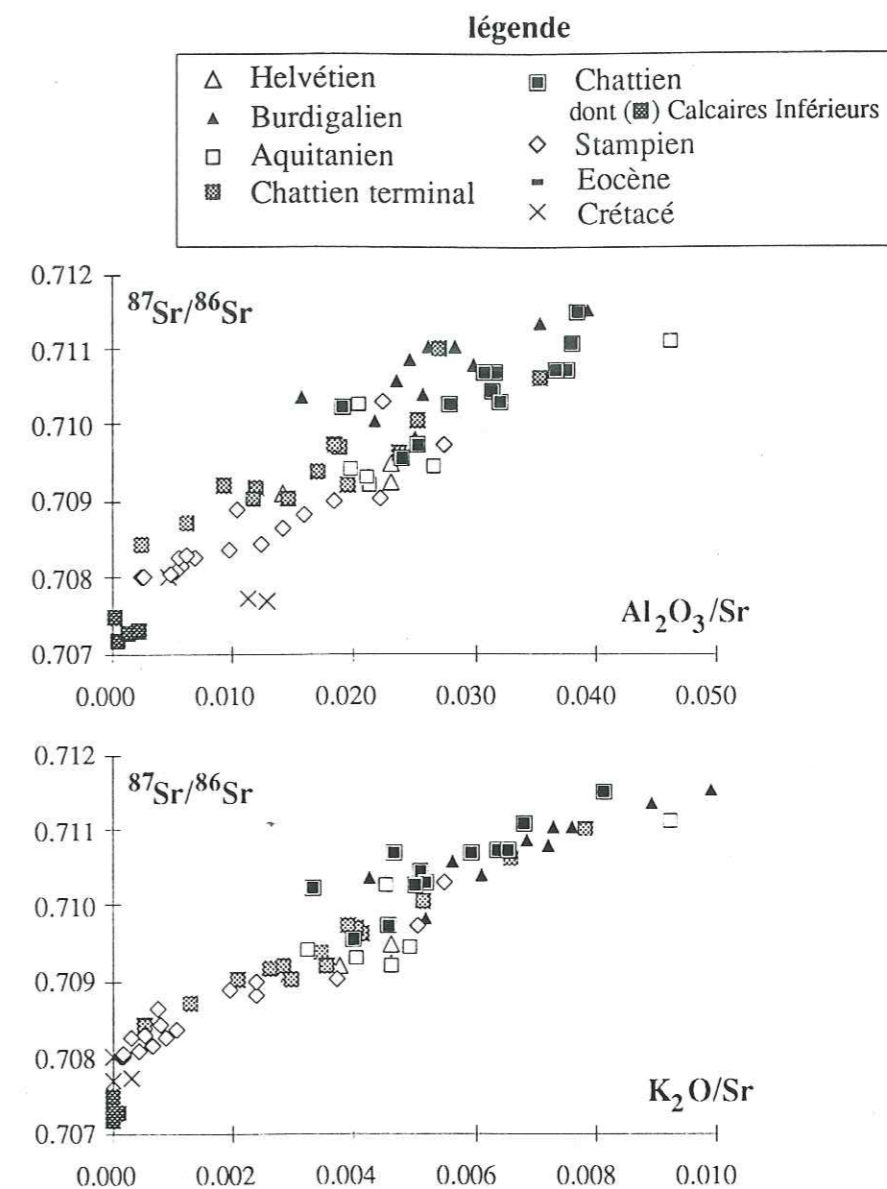
Enfin, pour ces niveaux il faut tenir compte d'une sédimentation particulière. Le dépôt des grès dans un environnement marin avec de forts courants conduit au dépôt de sables lavés, c'est à dire débarrassés d'une part importante de leur matrice argileuse. La variation en  $\epsilon_{Nd}$  peut être due, en partie, à ce fait, la quantification ne s'intéressant qu'aux résidus grossiers des produits de l'érosion.

## C - Interprétation des données isotopiques Rb-Sr

### 1 - Mélange carbonates-silicates et "âges virtuels"

Les figures VI-27 a et b reportent les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en fonction des rapports  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Sr}$  puis  $\text{K}_2\text{O}/\text{Sr}$ . Ces figures confirment la situation de mélange entre, d'une part, des phases carbonatées (à faibles rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et ne contenant pas d' $\text{Al}_2\text{O}_3$ , ni de  $\text{K}_2\text{O}$ ) et, d'autre part, des phases alumineuses et potassiques à forts rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Cette phase alumino-potassique peut correspondre aux muscovites, aux biotites et aux feldspaths potassiques. Notons que la corrélation est meilleure pour la relation  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en fonction de  $\text{K}_2\text{O}/\text{Sr}$  que pour la relation isochrone  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fonction de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . Ceci suggère que la dispersion des points dans le diagramme isochrone peut être due à des variations des âges des minéraux hérités. Les muscovites analysées ont fournies des compositions isotopiques en accord avec un âge hercynien. Les micas ferromagnésiens ont des âges inférieurs pouvant être issus, de modifications métamorphiques des sources ou d'altérations lors du cycle sédimentaire s.l. Les figures VI-28 a et b visualisent la situation de mélange dans le diagramme isochrone avec la position des micas analysés.



**figure VI-27 :** la bande de mélange confirme le mélange carbonates-silicates alumineux et potassiques. Notons que la dispersion des points autour d'une droite théorique de mélange est meilleure avec  $\text{K}_2\text{O}/\text{Sr}$  qu'avec  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (diagramme isochrone, p. 103), ce qui suggère que les phases potassiques peuvent avoir des âges différents.

Les valeurs en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des carbonates analysés évoluant au maximum de 0,708 à 0,707, l'allure générale de la bande de mélange est sous le contrôle des forts rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des phases minérales silicatées, c'est à dire des "âges apparents des minéraux détritiques à forts rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ", notés par la suite "âges virtuels". Pour chaque niveau stratigraphique, les droites de mélange peuvent donc fournir une première estimation grossière de ces "âges virtuels" compris entre 300 et 100 Ma.



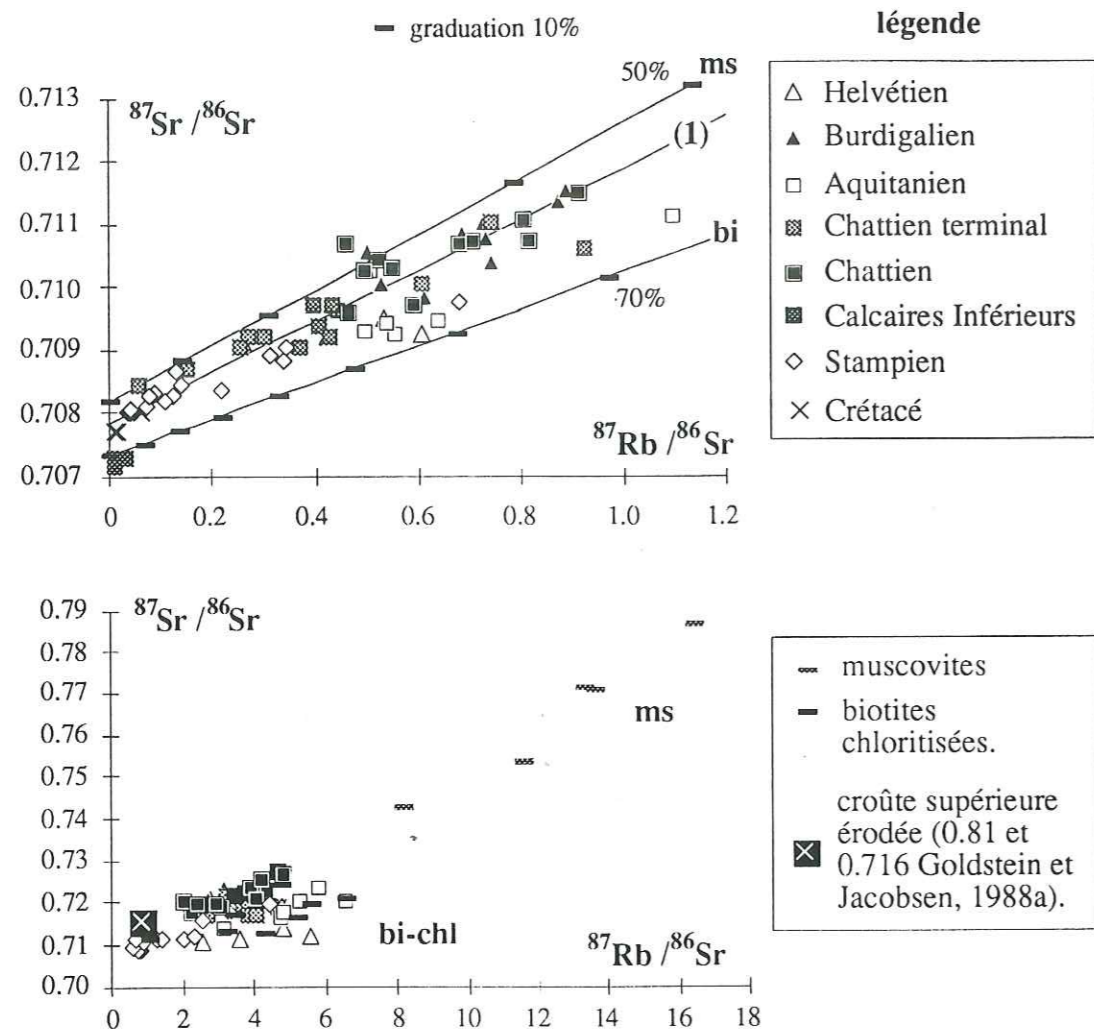


figure VI-28 :

- a : report des analyses roches totales dans le diagramme isochrone avec (1) = droite de mélange définie par l'ensemble des données isotopiques des grès molassiques et ms et bi pour les droites de mélange calculées entre, d'une part, l'intercepte représentant les carbonates ( $Rb = 0$ ) et, d'autre part, et respectivement, les compositions moyennes des muscovites et des biotites analysées (droites graduées tous les 10% en masse).
- b : report des résidus calculés (voir texte) et des minéraux analysés (ms et bi-chl). La composition de la croûte supérieure ( $^{87}Rb/^{86}Sr = 0,81$  et  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,716$ ; Goldstein et Jacobsen, 1988a) est donnée pour indication. Les valeurs retenues ici sont une estimation de la composition de la croûte continentale à l'érosion à partir de l'analyse des fractions dissoutes et en suspension des grands fleuves.

Nous proposons d'utiliser les rapports  $^{87}Sr/^{86}Sr$  et  $^{87}Rb/^{86}Sr$  pour calculer des "âges virtuels".

La première méthode proposée est une estimation grossière par les droites de mélange, obtenues pour les différents niveaux stratigraphiques. Les résultats de cette première méthode sont présentés dans le tableau VI-g.

tableau VI-g : valeurs obtenues pour les droites de mélange définies par les analyses des roches totales de chaque niveau stratigraphique. Les valeurs des pentes de droites sont interprétées en "âges virtuels" (voir texte).

		n	"âges virtuels"	intercept	MSWD
tous les grès			$285 \pm 2$ Ma,	0,707837(10)	76
O.M.M.	Helvétien	4	$70 \pm 7$	0,708798 (44)	92
	Burdigalien	11	$288 \pm 11$	0,708080 (98)	89
	T.f.b.	6	$367 \pm 22$	0,707231 (213)	76
	Sv-101	4	$351 \pm 28$	0,707251 (263)	37
U.S.M.	Aquitanien	13	$197 \pm 4$	0,708127 (27)	63
	T.f.b.	2	$102 \pm 5$	0,709525 (51)	
	Sv-101	4	$125 \pm 36$	0,708365 (281)	19
Chattien terminal		14	$228 \pm 3$	0,708189 (14)	50
allochtone (a)		5	$210 \pm 9$	0,708114 (69)	30
autochtone		7	$277 \pm 7$	0,708046 (30)	4
Chattien Sv-101 (1442 à 1811m)		8	$362 \pm 22$	0,707444 (174)	87
U.M.M.	Stampien	16	$280 \pm 3$	0,707851 (6)	126
	Tuggen	14	$235 \pm 4$	0,707909 (7)	102

- (a) : rejet des échantillons Sv-101 à 566 et 682 m du fait de concentrations en Sr anormalement élevées.
- valeurs obtenues par un calcul des moindres carrés avec des marges d'erreur de 2% pour  $^{87}Rb/^{86}Sr$  et de 2sigma pour le rapport  $^{87}Sr/^{86}Sr$ .
- n indique le nombre d'analyses prises en compte ; le coefficient statistique MSWD est donné pour indication (programme de calcul F. Albarède).

La deuxième méthode consiste à calculer individuellement un âge modèle (en imposant l'intercepte) pour chaque résidu calculé et pour ceux mesurés par la technique des attaques ménagées. Les calculs supposent une correction des valeurs Roches Totales par soustraction de la contribution du carbonates.

La figure VI-29 reporte les concentrations en Sr des sédiments molassiques en fonction de la proportion de carbonates. Les valeurs mesurées par les techniques d'attaques ménagées montrent que les concentrations en Sr des résidus varient peu contrairement à celles des phases carbonatées dissoutes analysées. Pour ces dernières, les concentrations sont de quelques centaines à plus de 1000 ppm. La relation générale n'est pas linéaire du fait de la variation des rapports des concentrations entre les deux pôles.

Le calcul de soustraction du Sr contenu par les carbonates commence donc par le calcul de la concentration en Sr de la part carbonatée pour chaque échantillon. Ce calcul se fait à partir des concentrations en roches totales et pour une valeur moyenne de  $78 \pm 8$  ppm pour les résidus.

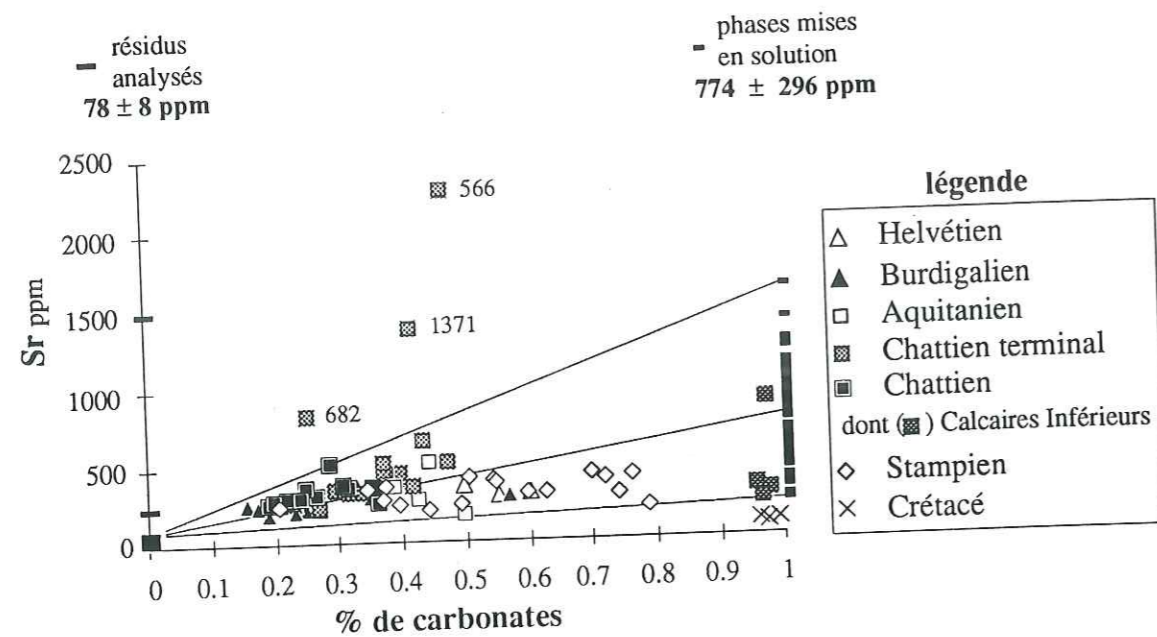


figure VI-29 : report des concentrations en Sr (ppm) en fonction du pourcentage de carbonates. Le pôle détritique silicatée alumineux et potassique est bien défini en concentrations autorisant pour chaque échantillon le calcul de la part de Sr contenu par dans les carbonates. La correction des carbonates est donc possible par résolution des équations de mélange (voir texte).

Les équations de mélange sont :

$$(1) : [Sr]_{RT} = f_{cc} \cdot [Sr]_{cc} + (1-f_{cc}) \cdot [Sr]_{det}$$

$$(2) : X_{RT} = (f_{cc} \cdot [Sr]_{cc} \cdot X_{cc} + (1-f_{cc}) \cdot [Sr]_{det} \cdot X_{det}) / ([Sr]_{RT})$$

$$(3) : f_{det} = 1 - f_{cc}$$

avec :

la notation indicielle RT, cc, det pour Roche Totale, carbonates et minéraux détritiques. X correspond aux rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  ou  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

La résolution se fait par le calcul de :

$f_{cc}$  = % de carbonates, soit en exprimant tout le carbonate en  $\text{CaCO}_3$  si CaO est en excès par rapport à  $\text{CO}_2$ , ou en exprimant l'excès de  $\text{CO}_2$  en  $\text{MgCO}_3$  (chapitre V).

$[Sr]_{cc}$  par la relation (1) en utilisant pour  $[Sr]_{det}$  la valeur mesurée pour les résidus, après traitement acide, valeur très constante à  $78 \pm 8$  ppm.

$X_{det}$  par la relation (2) en utilisant les valeurs  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{cc}$  de 0 et en attribuant au rapport  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{cc}$  la valeur de l'intercepte des droites de mélange pour chaque niveau stratigraphique.

Puis, les "âges virtuels" sont calculés pour une valeur théorique de  $\text{Sr}_0$ , soit  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{det}$  initial choisi arbitrairement égal à 0,710.

Les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des résidus calculés ou mesurés ne sont pas en parfait accord du fait des problèmes rencontrés pendant les attaques ménagées. Cependant, les valeurs des "âges virtuels" calculés après soustraction des carbonates des roches totales sont en accord avec ceux obtenus pour les résidus analysés. La correction de la contribution des carbonates est donc correcte pour cette interprétation en terme d'âge et nous apparaît même être la seule méthode pour accéder aux compositions isotopiques de l'ensemble des phases détritiques.

Le choix d'autres constantes pour les calculs fait varier les valeurs des "âges virtuels" proposés, mais les limites stratigraphiques induites par les variations de ces "âges virtuels" sont toujours situées aux mêmes endroits.

Précisons encore que les "âges" proposés ici n'ont aucune valeur d'âges absolus. Mais ils sont utilisables parce que l'environnement géologique du bassin molassique, ne peut fournir que des âges hérités compris entre l'hercynien s.l. (300 Ma) et des âges plus récents correspondant aux événements éo, méso, voire néo-alpins (100 à 30 Ma). La limite inférieure est fixée par l'âge de dépôt des sédiments molassiques analysés (entre 30 et 18 Ma).

Les résultats, présentés sous forme de profils verticaux (fig. VI-30), montrent la succession de niveaux à "âges virtuels" hercyniens et de niveaux qui enregistrent des âges plus faibles.

La comparaison des "âges virtuels" et de l'indice d'altération C.I.A. (Nesbitt et Young, 1982) montre que les limites induites par ce calcul ne correspondent pas à des variations des conditions régnant pendant le cycle sédimentaire s.l. (conditions physico-chimiques de l'altération, du transport, de la sédimentation et des réactions épigénétiques et diagénétiques). Les petites variations notées à l'intérieur de chaque niveau stratigraphique (Aquitanien par exemple) peuvent par contre correspondre à des variations rapides de conditions de sédimentation ou du fait du mode d'échantillonnage aléatoire au sein des cyclothèmes (Bersier 1958a et b).

La comparaison des rapports d'éléments majeurs ( $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , fig. VI-30) et des "âges virtuels" obtenus montre que les variations des "âges virtuels" sont indépendantes des compositions chimiques qui reflètent les compositions minéralogiques. Les variations des rapports  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (par ordre décroissant, biotites et orthose - muscovites - illites - biotites chloritisées) et  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (abondance des chlorites, des débris de serpentinites et des biotites chloritisées) ne sont pas situées aux mêmes endroits que les variations "d'âges".

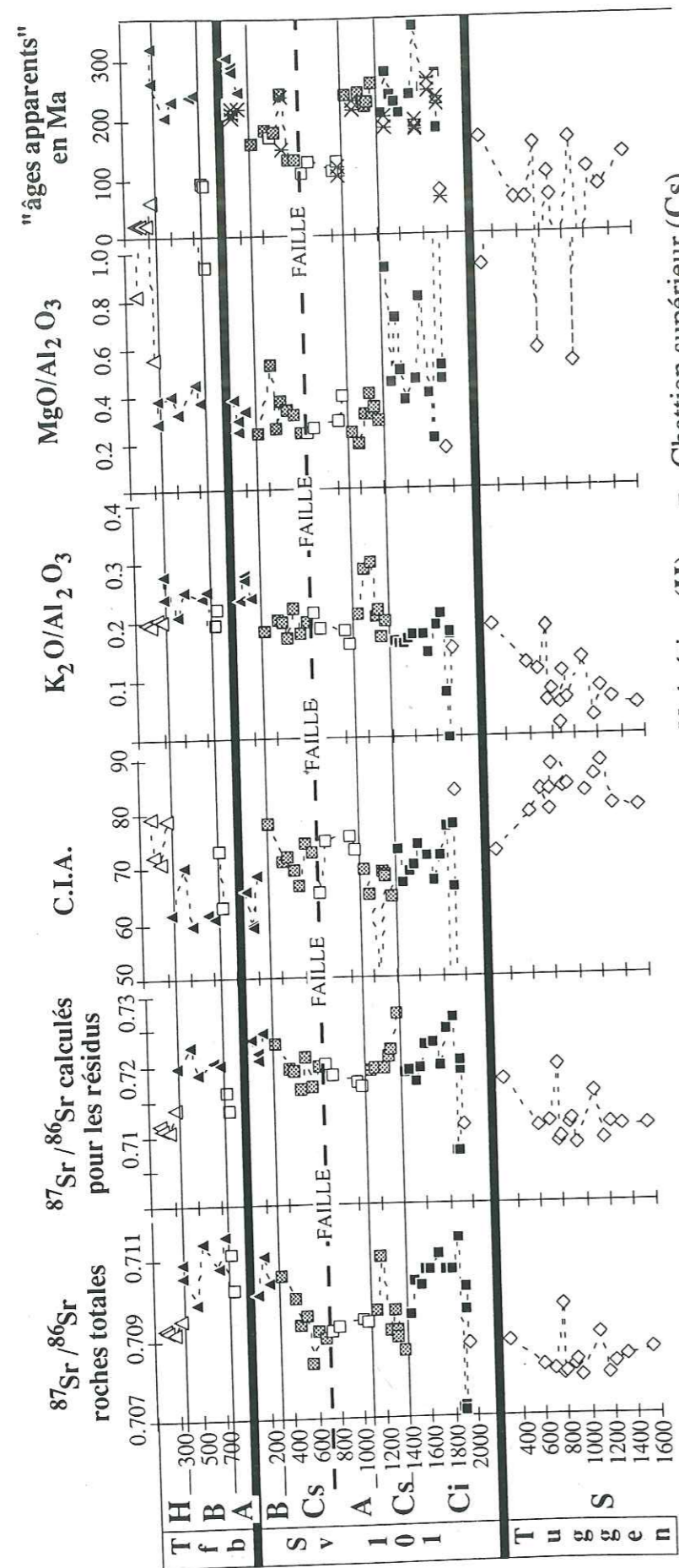


figure VI-30 : report des "âges virtuels" proposés et comparaison avec les compositions isotopiques et chimiques des sédiments. Les limites induites par le calcul ne correspondent pas aux limites chimiques et minéralogiques. L'effet d'un métamorphisme alpin affectant les roches érodées est donc suggéré pour expliquer les "âges virtuels" calculés.

Notre conclusion est que les âges jeunes correspondent à l'introduction de matériel marqué par les événements alpins. Cette interprétation des résultats obtenus par le système Rb-Sr fait donc apparaître deux limites géochimiques qui séparent, d'une part, les niveaux du Chattien terminal de ceux de l'Aquitaniens. Cette limite se situe à  $26 \pm 1$  Ma (niveau des Calcaires d'Eau Douce et Dolomies). D'autre part, une deuxième limite sépare les sédiments burdigaliens et helvétiques.

Cette interprétation en terme "d'âges virtuels", avec l'enregistrement d'âges alpins pour l'Aquitaniens et pour l'Helvétien, et en accord avec l'arrivée de minéraux symptomatiques de formations métamorphiques. La Molasse d'Eau Douce Inférieure aquitaniens est marquée par la dominance de l'épidote dans le cortège des minéraux lourds, qui remplace le couple apatite-zircon dominant pour la partie inférieure chattienne (Büchi et al., 1965 ; Schlanke 1974 ; Maurer et al., 1978 ; Schlanke et al., 1976 ; Monnier, 1979). Pour la Molasse Marine Supérieure, l'Helvétien est caractérisé par l'arrivée dans le bassin molassique des premières amphiboles (Maurer et al., 1974).

## 2 - Quantification des âges virtuels

Pour confirmer cette notion "d'âges virtuels" nous proposons de quantifier la relation de mélange  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et de comparer les résultats obtenus avec ceux de la quantification par le couple Sm-Nd.

La quantification se fait en utilisant les valeurs suivantes :

cc (pôle carbonaté) : défini pour sa concentration en Sr par la valeur moyenne de  $\text{Sr}_{\text{cc}}$  calculée précédemment (exception faite des trois échantillons de Sv-101 à 566, 682 et 1371m, très riches en Sr) et ayant la valeur de l'intercepte de la droite de mélange portant les 64 échantillons :  $[\text{Sr}] = 774 \text{ ppm}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0$  ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7078$ .

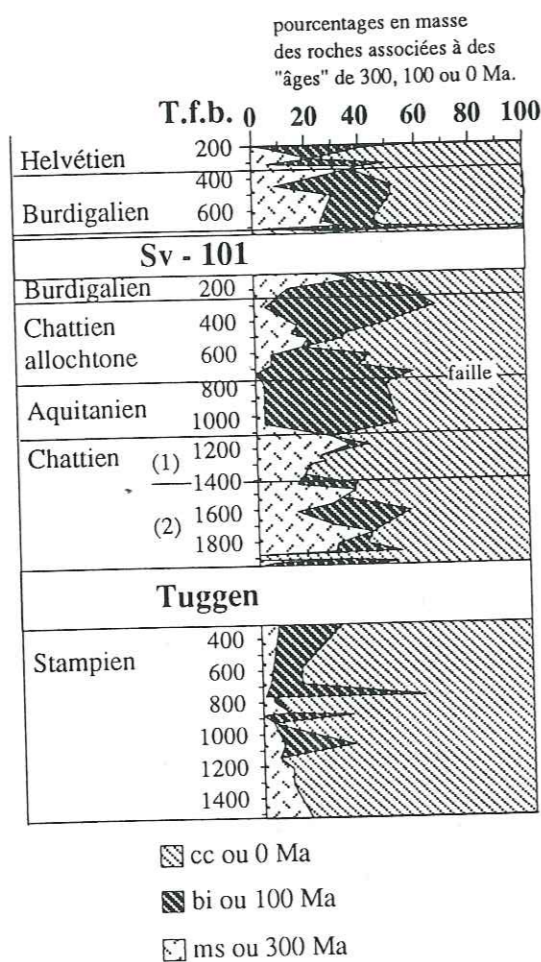
bi (pôle biotites s.l.) : la moyenne des deux biotites les plus fraîches de Sv-101 à 1473m et T.f.b. à 518m :  $[\text{Sr}] = 81 \text{ ppm}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 4,90$  ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7215$ .

ms (pôle muscovite) : moyenne des quatre muscovites de Sv-101 à 151, 520, et 1921m et T.f.b. à 518m :  $[\text{Sr}] = 85 \text{ ppm}$  ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 11,46$  ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7589$ .

Ces trois pôles représentent les âges hérités. Les muscovites, d'âge varisque, peuvent appartenir à des formations anté-varisques métamorphisées pendant l'orogénèse hercynienne et/ou à des formations hercyniennes ayant échappées au métamorphisme alpin. Les biotites portent des âges appartenant à la période alpine, soit par métamorphisme alpin de roches ignées et/ou par l'effet d'un ou plusieurs cycles

sédimentaires. Le pôle "carbonaté" correspond à une remise à zéro du géochronomètre Rb-Sr au moment du dépôt ou postérieurement lors des réactions épi et diagénétiques.

Les résultats de cette quantification sont présentés dans la figure VI-31. Les moyennes, écarts types, valeurs maximales et minimales sont reportés dans le tableau VI-h.



**figure VI-31** : résultats de la quantification des âges proposés par l'interprétation des résultats isotopiques obtenus par l'analyse du couple Rb-Sr. Les pôles cc, bi et ms sont définis dans le texte. Les limites induites par cette interprétation sont en accord avec les limites litho-stratigraphiques. Par comparaison avec les résultats de la quantification par le Nd, la limite Chattien-Aquitaniens est ici bien marquée. Les variations internes à chaque niveau sont à relier avec les limites de cette quantification qui n'est pas totalement indépendante des lithologies.  
(1) Chattien terminal (Grès et Marnes Gris à gypse et Calcaires d'Eau Douce et Dolomies).  
(2) Chattien s.s. (Marnes bariolées).

**tableau VI-h** : résultats de la quantification des "âges virtuels". Les valeurs moyennes ( $\pm 1$ sigma) sont reportées pour chaque niveau stratigraphique ainsi que les valeurs minimales et maximales. Les notations ms, bi, et cc sont présentées dans le texte.

	ms	bi	cc
<b>Helvétien</b>	4 $\pm$ 3 (0 à 6)	48 $\pm$ 14 (36 à 63)	48 $\pm$ 11 (37 à 58)
<b>Burdigalien</b>	29 $\pm$ 11 (9 à 40)	15 $\pm$ 16 (0 à 43)	56 $\pm$ 7 (45 à 67)
<b>Aquitaniens</b>	2 $\pm$ 2 (0 à 4)	56 $\pm$ 9 (46 à 67)	42 $\pm$ 9 (29 à 51)
<b>Chattien terminal autochtone</b>	25 $\pm$ 7 (20 à 35)	2 $\pm$ 3 (0 à 7)	73 $\pm$ 10 (59 à 80)
<b>Chattien</b>	22 $\pm$ 9 (7 à 30)	25 $\pm$ 13 (11 à 44)	53 $\pm$ 7 (44 à 63)
<b>Stampien</b>	5 $\pm$ 4 (7 à 30)	18 $\pm$ 20 (0 à 59)	77 $\pm$ 18 (40 à 96)

note : certains points ont été rejetés car fournissant des valeurs non compatibles avec les valeurs moyennes retenues pour les pôles du mélange, ce sont les échantillons T.f.b. 277 et 340m ; Sv-101 566, 1131, 1251, 1371, 1472, 1742 et 1921m et Tuggen 1225 et 1549m.

#### D - Couplage Nd et Sr et conclusions

La comparaison des deux quantifications proposées pour les couple Sm-Nd et Rb-Sr est illustrée dans la figure VI-32. Cette comparaison des pourcentages calculés pour les roches érodées montre trois situations selon les niveaux étudiés :

(1) Pour le Burdigalien et pour le Chattien (Chattien terminal compris) les proportions de **ms** ("âges virtuels" de 300 Ma) sont égales à la somme des pôles **a** (formations qualifiées d'anté-hercyniennes d' $\epsilon_{Nd}$  -12), **c** et **d** (formations hercyniennes,  $\epsilon_{Nd}$  de -8,3 et de -3,7) définis par les isotopes du Nd. Cela confirme que les roches anté-hercyniennes et hercyniennes érodées apportent les âges de 300 Ma. Elles n'ont pas été affectées par le métamorphisme alpin. Pour ces niveaux, les proportions de **bi** ("âges virtuels" d'environ 100 Ma) sont soit très réduites (Chattien terminal) ou elles sont associées au recyclage de sédiments mésozoïques (pôles **b** par le Nd et **cc** par le Sr).

(2) Pour l'Helvétien et l'Aquitaniens les proportions du pôle **ms** (300 Ma) sont égales à celles des formations anté-hercyniennes représentées par le pôle **a** ( $\epsilon_{Nd}$  à -12). Les formations anté-hercyniennes sont métamorphosées aux époques hercyniennes et semblent peu affectées par un métamorphisme alpin (peut être plus pour les roches érodées à l'Helvétien ?).

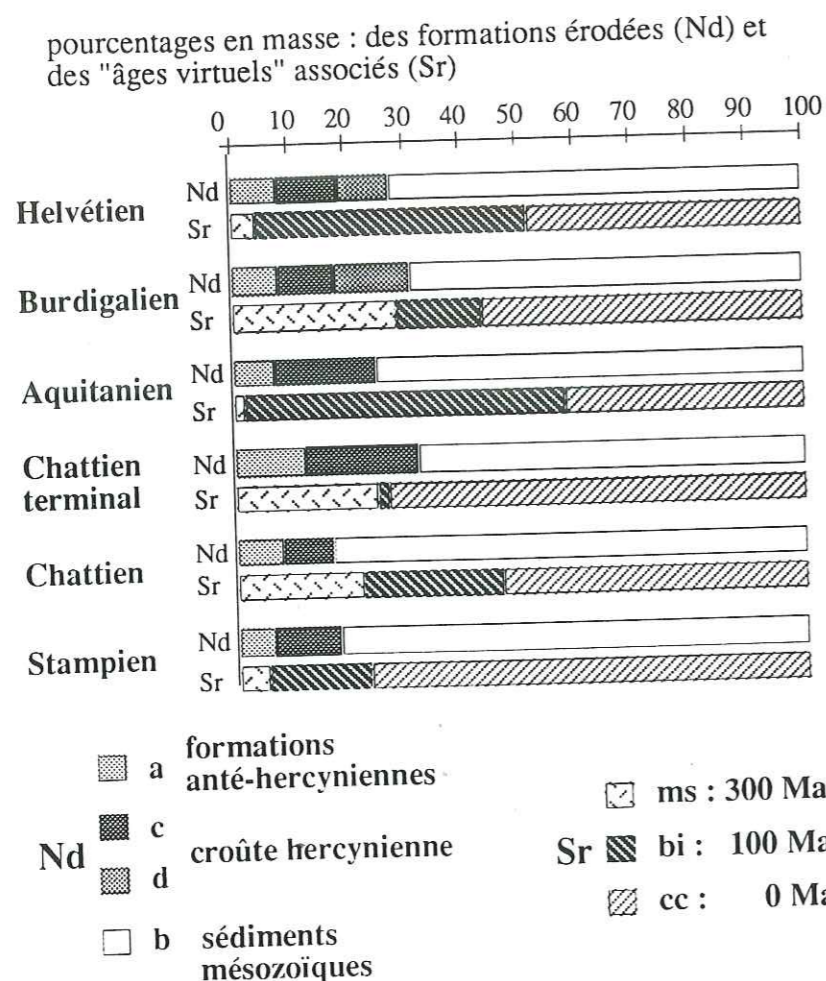


figure VI-32 : comparaison des quantifications par les isotopes du couple Sm-Nd et par les isotopes du couple Rb-Sr. Les valeurs reportées sont les moyennes obtenues pour chaque niveau stratigraphique (tableau VI-e et VI-h). La figure est commenté dans le texte.

Les proportions du pôle **bi** (âges de 100 Ma, mélange d'âges hercyniens et alpins s.l.) sont supérieures à celles des formations ignées hercyniennes (**c** et **d** du Nd). Cela suggère qu'au moins une partie des roches crustales hercyniennes érodées ont subi un métamorphisme alpin. La situation est complexe car, le pôle **bi** prend également en compte les modifications des cycles sédimentaires successifs (**bi** largement supérieur à **c** + **d**) et, de plus, les formations anté-hercyniennes ont pu également enregistrer un événement alpin. Néanmoins, les valeurs obtenues pour ce pôle **bi** imposent qu'une grande partie des formations crustales érodées ont été métamorphosées à l'époque alpine.

(3) Les résultats obtenus pour les grès calcaires et dolomitiques stampiens sont du même type que ceux cités ci-dessus et les interprétations sont les mêmes. Cependant nous plaçons ces roches à part car le peu de variations montrées par les données isotopiques et

leurs compositions particulières (mélange de phases siliceuses et de phases carbonatées riches en dolomites) nous conduise à un peu plus de prudence. Le fait important est l'accord du recyclage dominant de roches sédimentaires (pôle **b** par le Nd et pôle **cc** par le Sr), qui sont ici dominées par des carbonates dolomitiques.

La comparaison des deux quantifications conforte nos interprétations géochimiques et nous conduit à préciser les interprétations géologiques.

Les roches anté-hercyniennes sont attribuées aux formations cristallophylliennes métamorphosées à l'époque hercynienne. Leur participation constante, indépendante des événements alpins, nous suggère une origine non alpine. Leurs origines peuvent être les massifs hercyniens émergés à cette époque. L'étude du cortège des minéraux lourds pour les faciès burdigaliens des grès coquilliers (Allen et al., 1985) démontre l'érosion de formations des massifs de Bohême. Le Massif Central, les Vosges et Forêt-Noire, le Jura sont susceptibles de participer aux sources de la Molasse pour les régions occidentales.

Les sédiments érodés pendant l'Oligocène sont majoritairement des formations océaniques et d'origine chimique. Ces sédiments contiennent des phases authigènes qui ont la signature isotopique en Nd de la Téthys. L'introduction de valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  dérivées de l'histoire alpine se fait donc par le recyclage des formations océaniques et par un cycle complexe qui comprend : (1) la période de sédimentation mésozoïque (avec création d'un plancher océanique), (2) un deuxième cycle sédimentaire avec dépôt des premiers flyschs créacés et qui correspond aux premiers événements compressifs de l'histoire alpine, (3) un transport tectonique par une méga-nappe (Simme s.l. de Trümpy et Bersier, 1954) avec expulsion précoce avant le métamorphisme alpin tertiaire, puis (4) le démantèlement par érosion de cette ou de ces structures qui sont les principales formations recyclées dans la Molasse Oligocène et dont les Préalpes actuelles sont un résidu échappant par la suite à l'érosion.

L'introduction des roches ignées de façon significative, au Chattien terminal, précède l'introduction des roches métamorphosées par une phase alpine. Reprenant une idée de Trümpy et Bersier (1954), nous suggérons l'érosion d'un hypothétique noyau cristallin des nappes formées des couvertures internes et expulsées précocement.

Le premier enregistrement d'âges alpins (en accord avec l'arrivée des épidotes dans le cortège des minéraux lourds) se fait à la limite Chattien - Aquitanien. Le niveau d'érosion atteint les socles métamorphiques vers 25 Ma.

La période d'environ 1 Ma qui correspond, à la fin du Chattien, (sédimentation des Calcaires d'Eau Douce et Dolomies et derniers grès chattiens) apparaît être une période

tectoniquement active. La sédimentation molassique enregistre rapidement les événements suivants, (1) arrêt des apports sédimentaires à fort  $\epsilon_{Nd}$  remplacés par des sédiments dont la signature isotopique suggère qu'il s'agit de sédiments d'une plate forme continentale, (2) érosion d'un noyau cristallin d'âge hercynien et (3) introduction des roches métamorphisées à l'époque alpine. Ces événements sont à relier avec une tectonique active des zones alpines qui montrent un rapide taux de refroidissement (Alpes centrales, Hurford 1991)

Enfin la sédimentation Miocène est marquée par la structuration de la zone Helvétique. Les grès burdigaliens enregistrent d'abord l'entrée de roches ignées hercyniennes. Les socles sont érodés avant les couvertures, puis l'érosion atteint les socles métamorphiques et en même temps les nappes helvétiques de couverture à l'Helvétien. Un fait important est l'existence de granites alcalins atypiques du fait de leurs compositions isotopiques en Nd ( $\epsilon_{Nd}$  actuel de -4 à +1). L'âge de ces granites est estimé tardi-varisque (environ 250 Ma). L'érosion des massifs cristallins externes, l'existence d'un magmatisme tardi-varisque alcalin pour le massif de l'Aar (Trümpy, 1980) et les sens des courants sédimentaires (Trümpy, 1980 ; Allen et al., 1985) suggèrent une source orientale et nous amènent à proposer que ces formations peuvent appartenir au massif de l'Aar.

## Annexe au chapitre VI

**Tableaux des résultats isotopiques** (tableaux VI- 1 à 5 des pages suivantes).

**Sm-Nd** : couple radiogénique  $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd} + ^4\text{He}$  avec  $\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ an}^{-1}$  ( $\lambda$  constante de désintégration).

- concentrations Sm et Nd obtenues par dilution isotopique avec des précisions respectives meilleures que 2% et 1%.

- rapport  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  égal à 0,60494 fois le rapport des concentrations en Sm et Nd (Wasserburg et al., 1981).

-  $\epsilon_{Nd} = [ ( (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_E / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} ) - 1 ] \cdot 10^4$  avec E pour échantillon et CHUR désignant le réservoir chondritique de référence (Chondritic Uniform Reservoir). Les compositions isotopiques utilisées pour le CHUR sont  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$  (Wasserburg et al., 1981).

-  $T_{DM}$  désigne l'âge modèle ou temps de résidence crustal du Nd. Cet âge modèle ou "âge virtuel" correspond à l'âge pour lequel le rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  d'un échantillon égale celui du réservoir de référence. La référence couramment utilisée est le manteau supérieur appauvri (Depleted Mantle noté DM). Les âges modèle reportés ici sont ceux proposés par Ben Othman et al. (1984).

**Rb-Sr** :  $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$  avec  $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ .

- concentrations en Rb et Sr par dilution isotopique avec des précisions respectives meilleures que 2% et 1%.

-  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = ([\text{Rb}]/[\text{Sr}]) \cdot [(Ab^{87}\text{Rb} \cdot W_{\text{Sr}}) / (Ab^{86}\text{Sr} \cdot W_{\text{Rb}})]$  avec :  
[Rb] et [Sr] pour les concentrations en Rb et Sr.

- la notation Ab représente l'abondance de l'isotope considéré.  $Ab^{87}\text{Rb} = 72,15\%$  du Rb total et  $Ab^{86}\text{Sr}$  est mesurée par spectrométrie de masse car dépendante du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

-  $W_{\text{Rb}}$  et  $W_{\text{Sr}}$  sont les masses atomiques respectives pour les éléments Rb et Sr.

**liste des tableaux** (pages suivantes) :

**tableau VI-1** : résultats isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr des sédiments molassiques et de quelques échantillons éocènes et crétacés.

**tableau VI-2** : résultats isotopiques Sm-Nd pour les attaques ménagées (chapitre III).

**tableau VI-3** : résultats isotopiques Rb-Sr pour les attaques ménagées (chapitre III).

**tableau VI-4** : résultats isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr des phyllosilicates détritiques.

**tableau VI-5** : résultats isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr des galets des conglomérats burdigaliens de Suisse Centrale (forage de Tiefenbrunnen).



Tableau VI-3 : résultats isotopiques Rb-Sr pour les résidus et les mises en solutions après emploi des techniques d'attaques ménagées. Echantillons du forage Sv-101.

	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s
<b>Résidus</b>					
151 R Ac (1)	71,66	77,63	2,674	0,718327	9
151 R Ac (2)	76,02	79,14	2,783	0,717987	11
151 R HCl	74,34	74,43	2,894	0,718670	10
192 R HCl	104,65	68,60	4,423	0,723858	15
566 R Ac (1)	85,09	239,78	1,028	0,712195	9
566 R Ac (2)	88,24	1505,82	0,170	0,708818	10
566 R HCl	87,69	79,00	3,217	0,720847	10
1055 R Ac (2)	78,03	44,73	5,054	0,717440	9
1055 R HCl	74,04	32,04	6,699	0,721305	14
1185 R Ac (2)	87,23	75,48	3,349	0,720227	15
1185 R HCl	84,04	67,73	3,597	0,721867	15
1473 R Ac (2)	66,65	88,87	2,172	0,715676	9
1473 R HCl	61,78	81,13	2,206	0,716322	12
1743 R Ac (1)	57,04	76,67	2,155	0,715648	10
1743 R Ac (2)	58,48	87,09	1,945	0,714973	10
1743 R HCl	56,04	73,28	2,215	0,716137	10
1861 R Ac (1)	125,24	86,78	4,185	0,725293	10
1861 R Ac (2)	122,27	90,62	3,912	0,723600	12
1861 R HCl	129,33	82,14	4,566	0,727327	12
1921 R Ac (2)	64,63	68,49	2,734	0,718615	8
1921 R HCl	66,64	66,27	2,914	0,719706	15
1952 R HCl	27,04	31,53	2,484	0,712189	13
1988 R HCl	4,04	19,20	0,609	0,711249	12
<b>Mises en solution</b>					
151 H <sub>2</sub> O	-	-	-	0,708614	8
151 Ac (1)	-	-	-	0,708353	10
151 Ac (2)	1,59	1008	0,0046	0,708395	11
151 HCl	-	-	-	0,708409	9
192 Ac (1)	-	-	-	0,707877	9
566 H <sub>2</sub> O	-	-	-	0,708200	9
566 Ac (1)	-	-	-	0,708089	10
566 Ac (2)	0,951	2415	0,0011	0,708327	16
566 HCl	-	-	-	0,708137	9
1055 Ac (1)	-	-	-	0,708679	9
1055 Ac (2)	1,39	766	0,0053	0,709094	43
1185 Ac (1)	-	-	-	0,707898	14
1185 Ac (2)	1,67	645	0,0075	0,707910	13
1473 Ac (1)	-	-	-	0,708558	11
1473 Ac (2)	1,43	755	0,0055	0,708851	28
1743 H <sub>2</sub> O	-	-	-	0,709208	11
1743 Ac (1)	-	-	-	0,709134	9
1743 Ac (2)	1,62	1000	0,0047	0,709147	10
1743 HCl 1N	-	-	-	0,709195	9
1861 H <sub>2</sub> O	-	-	-	0,708437	10
1861 Ac (1)	-	-	-	0,707290	10
1861 Ac (2)	2,35	528	0,0129	0,707497	13
1861 HCl 1N	-	-	-	0,707434	11
1921 Ac (1)	-	-	-	0,708315	12
1921 Ac (2)	1,71	959	0,0052	0,708343	17
1952 Ac (1)	-	-	-	0,708188	11
1988 Ac (1)	-	-	-	0,709338	12
<b>Calcaires Inférieurs</b>					
1885 Roche Totale	3,37	296	0,0329	0,707270	23
1885 Ac (1)	-	-	-	0,707072	12

- Ac (1) acide acétique 1N ; Ac (2) acide acétique 2,5N ; R HCl acide chlorhydrique environ 2N.  
 - H<sub>2</sub>O pour quelques analyses de l'eau ayant lavé les poudres.  
 - les procédures analytiques sont détaillées dans le chapitre III ; 2s pour 2sigma correspondant à chaque analyse.

Tableau VI-4 : résultats isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr pour quelques minéraux détritiques, muscovites (ms) et biotites plus ou moins chloritisées (bi-chl).

	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s	$\epsilon_{\text{Nd}}$	$\pm$	TDM	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s
<b>Sv-101</b>													
151 ms	2,15	10,77	0,1206	0,512059	15	-11,3	0,3	1,62	319,52	70,23	13,2503	0,771141	16
520 ms	2,99	16,70	0,1081	0,512044	15	-11,6	0,3	1,45	333,09	84,09	11,5182	0,753616	17
1472 ms rouges	2,79	12,13	0,1391	0,512144	9	-9,6	0,2	1,86	280,80	60,09	13,6089	0,770768	14
1472 bi-chl 1	4,51	20,92	0,1304	0,512158	7	-9,4	0,1	1,63	108,32	60,02	5,2290	0,716590	18
1472 bi-chl 2	3,84	18,42	0,1260	0,512117	18	-10,2	0,4	1,62	141,10	62,32	6,5622	0,720656	15
1921 ms	0,806	4,72	0,1032	0,512048	12	-11,5	0,2	1,38	338,75	60,45	16,3459	0,786753	20
<b>T.f.b., 518m</b>													
ms	0,815	4,55	0,1084	0,512064	14	-11,2	0,3	1,42	353,85	126,73	8,110	0,742419	15
ms vertes	4,15	22,08	0,1135	0,512174	6	-9,1	0,1	1,33	165,29	101,73	4,711	0,724327	15
bi-chl 1	3,34	19,18	0,1053	0,512150	11	-9,5	0,2	1,26	218,28	113,81	5,559	0,719580	15
bi-chl 2	6,98	33,61	0,1256	0,512220	10	-8,2	0,2	1,43	187,52	126,55	4,292	0,712686	16
bi-chl 3	11,16	52,39	0,1289	0,512235	8	-7,9	0,2	1,46	165,37	146,55	3,268	0,712979	14

mêmes conditions que le tableau VI-1.

Tableau VI-5 : résultats isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr pour les galets des conglomérats burdigaliens de Tiefenbrunnen.

	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s	$\epsilon_{\text{Nd}}$	$\pm$	TDM	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s
<b>R. sédimentaires</b>													
à 342 m													
Ga 2 (grès calc felds)	2,34	11,36	0,1247	0,512224	13	-8,1	0,1	1,41	32,77	705,03	0,1346	0,708361	9
Ga 4 (grès calc)	0,479	2,52	0,1147	0,512120	14	-10,1	0,1	1,43	2,93	767,23	0,0110	0,707163	10
Ga 5 (calc gréseux)	0,257	1,47	0,1060	0,512206	15	-8,4	0,1	1,19	0,93	939,32	0,0029	0,707687	9
Ga 6 (calc dolo)	0,294	1,35	0,1319	0,512167	12	-9,2	0,1	1,65	2,16	160,22	0,0390	0,707951	10
<b>Granites</b>													
à 342 m													
Ga 1	3,37	21,63	0,0942	0,512397	67	-4,7	0,3	0,83	132,97	30,37	12,729	0,753773	40
Ga 3	4,28	14,78	0,1754	0,512548	9	-1,8	0,0	2,04	282,85	13,85	60,331	0,916156	50
à 349 m													
g 1	4,81	26,97	0,1079	0,512448	23	-3,7	0,4	0,87	254,43	10,18	73,958	0,934443	17
g 2	4,06	22,30	0,1100	0,512452	15	-3,6	0,3	0,88	163,22	5,52	87,329	0,909556	17
g 3	4,35	22,71	0,1159	0,512444	13	-3,8	0,3	0,94	143,71	11,10	37,950	0,835661	14
g 4	2,09	12,15	0,1042	0,512162	10	-9,3	0,2	1,23	14,31	100,55	0,4122	0,712367	14
g 7	0,987	2,81	0,2121	0,512371	19	-5,2	0,4	-	246,50	20,41	35,442	0,846415	15
g 8	1,08	7,44	0,0877	0,512202	25	-8,5	0,5	1,02	16,81	263,63	0,1845	0,707834	11
g 13	1,51	7,34	0,1244	0,512450	12	-3,7	0,1	1,02	203,94	13,32	45,034	0,869138	12
g 14	1,18	4,37	0,1629	0,512433	16	-4,0	0,1	1,87	224,15	7,18	93,462	1,057629	14

mêmes conditions que le tableau VI-1.



## Chapitre VII

### CONCLUSIONS

- A - Quantifications des sources
- B - Conclusions d'ordre stratigraphiques
- C - Conclusions d'ordre paléogéographique
- D - Croissance/recyclage crustal, signature isotopique de l'orogénèse alpine

## chapitre - VII - Conclusions

### A - Quantification des sources

Cette étude permet l'identification et la quantification des principales formations géologiques érodées qui participent à l'édification du prisme sédimentaire molassique. La quantification s'intéresse à la nature des roches et à leurs âges (âges de formations et/ou âges métamorphiques).

Pendant l'Oligocène, le recyclage de formations appartenant au cycle alpin, entraîne des sédiments carbonatés et siliceux qui représentent environ 85% des formations érodées. La Molasse Marine Inférieure est caractérisée par l'érosion de formations calcaires et dolomitiques pouvant correspondre aux nappes calcaires austro-alpines (Alpes Calcaires Septentrionales). La partie chattienne de la Molasse d'Eau Douce Inférieure est caractérisée par l'érosion des sédiments mésozoïques déposés dans les zones internes océaniques avec le recyclage de valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  dérivées de l'histoire alpine. Les compositions isotopiques de ces sédiments montrent la participation de basaltes de la croûte océanique téthysienne. Un cycle long et complexe est proposé. Il comprend :

- (1) la période de sédimentation du Jurassique et du Crétacé,
- (2) les premiers événements compressifs qui, dès la fin du Crétacé, conduisent à une sédimentation de flyschs en position de marges actives,
- (3) un transport tectonique de ces nappes constituées des sédiments océaniques et des flyschs précoces (nappe de la Simme oligocène de Trümpy et Bersier, 1954),
- (4) finalement l'érosion de ces nappes alimente la sédimentation molassique chattienne.

Pendant cette période les formations crustales ignées ne participent pratiquement pas aux sources des sédiments. Mais, dès le Chattien terminal, les roches ignées représenteront environ 20% des formations érodées jusqu'à l'Helvétien.

Le Chattien terminal apparaît comme une période de transition (26 à 25 Ma) avec l'érosion d'un noyau cristallin non métamorphisé qui peut correspondre à un noyau cristallin de la méga-nappe de la Simme oligocène (hypothèse de Trümpy et Bersier, 1954). De plus, les sédiments d'origine chimique érodés n'ont plus les mêmes origines. Ils correspondent majoritairement à des formations de plate-forme continentale.

Pendant le dépôt des sédiments aquitaniens de la Molasse d'Eau Douce Inférieure, le niveau d'érosion se situe dans le socle cristallin dénudé par l'érosion et le déplacement des nappes sédimentaires. L'interprétation des compositions isotopiques obtenues par le

couple Rb-Sr est en accord avec les études antérieures s'intéressant aux cortèges des minéraux lourds (Büchi et al., 1965 ; Kissling, 1974 ; Schlanke 1974 ; Maurer et al., 1978 ; Schlanke et al., 1978 ; Monnier 1979), qui s'enrichit en épidotes à partir de la limite Chattien-Aquitainien (25 Ma). L'érosion atteint les socles métamorphisés au cours de la phase méso-alpine.

A partir de la transgression burdigalienne ( $22 \pm 1$  Ma), la sédimentation de la Molasse Marine Supérieure est sous le contrôle de la structuration de la zone Helvétique. L'érosion affecte d'abord les socles (massifs cristallins externes), ce qui montre que les couvertures se sont déjà déplacées. Puis, à l'Helvétien, le niveau d'érosion atteint les nappes helvétiques et les niveaux métamorphiques des socles.

Le fait principal est la présence de galets granitiques alcalins, prélevés dans les niveaux conglomératiques de la molasse burdigalienne de Suisse Centrale, et qui montrent la participation de formations crustales alcalines tardi-hercyniennes de compositions isotopiques en Nd très différentes de celles connues pour la croûte hercynienne européenne. L'érosion de ces granites alcalins atypiques explique le caractère plus radiogénique de la Molasse Marine Supérieure. Ces granites doivent être recherchés dans les massifs cristallins externes orientaux, le massif de l'Aar est fortement suspecté.

Les autres sources sont des formations héritées des époques ante hercyniennes, dont nous suggérons qu'elles peuvent ne pas appartenir aux Alpes.

## **B - Conclusions d'ordre stratigraphique**

Les concentrations en éléments majeurs et en éléments traces fournissent des outils de corrélations pour ce type de sédimentation grés-marneuse, où les variations lithologiques sont très rapides dans le temps et dans l'espace. Les profils verticaux reportant les compositions chimiques brutes ou interprétées et l'utilisation des outils de traitements multi-variables, déjà proposés par Roser et al. (1988) et Ehrenberg et al. (1992), semble capable de résoudre des problèmes de corrélations pour ce type de sédimentation.

De plus, les isotopes du Nd et du Sr sont cohérents avec les grandes divisions stratigraphiques. Les deux coupures majeures se situent dans l'Oligocène terminal et au niveau de la transgression burdigalienne. Un des intérêts de la quantification des sources est d'apporter des informations sur les événements tectoniques qui surviennent dans les zones amonts et qui sont certainement les seuls événements synchrones intéressant la totalité du bassin molassique. La phrase de Kissling (1974) qui souligne le caractère

essentiel de la sédimentation molassique en écrivant "...coexistence sur de très petites surfaces de conditions de sédimentation très différentes. Le seul caractère commun est leur origine détritique. ..." prend ici tout son sens.

### C - Conclusions d'ordre paléogéographique

La similitude des valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  pour les sédiments de la Molasse Marine Supérieure depuis la Savoie, jusqu'en Suisse Centrale (T.f.b.) en passant par la bordure jurassienne (Pra), montre l'efficacité du brassage sédimentaire ou l'homogénéité des sources à l'échelle des Alpes. Pendant la sédimentation marine burdigalienne, le bassin molassique est une entité isotopique, par opposition aux cellules de sédimentation définies par les minéraux lourds (Allen et al., 1985).

De façon opposée, les différences en  $\epsilon_{Nd}$ , pour l'Aquitainien de Savoie et de Suisse Centrale sont le résultat de la non communication entre les différents grands fleuves dans le cas de molasses d'eau douce. Cela sous entend que l'arrivée quasiment synchrone des épidotes, en régime fluvial, à la limite Chattien-Aquitainien correspond à un niveau général d'érosion pour des formations alpines exondées à partir de 25 Ma

### D - Croissance/recyclage crustale, signature isotopique de l'orogène alpine

Le cycle orogénique alpin provoque un premier saut d'environ 2 à 3 unités  $\epsilon_{Nd}$  (substratum de Sv-101 à  $-11 \pm 0,2$  et moyenne des sédiments oligocènes à  $-9,2 \pm 0,4$ ) du fait du recyclage des sédiments océaniques ( $-8,1$ , Stille et al., 1989) et donc de manière indirecte de la croûte océanique téthysienne. Notons que ces entrées juvéniles ne se traduisent pas en âges modèles du fait de l'augmentation conjointe des valeurs en  $\epsilon_{Nd}$  et des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ .

Puis un deuxième saut d'environ 1 unité en  $\epsilon_{Nd}$ , se produit par l'introduction de formations ignées atypiques. Ici les âges modèles diminuent car l'augmentation de  $\epsilon_{Nd}$  se fait à rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  constants.

Ainsi le pic orogénique alpin, défini par les analyses des flyschs éocènes (Bernard 1992), est très rapidement dilué. Ceci montre le très faible volume de formations basiques et calco-alcalines créées pendant l'histoire alpine. Ce saut, de 2 à 3 unités en  $\epsilon_{Nd}$  actuel, nous semble correspondre autant au recyclage des pics orogéniques antérieurs (Michard et al., 1985).

## BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- Abouchami W. (1990), Un événement volcanique majeur vers 2,1 Ga. en Afrique de l'Ouest : un stade précoce d'accrétion crustale. Thèse de l'Université de Nancy I, 155 p.
- Albarède. F. (1989), Sm/Nd constraints on the growth rate of continental crust., *Tectonophysics*, vol. 161, 299-305.
- Alibert C. and Mc Culloch M.T. (1993), Rare earth element and neodymium isotopic compositions of the banded iron-formations and associated shales from Hamersley, western Australia, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 57, 187-204.
- Alibert C., Michard A. and Albarède F. (1983), The Transition from Alkali Basalts to Kimberlites: Isotope and Trace Element Evidence from Melilitites., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 176-186.
- Allen P.A., Mange-Rajetzky M., Matter A. and Homewood P. (1985), Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin., *Eclogae geol. Helv.*, 78/2, 35-381.
- Allègre C.J. and Rousseau D. (1984), The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shales., *Earth Planet. Sci. Letters*, 67, 19-34.
- André L., Deutsch S. et Hertogen J. (1986), Trace-element and Nd isotopes in shales as indexes of provenance and crustal growth: the early paleozoic from the Brabant Massif (Belgium)., *Chemical Geology*, 57, 101-115.
- Aplin A. (1984), Rare earth element geochemistry of Central Pacific ferromanganese encrustations., *Earth Planet. Sci. Letters*, 71, 13-22
- Aplin A., Michard A. and Albarède F. (1987),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  in Pacific ferromanganese encrustations and nodules., *Earth Planet. Sci. Letters*, 81, 7-14.
- Awwiler D.N and Mack L.E. (1991), Diagenetic modification of Sm-Nd model ages in Tertiary sandstones and shales, Texas Gulf Coast., *Geology*, 19, 31-314.
- Bailey S.W. (1988), Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)., S.W. Bailey Ed., *Mineralogical Society of America.*, vol. 19, 725 p.
- Baker P.A., Gieskes J.M. and Eldrefield H. (1982), Diagenesis of carbonates in deep-sea sediments: evidence from Sr/Ca ratios and interstitial dissolved  $\text{Sr}^{2+}$  data., *Jour. Sed. Petrology*, vol. 52, n°1, p 71 - 82.
- Ben Othman D., Polvé M. and Allègre C.J. (1984), Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust., *Nature*, 307, 510-515.
- Berger J.P (1992), Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: Application to the Swiss Molasse Basin., *Eclogae geol. Helv.*, 85/3, 573-609.
- Berger J.P. (1986), Biozonation préliminaire des charophytes oligocènes de Suisse occidentale., *Eclogae geol. Helv.*, 79/3, 897-912.
- Berger J.P. (1989), Paleogeographic evolution of the swiss molasse basin: a short review., *Geologica Carpathica*, vol 40/1, 9-16.

- Bernard V. (1992), Le magmatisme tertiaire péri-alpin : subduction ou collision? Exemples des Grès de Taveyenne et du synclinal de Saint Antonin., mémoire de D.E.A. de l'Université de Grenoble 1.
- Bersier A. (1958 a), Exemples de sédimentation cyclothématique dans l'Aquitainien de Lausanne., *Eclogae geol. Helv.*, 51/3, 842-853.
- Bersier A. (1958 b), Séquences détritiques et divagations fluviales, *Eclogae geol. Helv.*, 51/3, 854-893.
- Birck J.L. (1986), Precision K-Rb-Sr isotopic analysis: Application to Rb-Sr chronology., *Chemical Geology*, 56, 73-83.
- Boher M. (1991), Croissance crustale en Afrique de l'Ouest à 2,1 Ga. Apport de la Géochimie Isotopique., thèse de l'université de Nancy I, 180p.
- Bonjour J.L. (1988), Sédimentation paléozoïque initiale dans le domaine Centre Armoricaire (Massif Armoricaire), thèse de l'Université de Rennes I, n°195, 257 p.
- Bouquillon A., France-Lanord C., Michard A. and Tiercelin J.-J. (1990), Sedimentology and isotopic chemistry of the Bengal fan sediments: the denudation of the Himalaya., in Cochran J.R., Stow D.A.V. et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 116, 43-58.
- Brass G.W. (1976), The variation of the marine  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model., *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 40, 721-730.
- Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson H.F. and Otto J.B. (1982), Variation of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time., *Geology*, 10, 516-519.
- Büchi U.P., Wiener G. und Hofmann F. (1965), Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral - und Ostschweiz., *Eclogae geol. Helv.*, 8/1, 87-108.
- Burbank D.W., Derry L.A. and France-Lanord C. (1993), Reduced Himalayan sediment production 8 Myr ago despite an intensified monsoon., *Nature*, vol. 364, 48-50.
- Chaudhuri S. and Clauer N. (1992 a), Isotopic compositions of dissolved strontium and neodymium in continental surface and shallow subsurface waters., in *Isotopic Signatures and Sedimentary Records Lecture Notes in Earth Sciences*, n°43, Clauer & Chaudhuri Eds., n°43, Clauer & Chaudhuri Eds., 467-495.
- Chaudhuri S. and Clauer N. (1992 b), Signature of radiogenic isotopes in deep subsurface waters in continents., in *Isotopic Signatures and Sedimentary Records Lecture Notes in Earth Sciences*, n°43, Clauer & Chaudhuri Eds., 497-529.
- Chaudhuri S., Stille P. and Clauer N. (1992), Sm - Nd isotopes in fine - grained clastic sedimentary materials: clues to sedimentary processes and recycling of the continental crust., in *Isotopic Signatures and Sedimentary Records Lecture Notes in Earth Sciences*, n°43, Clauer & Chaudhuri Eds., 287-319.
- Clauer N. Savin S.M. and Chaudhuri S. (1992 b), Isotopic compositions of clays minerals as indicators of the timing and conditions of sedimentation and burial diagenesis., in *Isotopic Signatures and Sedimentary Records Lecture Notes in Earth Sciences*, n°43, Clauer & Chaudhuri Eds., 239-286.
- Clauer N., Keppens E. and Stille P. (1992 a), Sr isotopic constraints on the process of glauconitization., *Geology*, 20, 133-136.

- Davies G., Gledhill A. and Hawkesworth C. (1985), Upper crustal recycling in southern Britain: evidence from Nd and Sr isotopes., *Earth Planet. Sci. Letters*, 75, 1-12.
- De Paolo D.J. and Finger K.L. (1991), High - resolution strontium - isotope stratigraphy and biostratigraphy of the Miocene Monterey Formation, Central California., *Geological Society of America Bulletin*, vol. 103, p.112 - 124.
- De Paolo D.J. and Ingram B.L. (1985), High-Resolution Stratigraphy with Strontium Isotopes., *Science*, vol. 227, 938-941.
- De Paolo D.J., Linn A.M. and Schubert G. (1991), The Continental Crustal Age Distribution: Methods of Determining Mantle Separation Ages From Sm-Nd Isotopic Data and Application to the Southwestern United States., *Jour. of Geoph. Research*, vol. 96, n°B2, 2071-2088.
- Debrand-Passart S., Courbouleix S., Lienhardt M.-J. (1984), Synthèse géologique du Sud-Est de la France., *Mém. BRGM Fr.*, n°125.
- Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J. (1962), Rock-forming minerals. Volume 13. Sheet silicates. Longmans Ed.
- Denis E. (1988), Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne Septentrionale et occidentale., *Nature, mise en place et évolution.*, *Mém. Docum. Centre Arm. Struct. Socles*, Rennes, 18, 263 p.
- Derry L.A. and Jacobsen S.B. (1990), The chemical evolution of Precambrian seawater: Evidence from REEs in banded iron formations., *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 54, 2965-2977.
- Desmons J. et Radelli L. (1992), Qu'est ce que le pennique ?, *Géologie Alpine*, éd. par l'Université de Grenoble, série spéciale Résumés de colloques, n° 1, 24-25.
- Deville E., Blanc E., Tardy M., Beck Ch., Cousin M. et Menard G. (1994), Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy Tertiary Molasse Basin (Alpine Foreland), special publication n°4, "Exploration and Petroleum Geology of France", Springer-Verlag (A. Mascle, ed.), sous presse.
- Dia A. and Dupré B., Gariépy C. and Allègre C.J. (1990 a), Sm-Nd and trace-element characterization of shales from the Abitibi Belt, Labrador Trough, and Appalachian Belt: consequences for crustal evolution through time., *Can. J. Earth Sci.*, 27, 758-766.
- Dia A., Allègre C.J. and Erlank A.J. (1990 b), The development of continental crust through geological time: the South African case., *Earth Planet. Sci. Letters*, 98, 74-89.
- Ehrenberg S.N. and Siring E. (1992), Use of bulk chemical analyses in stratigraphic correlation of sandstones: An example from the Statfjord Nord Field Norwegian continental shelf., *Jour. Sed. Petrology*, vol. 62, n° 2, 318-330.
- Elderfield H., Hawkesworth C.J., Greaves M.J. and Calvert S.E. (1981), Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments., *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 45, 513-528.
- Elderfield H. and Greaves M.J. (1982), The rare earth element in seawater., *Nature*, vol. 296, 214-219.
- Elderfield H. and Greaves M.J. (1981), Negative cerium anomalies in the rare earth element patterns of oceanic ferromanganese nodules., *Earth Planet. Sci. Letters*, vol. 55, p. 163 - 170.
- Faure G. (1992), Isotopic records in detrital and authigenic feldspars in sedimentary rocks., in *Isotopic Signatures and Sedimentary Records Lecture Notes in Earth Sciences*, n°43, Clauer & Chaudhuri Eds., 215-238.
- Faure G. (1986), Principles of Isotope Geology. Second Edition., J. Wiley & Sons, New York, N.Y., 589 p.
- France-Lanord C., Derry L. and Michard A. (1993), Evolution of the Himalaya since Miocene time: Isotopic and sedimentologic evidence from the Bengal Fan., in *Himalayan Tectonics*, eds. P.J. Treloar and M.P. Searle, Geological Soc. London Spec. Pub., 605-623.
- Frey M., Hunziker J.C., O'Neil J.R. and Schwander. H.W. (1976), Equilibrium-Disequilibrium Relations in the Monta Rosa Granite, Western Alps: Petrological, R-Sr and Stable Isotope Data., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55, 147-179.
- Goldstein S.J. and Jacobsen S.B. (1988 a), Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material: implications for crustal evolution., *Earth Planet. Sci. Letters*, 87, 249-265.
- Goldstein S.J. and Jacobsen S.B. (1988 b), Rare earth elements in river waters., *Earth Planet. Sci. Letters*, 89, 35-47.
- Goldstein S.L. (1988), Decoupled evolution of Nd and Sr isotopes in the continental crust and the mantle., *Nature*, vol. 336, 733-738.
- Goldstein S.L., O'Nions R.K. and Hamilton P.J. (1984), A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems., *Earth Planet. Sci. Letters*, 70, 221-236.
- Grandjean P., Cappetta H. and Albarède F. (1988), The Ree and  $\epsilon_{Nd}$  of 40-70 Ma old fish debris from the West-African platform., *Geophysical Research Letters*, vol. 15, n° 4, 389-392.
- Gubler T., Meier M. and Oberli F. (1982), Bentonites as time markers for sedimentation of the Upper Freshwater Molasse: geological observations corroborated by high-resolution single-zircon U-Pb ages., 172<sup>ème</sup> Assemblée annuelle A.S.S.N., 30 sept -3 oct 1992.
- Hawkesworth C.J. (1976), Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54, 225-244.
- Henry P., Deloule E. et Michard A. (1994), Erosion des Alpes : histoire métamorphique des roches érodées par l'analyses du couple Rb-Sr des sédiments molassiques., *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.318, II, 1637-1644.
- Hess J., Bender M.L., Schilling J.G. (1986), Evolution of the Ratio of Strontium-87 to Strontium-86 in Seawater from Cretaceous to Present., *Science*, vol. 231, 979-984.
- Hodell D.A., Mueller P.A. and Garrido J.R. (1991), Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene., *Geology*, 19, 24-27.
- Homewood P. and Lateltin O. (1988), Classic swiss clastics (flysch and molasse) The alpine connection., *Geodinamica Acta*, vol. 2, n° 1, 1-11.
- Hooker P.J., Hamilton P.J. and O'Nions R.K. (1981), An estimate of the Nd isotopic composition of Iapetus seawater from ca. 490 Ma metalliferous sediments., *Earth Planet. Sci. Letters*, 56, 180-188.
- Hunziker J.C. and Hurford A.J. (1992), Alpine Cooling and Uplift., P.N.R 20 (Programme National de Recherche 20), Bull. 11, abstracts, 48-49.

- Hunziker J.C., Desmons J. and Hurford A.J. (1992), Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps., *mémoires de Géologie (Lausanne)*, n° 13.
- Hurford A.J. (1986), Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 413-427.
- Hurford A.J. (1991), Uplift and cooling pathways derived from fission track analysis and mica dating: a review., *Geologische Rundschau*, 80/2, 349-368.
- Hurford A.J., Hunziker J.C. and Stöckhert B. (1991), Constraints on the late thermotectonic evolution of the Western Alps: evidence for episodic rapid uplift., *Tectonics*, vol. 10, n° 4, 75-769.
- Jacobsen S.B. (1988), Isotopic constraints on crustal growth and recycling., *Earth Planet. Sci. Letters*, 90, 315-329.
- Jacobsen S.B. and Pimentel-Klose M.R. (1988 a), Nd variations in Precambrian banded iron formations., *Geophysical Research Letters*, vol. 15, n°4, 393-396.
- Jacobsen S.B. and Pimentel-Klose M.R. (1988 b), A Nd isotopic study of the Hamersley and Michipicoten banded iron formations: the source of REE and Fe in Archean oceans, *Earth Planet. Sci. Letters*, 87, 29-44.
- Juteau M. (1984), Les isotopes radiogéniques et l'évolution de la croûte continentale., thèse de l'I.N.P.L., Nancy, 103 p.
- Kissling D. (1974), L'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique., Thèse de l'université de Genève.
- Knauth L.P. (1992), Origin and diagenesis of cherts: An isotopic perspectives. in *Isotopic Signatures and Sedimentary Records*, in *Isotopic Signatures and Sedimentary Records Lecture Notes in Earth Sciences*, n°43, Clauer & Chaudhuri Eds., 123-152.
- Koepnick R.B., Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Nelson H.F., Otto J.B. and Waite L.E. (1985), Construction of the seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  curve for the Cenozoic and Cretaceous: supporting data., *Chemical Geology*, 58, 55-81.
- Koepnick R.B., Denison R.E., Burke W.H., Hetherington E.A. and Dahl D.A. (1990), Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ., *Chemical Geology*, 80, 327-349.
- Kolodny Y. and Luz B. (1992), Isotope signatures in phosphates deposits: Formation and diagenetic history., in *Isotopic Signatures and Sedimentary Records Lecture Notes in Earth Sciences*, n°43, Clauer & Chaudhuri Eds., 69-122.
- Liew T.C. and Hofmann A.W. (1988), Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 129-138.
- Maurer H., Funk H. und Nabholz W. (1978), Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molasse - Abfolgen der Bohrung Linden 1 und ihrer Umgebung (Kt. Bern)., *Eclogae geol. Helv.*, 71/3, 497-515.
- McArthur J.M., Kennedy W.J., Gale A.S., Thirlwall M.F., Chen M., Burnett J. and Hancock J.M. (1992), Strontium isotope stratigraphy in the Late Cretaceous: intercontinental correlation of the Campanian/Maastrichtian boundary., *Terra Nova*, 4, Global Change Spec. Issue (ed. by F.-C. Wezel), 385-393.
- McLennan S.M. and Hemming S. (1992), Samarium / neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks., *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 56, 887-898.
- Michard A. and Albarède F. (1986), The Ree content of some hydrothermal fluids., *Chemical Geology*, 55, 51-60.
- Michard A., Gurriet P., Soudant M. and Albarède F. (1985), Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution., *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 49, 601-610.
- Miesch A.T. (1979), Vector Analysis of Chemical Variation in the Lavas of Paricutin Volcano, Mexico., *Mathematical Geology*, vol. 11, n°4, 523-538.
- Miesch A.T. (1980), Scaling Variables and Interpretation of Eigenvalues in Principal Component Analysis of Geologic Data., *Mathematical Geology*, vol. 12, n°6, 523-538.
- Miller R.G. and O'Nions R.K. (1985), Source of Precambrian chemical and clastic sediments., *Nature*, vol. 314, 325-329.
- Miller R.G. and O'Nions R.K. (1984), The provenance and crustal residence ages of British sediments in relation to paleogeographic reconstructions., *Earth Planet. Sci. Letters*, 68, 459-470.
- Miller R.G., O'Nions R.K., Hamilton P.J. and Welin E. (1986), Crustal residence ages of clastic sediments, orogeny and continental evolution., *Chemical Geology*, 57, 87-99.
- Monnier F. (1979), Corrélations minéralogiques et diagénèse dans le bassin molassique suisse. Volume 1 : Textes. Volume 2 : Atlas., thèse de l'université de Neuchâtel.
- Nelson B.K. and De Paolo D.J. (1988), Comparison of isotopic and petrographic provenance indicators in sediments from Tertiary continental basins of New Mexico., *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 58, n°2, 348-357.
- Nesbitt H.W. and Young G.M. (1982), Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites., *Nature*, vol. 299, 715-717.
- Nunes P.D. and Steiger R.H. (1974), A U-Pb Zircon, and Rb-Sr and U-Th-Pb Whole-Rock Study of a Polymetamorphic Terrane in the Central Alps, Switzerland., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, 255-280.
- O'Nions R.K., Hamilton P.J. and Hooker P.J. (1983), A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles., *Earth Planet. Sci. Letters*, 63, 229-240.
- Ohr M., Halliday A.N. and Peacor D.R. (1991), Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast., *Earth Planet. Sci. Letters*, 105, 110-126.
- Palmer M.R. and Elderfield H. (1985), Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr., *Nature*, vol. 314, 526-528.
- Piegras D.J. and Wasserburg G.J. (1980), Neodymium isotopic variations in seawater., *Earth Planet. Sci. Letters*, 50, 128-138.

- Piper D.Z. (1974), Rare earth element in ferromanganese nodules and other marine phases., *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 38, 1007-1022.
- Richter F.M. and De Paolo D.J. (1987), Numerical models for diagenesis and the Neogene Sr isotopic evolution of seawater from DSDP Site 590B., *Earth Planet.Sci.Letters.*, 83, 27- 8.
- Roser B.P. and Korsch R.J. (1988), Provenance signatures of sandstones-mudstones suites determined using discriminant function analysis of major-element data., *Chemical Geology*, 67, 119-139.
- Schlanke S. (1974), Geologie der Subalpinen Molasse zwischen Biberbrugg SZ, Hütten ZH und Ägerisee ZG, Schweiz., *Eclogae geol. Helv.*, 67/2, 243-331.
- Schlanke S., Hauber L. und Bübhi U.P. (1978), Lithostratigraphie und Sedimentpetrographie der Molasse in den Bohrungen Tschugg 1 und Ruppoldsried 1 (Berner Seeland)., *Eclogae geol. Helv.*, 71/2, 409-425.
- Sinha A.K. and Upadhyay R. (1993), Mesozoic neo-tethyan pre-orogenic deep marine sediments along the Indus-Yarlung Suture, Himalaya., *Terra Nova*, 5, 271-281.
- Steck A. et Hunziker J. (1992), Tectonique des Alpes de Suisse centrale : chronologie des évènements structuraux et thermiques., P.N.R 20 (Programme National de Recherche 20), *Bull. 11, abstracts*, 82-83.
- Steinberg M., Fogelgesang J.F. Courtois C., Mpodozis C., Despairies A., Martin A., Caron D and Blanchet R. (1977), Détermination de l'origine des feldspaths et des phyllites présents dans des radiolarites mésogéennes et des sédiments hypersiliceux océaniques par l'analyses des terres rares., *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 735-740.
- Stille P. and Buletti M. (1987), Nd-Sr isotopic characteristics of the Lugano volcanic rocks and constraints on the continental crust formation in the South Alpine domain (N-Italy-Switzerland)., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 140-150.
- Stille P. and Tatsumoto M. (1985), Precambrian tholeiitic-dacitic rock-suites and Cambrian ultramafic rocks in the Pennine nappe system of the Alps: Evidence from Sm-Nd isotopes and rare earth elements., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 184-192.
- Stille P., Chaudhuri S., Kharaka Y.K. and Clauer N. (1992), Neodymium, strontium, oxygen and hydrogen isotope compositions of waters in present and past oceans: A review., in *Isotopic Signatures and Sedimentary Records Lecture Notes in Earth Sciences*, n°43, Clauer & Chaudhuri Eds., 389-410.
- Stille P., Clauer N. and Abrecht J. (1989), Nd isotopic composition of Jurassic Tethys seawater and the genesis of Alpine Mn-deposits: Evidence from Sr-Nd isotope data., *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 53, 1095-1099.
- Tilton G.R., Schreyer W. and Schertl H.-P. (1989), Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy., *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 53, 1391-1400.
- Tilton G.R., Schreyer W. and Schertl H.-P. (1991), Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, 22-33.
- Tremba E.L., Faure G., Katsikatos G.C. and Summerson C.H. (1975), Strontium-isotope composition in the Tethys sea, Euboea, Greece., *Chemical Geology*, 16, 109-120.

**AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE  
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE  
DE LORRAINE**

o o o

Service Commun de la Documentation  
INPL  
Nancy-Brabois

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

**Monsieur DERRY Louis, Professeur, Cornell University USA,  
Monsieur DUPRE Bernard, Directeur de Recherches, GRGS/OMP  
Toulouse.**

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

**Monsieur HENRY Philippe**

à soutenir devant l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE,  
une thèse intitulée :

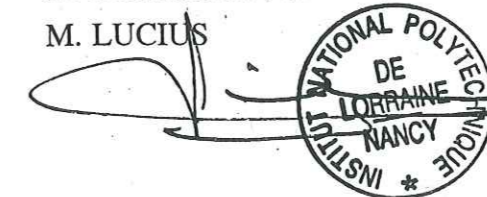
**"Dénudation précoce d'une chaîne et croissance crustale : géochimie  
isotopique de la molasse tertiaire pré-alpine"**

en vue de l'obtention du titre de :

**DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE  
LORRAINE**

Spécialité : **"GEOSCIENCES & MATIERES PREMIERES"**

Fait à Vandoeuvre le, **6 Janvier 1994**  
Le Président de l'I.N.P.L.,  
M. LUCIUS



NANCY BRABOIS  
2, AVENUE DE LA  
FORET-DE-HAYE  
BOITE POSTALE 3  
F - 5 4 5 0 1  
VANDOEUVRE CEDEX



- Trümpy R et Bersier A. (1954), Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin. *Pétrographie, statistique, origine.*, *Eclogae geol. Helv.*, 47/1, 119-166.
- Trümpy R. (1980), *Geology of Switzerland. Part A: An outline of the Geology of Switzerland ; Part B: Geological excursions.*, Ed. by Schweizerische Geologische Kommission, Wepf & Co. Publishers, Basel, New - York.
- Veizer J. (1992), Depositional and diagenetic history of limestones: Stable and radiogenic isotopes., in *Isotopic Signatures and Sedimentary Records, Lecture Notes in Earth Sciences*, n°43, Clauer & Chaudhuri Eds., p. 13 - 48.
- Veizer J. and Compston W. (1974),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of seawater during the Phanerozoic., *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 38, 1461-1484.
- Veizer J. and Compston W. (1976),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution., *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 40, 905-914.
- Veizer J. and Jansen S.L. (1979), Basement and sedimentary recycling and continental evolution., *Jour. of Geol.*, 87, 341-370.
- Veizer J. and Jansen S.L. (1985), Basement and sedimentary recycling -2: time dimension to global tectonics., *Jour. of Geol.*, 93, 625-643.
- Vuagnat M. (1983), Les grès de Tavéyanne et roches similaires : vestiges d'une activité magmatique tardi-alpine., *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. 26, p. 39 - 53.
- Wasserburg G.J, Jacobsen S.B., De Paolo D.J., Mc Culloch M.T. and Wen T. (1981), Precise determination of the Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions., *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 45, 2311-2323.
- Zindler A. and Hart S. (1986), *Chemical Geodynamics.*, *Ann. Rev. of Earth Planet. Sci.*, 14.



### Résumé\*

L'étude isotopique (Nd et Sr) de sédiments syn à post orogéniques permet l'identification et la quantification des principales formations géologiques dont l'érosion contribue aux sédiments molassiques. Dans le cas des Alpes, notre étude des molasses tertiaires péri alpines, montre :

- l'érosion dominante de sédiments océaniques pendant l'Oligocène,
- une période de transition entre 26 et 25 Ma (Oligocène terminal) qui correspond à des changements brutaux pour le bassin molassique, interprétés comme le signe d'événements tectoniques en amont,
- l'érosion des socles métamorphisés pendant la phase méso-alpine débute à l'Aquitainien,
- la dénudation des zones externes en cours de structuration (phase éo-alpine) débute, au Burdigalien, par l'érosion d'un socle non métamorphique qui contient des granites alcalins tardi-varisques atypiques. Puis, à l'Helvétien, l'érosion atteint le socle métamorphique et les couvertures déplacées.

En terme de croissance crustale, l'évolution des compositions isotopiques du Nd montre l'introduction de Nd juvénile, par l'intermédiaire d'un cycle tectono-sédimentaire qui comprend :

- la sédimentation océanique mésozoïque.
- la sédimentation des flyschs qui témoigne des premiers événements compressifs.
- l'expulsion tectonique précoce de nappes formées des sédiments précités.
- l'érosion de ces nappes sédimentaires pendant l'Oligocène.

Mais l'évolution des compositions isotopiques est aussi le résultat de l'érosion de granites tardi-varisques atypiques par leur valeur en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  et inconnus jusqu'ici.

La variation positive en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  enregistrée par la molasse tertiaire péri-alpine correspond à la fois à des apports juvéniles alpins et hercyniens.

\* Philippe Henry, Etienne Deloule et Annie Michard (1994), *Erosion des Alpes : étude isotopique (Nd et Sr) des molasses tertiaires péri-alpines.* résumé, 15<sup>ème</sup> Réunion des Sciences de la Terre, Nancy 1994, Soc. Géol. Fr. édit. Paris.