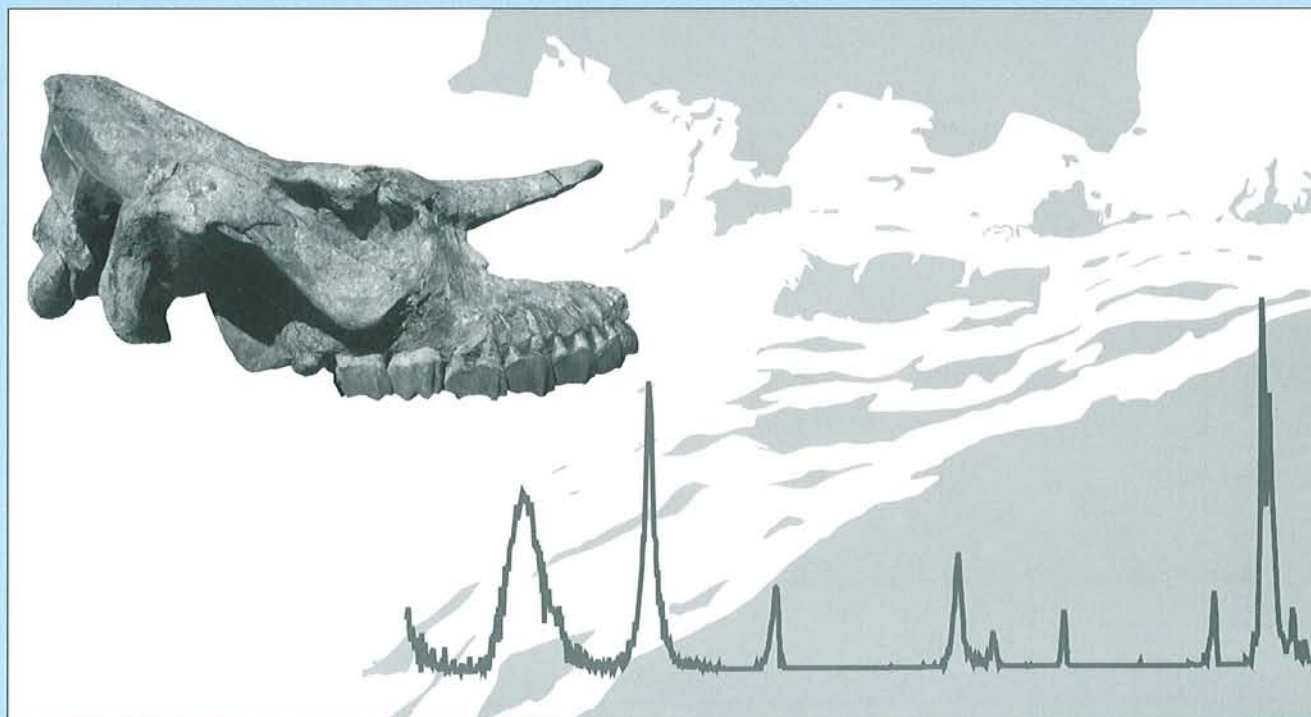


Damien BECKER

Paléoécologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-Miocène): apport des Rhinocerotoida (Mammalia) et des minéraux argileux



DEPARTEMENT DE GEOSCIENCES – GEOLOGIE ET PALEONTOLOGIE –
UNIVERSITE DE FRIBOURG (SUISSE)

**Paléoécologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-
Miocène) : apport des Rhinoceroidea (Mammalia) et des
minéraux argileux**

THESE

Présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse) pour l'obtention du grade
de *Doctor rerum naturalium*

Damien Becker
de Zürich, Suisse

2003

Thèse N° 1416

Acceptée par la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)

Sur la proposition de :

Prof. Jean-Pierre Berger, Université de Fribourg (Suisse)

Prof. Claude Guérin, Université Claude Bernard, Lyon (France)

Dr. Thierry Adatte, Université de Neuchâtel (Suisse)

Fribourg, le 20 juin 2003

Le Doyen : Prof. Dionys Baeriswyl



Directeur de Thèse : Prof. Jean-Pierre Berger

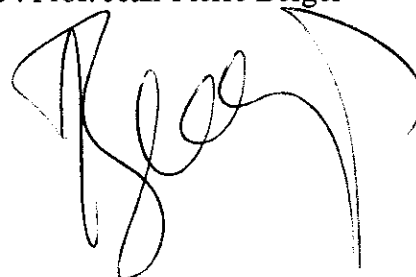


TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	9	2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM.....	49
ZUSAMMENFASSUNG.....	11	2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung	59
ABSTRACT.....	13	2.2.6 Cailloutis & Argiles post-molassiques	65
AVANT-PROPOS	15	2.3 DISTRIBUTION DES GROUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUES PAR SYNCLINAL.	69
1 – INTRODUCTION.....	19	2.4 SYNTHÈSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	71
1.1 OBJECTIFS	19	2.4.1 Coupes et affleurements paléogènes ..	72
1.2 CADRE GÉOGRAPHIQUE.....	19	2.4.2 Coupes et affleurements néogènes	73
1.3 CADRE GÉOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE	21	2.5 CARTE GÉOLOGIQUE DES SYNCLINAUX JURASSIENS	77
1.3.1 Généralités.....	21	3 – SÉDIMENTOLOGIE & PALÉONTOLOGIE.....	79
1.3.2 Cadre régional	22	3.1 LOCALISATION DES COUPES ET DES AFFLEUREMENTS	79
1.4 MÉTHODOLOGIE.....	26	3.2 NOUVELLES LOCALITÉS	79
1.4.1 Terrain	26	3.2.1 Molasse alsacienne.....	79
1.4.2 Laboratoire	26	3.2.1.1 La Beuchille (BEU).....	79
2 – LITHOSTRATIGRAPHIE.....	29	3.2.2 Calcaires delémontiens	95
2.1 LES GROUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DU PALÉOGÈNE	29	3.2.2.1 Pavillon-Moutier (PMO).....	95
2.1.1 Groupe du Sidérolithique (MP14-MP19)	29	3.2.2.2 Tavannes-Tramelan (TT).....	96
2.1.2 Groupe des Calcaires inférieurs & Terre jaune (MP20-MP27)	29	3.2.3 Aquitaniens	100
2.1.3 Groupe des Gompholithes & Conglomérats (MP21-22).....	30	3.2.3.1 Wallenried (W).....	100
2.1.4 Groupe des Meeressand & Calcaires marins (MP21-MP25)	30	3.2.4 Conglomérats & Grès de l'OMM.....	106
2.1.5 Groupe des Septarienton (MP21-MP25)	30	3.2.4.1 Court (CO1 et CO2).....	106
2.1.6 Groupe de la Molasse alsacienne (MP21-MP29)	30	3.2.4.2 Pré Golat Est (PGE)	107
2.1.7 Groupe des Calcaires delémontiens (MP29-MN1).....	32	3.2.4.3 Tavannes (TNR et TND).....	108
2.2 LES GROUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DU NÉOGÈNE.....	32	3.2.4.4 Corban (COR, coupe Ouest Corban, Esther)	111
2.2.1 Remarque sur l'Aquitaniens de l'USM.....	32	3.2.5 Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM.....	119
2.2.2 Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM	34	3.2.5.1 Crêt-du-Loche (CdL)	119
2.2.3 Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM.....	42	3.2.6 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM.....	128
		3.2.6.1 Tramelan (TR).....	128
		3.2.6.2 Pré Golat Centre (PGC)	130
		3.2.6.3 Nebelberg (NB).....	131
		3.2.7 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung.....	136

3.2.7.1	La Lovère (LOVI et LOVII)	136
3.2.7.2	Etang de Bonfol (EBN et EBS)	138
3.2.8	Cailloutis & Argiles post-molassiques.....	140
3.2.8.1	Bonfol Décharge (BOD)	140
3.2.9	Autres affleurements	140
3.2.9.1	Sur Fedeloi (FED).....	140
3.2.9.2	Les Condémines (COND).....	140
3.2.9.3	Bennwil (BEN).....	141
3.2.10	Les Karsts	141
3.2.10.1	Glovelier (GLO).....	141
3.2.10.2	Karst OMM TRG3 (KTRG).....	142
3.2.10.3	Liesberg (LB)	142
3.2.10.4	Vendlincourt (VEND)	142
3.2.10.5	Autres karsts.....	143
3.2.10.6	Minéraux lourds	143
3.3.1	Les Nannofossiles	144
3.3.2	La transgression de l'OMM	144
3.3.3	Caractéristiques de l'OMM.....	145
3.3.4	La régression de l'OMM.....	145
3.4	SYNTHÈSE SUR L'OSM DU JURA	149
3.4.1	Les environnements lacustres.....	149
3.4.2	Les environnements fluviaux.....	149
4	– MINÉRALOGIE.....	151
4.1	MINÉRAUX LOURDS	151
4.1.1	Formation salifère d'Altkirch (MP21)	153
4.1.2	Gompholithes & Conglomérats (MP21-22)	153
4.1.3	Meeressand & Calcaires marins (MP21-25).....	153
4.1.4	Septarienton (MP21-25).....	153
4.1.5	Molasse alsacienne à influence septentrionale (MP21-24).....	154
4.1.6	Molasse alsacienne à influence alpine (MP25-29).....	154
4.1.7	Calcaires delémontiens (MP28-MN1)	154
4.1.8	Aquitaniens (MN1-2).....	154
4.1.9	Conglomérats & Grès de l'OMM méridionaux (MN3).....	154
4.1.10	Conglomérats & Grès de l'OMM septentrionaux (MN4)	155
4.1.11	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM (MN5-MN9).....	155
4.1.12	Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung (MN6-9)	155
4.2	ANALYSES PAR DIFFRACTION X (XRD) ...	155
4.2.1	Abréviations	156
4.2.2	Méthodes	156
4.2.3	Significations climatiques des minéraux argileux	157
4.2.4	Altération, diagenèse et source possible des minéraux argileux	158
4.2.5	Résultats des analyses XRD	159
4.2.5.1	Pâturage (PAT)	159
4.2.5.2	Develier (DEV)	160
4.2.5.3	Bressaucourt (BRE)	162
4.2.5.4	Dornachbrugg (DOR).....	164
4.2.5.5	Laufon (LAU)	164
4.2.5.6	Moutier-Belprahon (MB).....	167
4.2.5.7	Viaduc-Moutier (VM)	169
4.2.5.8	Reconvilier (RE2)	171
4.2.5.9	Courfaivre (CRF)	173
4.2.5.10	Brochene Fluh (BrFl)	174
4.2.5.11	Corban (COR)	176
4.2.5.12	Wallenried (W).....	180
4.2.5.13	Tavannes (TND).....	180
4.2.5.14	Pré Golat Est (PGE)	181
4.2.5.15	Esther.....	181
4.2.5.16	Glovelier (GLO).....	182
4.2.5.17	Crêt-du-Loche (CdL)	183
4.2.5.18	Pré Golat Centre (PGC)	187
4.2.5.19	Tramelan (TR).....	188
4.2.5.21	Etang de Bonfol (EBN et EBS)	190
4.2.5.22	Charmoille (CH).....	193
4.2.5.23	Vendlincourt (VEND).....	193
4.3	MINÉRAUX LOURDS ET CORTÈGES ARGILEUX : GÉODYNAMIQUE, ÉVOLUTION DES SYSTÈMES DE DRAINAGE ET DES CLIMATS	194
5	– RHINOCEROTOIDEA	201
5.1	DÉFINITION ET REMARQUE PRÉLIMINAIRE SUR LA SYSTÉMATIQUE	201
5.2	GÉNÉRALITÉS SUR LES PÉRISSODACTYLES ACTUELS	204
5.3	ORIGINE ET ÉVOLUTION DES PÉRISSODACTYLES	205
5.4	ÉVOLUTION DES RHINOCEROTOIDEA.....	207
5.5	MÉTHODOLOGIE.....	210
5.6	GISEMENTS À RHINOCEROTOIDEA	212
5.6.1	Egerkingen (MP14).....	212
5.6.2	Mormont (MP16-19).....	212
5.6.3	Kleinblauen (MP22).....	212
5.6.4	Bressaucourt (MP22).....	213
5.6.5	Moutier Gare et Tuilerie (MP24-28)	213
5.6.6	Bumbach (MP25)	213
5.6.7	Mümliswil-Hardberg (MP26).....	214
5.6.8	Aarwangen (MP27 ?).....	214
5.6.9	Rüffi bei Schänis(MP29).....	215
5.6.10	Rickenbach (MP29).....	215
5.6.11	Küttigen (MP30)	215
5.6.12	Wischberg (MN1).....	216
5.6.13	Engelhalde (MN1-2).....	216
5.6.14	La Chau (MN2)	217
5.6.15	Béthusy (MN2).....	217
5.6.16	Brüttelen (MN3).....	217

5.6.17	Cheyres (MN3).....	218	5.7.5	Genre <i>Protaceratherium</i> Abel, 1910	236
5.6.18	La Molière (MN3).....	219	5.7.5.1	Matériel attribué à	
5.6.19	Benken			<i>Protaceratherium</i> sp.....	236
	(MN3-4 et Miocène moyen ?).....	219	5.7.5.2	Discussion sur	
5.6.20	Hüllistein (MN5).....	220		<i>Protaceratherium</i> sp.....	236
5.6.21	Elgg (MN5).....	220	5.7.5.3	Espèce <i>Protaceratherium</i>	
5.6.22	Montchaibeux (MN7).....	220		<i>minutum</i> (Cuvier, 1924).....	236
5.6.23	Neuf Champs (MN7).....	220	5.7.5.4	Matériel attribué à	
5.6.24	Place du Marché (MN7/8).....	221		<i>Protaceratherium minutum</i>	237
5.6.25	Charmoille (MN9).....	221	5.7.5.5	Discussion sur	
5.6.26	Lugnez (MN9).....	222		<i>Protaceratherium minutum</i>	237
5.7	SYSTÉMATIQUE.....	223	5.7.6	Genre <i>Dicerorhinus</i> Glover, 1841.....	238
5.7.1	Genre <i>Chasmotherium</i>		5.7.6.1	Espèce <i>Dicerorhinus</i>	
	Rütimeyer, 1862.....	223		<i>sansaniensis</i> (Lartet, 1851).....	239
5.7.1.1	Espèce <i>Chasmotherium cartieri</i>		5.7.6.2	Matériel attribué à	
	Rütimeyer, 1862.....	223		<i>Dicerorhinus sansaniensis</i>	239
5.7.1.2	Matériel attribué à		5.7.6.3	Discussion sur	
	<i>Chasmotherium cartieri</i>	223		<i>Dicerorhinus sansaniensis</i>	240
5.7.1.3	Discussion sur		5.7.8	Genre <i>Aceratherium</i> Kaup, 1834.....	240
	<i>Chasmotherium cartieri</i>	223	5.7.8.1	Espèce <i>Aceratherium</i>	
5.7.2	Genre <i>Epiaceratherium</i> Abel, 1910.....	224		<i>incisivum</i> Kaup, 1834.....	241
5.7.2.1	Espèce <i>Epiaceratherium</i>		5.7.8.2	Matériel attribué à	
	<i>magnum</i> Uhlig, 1999.....	224		<i>Aceratherium incisivum</i>	242
5.7.2.2	Matériel attribué à		5.7.8.3	Discussion sur	
	<i>Epiaceratherium magnum</i>	224		<i>Aceratherium incisivum</i>	250
5.7.2.3	Discussion sur		5.8	BIOSTRATIGRAPHIE.....	251
	<i>Epiaceratherium magnum</i>	225	5.9	DIVERSITÉ ET PALÉOÉCOLOGIE	
5.7.3	Genre <i>Eggysodon</i> Roman, 1911.....	225		DES RHINOCEROTOIDEA.....	252
5.7.3.1	<i>Eggysodon osborni</i>		5.10	TENDANCES ÉVOLUTIVES	
	(Schlosser, 1902).....	225		ET MESSAGE ENVIRONNEMENTAL.....	263
5.7.3.2	Matériel attribué à		6 – SYNTHÈSE BIOSTRATIGRAPHIQUE,		
	<i>Eggysodon osborni</i>	226	PALÉOCLIMATIQUE ET PALÉOÉCOLOGIQUE.....	265	
5.7.3.3	Discussion sur		6.1	INTERVALLE I	
	<i>Eggysodon osborni</i>	227		(EOCÈNE MOYEN-SUPÉRIEUR ; MP14-20).....	265
5.7.3.4	<i>Eggysodon gaudryi</i>		6.2	INTERVALLE II (RUPÉLIEN ; MP21-24).....	266
	(Rames, 1886).....	228	6.3	INTERVALLE III (CHATTIEN ; MP25-30).....	267
5.7.3.5	Matériel attribué à		6.4	INTERVALLE IV	
	<i>Eggysodon gaudryi</i>	228		(AQUITANIEN-BURDIGALIEN ; MN1-3).....	268
5.7.3.6	Discussion sur		6.5	INTERVALLE V	
	<i>Eggysodon gaudryi</i>	229		(LANGHIEN-SERRAVALIEN ; MN4-MN8).....	268
5.7.4	Genre <i>Ronzotherium</i> Aymard, 1886.....	229	6.6	INTERVALLE VI	
5.7.4.1	Espèce <i>Ronzotherium filholi</i>			(BASE DU TORTONIEN ; MN9).....	269
	(Osborn, 1900).....	230	7 – ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE		
5.7.4.2	Matériel attribué à		DU NÉOGÈNE.....	271	
	<i>Ronzotherium filholi</i>	230	7.1	AQUITANIEN INFÉRIEUR.....	271
5.7.4.3	Discussion sur		7.2	AQUITANIEN SUPÉRIEUR.....	272
	<i>Ronzotherium filholi</i>	233	7.3	BURDIGALIEN INFÉRIEUR.....	272
5.7.4.4	Espèce <i>Ronzotherium romani</i>		7.4	BURDIGALIEN SUPÉRIEUR.....	272
	Kretzoi, 1940.....	234	7.5	LANGHIEN.....	273
5.7.4.5	Matériel attribué à		7.6	SERRAVALIEN INFÉRIEUR.....	273
	<i>Ronzotherium romani</i>	235	7.7	SERRAVALIEN MOYEN.....	274
5.7.4.6	Discussion sur				
	<i>Ronzotherium romani</i>	235			

7.8 TORTONIEN INFÉRIEUR.....	274
7.9 PLIOCÈNE INFÉRIEUR	274
7.10 PLIOCÈNE MOYEN	275
7.11 PLIOCÈNE SUPÉRIEUR.....	275
8 – CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	291
BIBLIOGRAPHIE	295
PLANCHES	309
Planche I.....	310
Planche II	312
Planche III.....	314
Planche IV.....	316
Planche V	318
Planche VI.....	320
Planche VII.....	322
Planche VIII	324
CURRICULUM VITAE.....	327

RÉSUMÉ

La partie distale du Bassin molassique, classique bassin d'avant-pays, constitue le lieu de préservation de la Molasse du Jura. Cette série sédimentaire a pu recouvrir durant l'Oligo-Miocène une grande partie de la chaîne du Jura actuelle. Aujourd'hui on ne la retrouve que sporadiquement piégée dans les vallées synclinales ou préservée dans des remplissages karstiques.

La litho- et la biostratigraphie de l'ensemble des dépôts néogènes jurassiens ont fait l'objet d'une révision et d'une synthèse. Chaque formation utilisée pour la cartographie géologique par les anciens auteurs a été recensée, hiérarchisée et calée sur une charte biostratigraphique. Une nouvelle lithostratigraphie basée sur des groupes lithostratigraphiques est proposée, permettant, en corrélation avec les données du Paléogène de PICOT (2002), l'élaboration d'une carte géologique des dépôts tertiaires dans les synclinaux jurassiens.

Une vingtaine de nouveaux affleurements tertiaires sont présentés dans le détail. Leurs analyses sédimentologiques et paléontologiques ont permis la reconstitution des différents systèmes de dépôt ainsi qu'une première approche paléoécologique. Les milieux de dépôt de l'USM jurassien (Molasse alsacienne, Calcaires delémontiens), la lacune de l'Aquitainien, les modalités de transgression et de régression de l'OMM ainsi que l'évolution des systèmes fluvio-lacustres de l'OSM sont illustrés.

Des analyses minéralogiques ont été réalisées sur l'ensemble des dépôts de la Molasse du Jura. L'évolution du spectre de minéraux lourds a mis en évidence les principaux changements d'hydrodynamisme contrôlant les systèmes de dépôt alors que les changements dans les cortèges argileux soulignent les différentes influences tectoniques et propose une image paléoclimatique.

La super-famille des Rhinoceroidea de Suisse a été en partie révisée et une étude taxinomique, biostratigraphique et paléoécologique de ce groupe est

proposée. Les évolutions de la diversité et des types anatomiques mettent en évidence des changements paléoenvironnementaux contrôlés par une géodynamique et/ou des paléoclimats globaux, régionaux ou locaux.

Tant les changements minéralogiques enregistrés que l'évolution de la diversité des Rhinoceroidea semblent essentiellement contrôlés par des événements tectoniques et/ou climatiques régionaux ou globaux. L'Eocène moyen est caractérisé par un milieu forestier que partiellement ouvert, où seules de petites formes coureuses de Rhinoceroidea primitifs évoluent.

Durant l'Eocène supérieur, aucune forme de Rhinoceroidea n'est recensée en Suisse. L'environnement forestier de l'Eocène moyen se ferme et les conditions climatiques demeurent chaudes et humides. La fin de cette période est marquée par la « Grande Coupure ».

Le début de l'Oligocène coïncide avec l'arrivée des premiers vrais Rhinocerotidae et l'ouverture des environnements forestiers. Le climat semble se détériorer et montre un début d'aridification de type climat méditerranéen. La limite Rupélien-Chatien est marquée par une tendance au refroidissement.

Les Rhinocerotidae du Chatien présentent des prédispositions encore peu perceptibles à la brachypodie et à l'hypsodontie. Le climat continue à se détériorer et est marqué par une crise climatique du Chatien terminal qui voit disparaître les Palmiers et les Taxodiaceae.

Dès la base du Miocène, on remarque un renouvellement faunique au sein de la famille des Rhinocerotidae. Les conditions environnementales s'améliorent et offrent un large éventail de biotopes aux taxons de l'époque.

La « Proboscidean Datum » caractérise la limite entre le Burdigalien et le Langhien. La famille des Rhinocerotidae est à nouveau fortement perturbée par des migrants asiatiques, alors que le climat présente de nets signes de continentalisation et d'aridification

suite à la fermeture de la Téthys. Dès la zone à mammifères MN8, et peut-être même dès MN7, un retour de l'humidité se marque.

Le dernier intervalle stratigraphique enregistré correspond à la zone à mammifères MN9, base du Miocène supérieur. Sa limite inférieure est caractérisée par l'« *Hippotherium Datum* », qui suit l'ouverture du couloir migratoire de Béring. De nouveaux migrants d'Asie et d'Afrique renouvellent le groupe des Rhinocerotidae. L'environnement demeure encore forestier, relativement chaud et humide, dans la continuité du changement amorcé dès les zones MN7/8.

Enfin, cette étude a permis, par la position géographique stratégique de la Molasse du Jura, une reconstitution paléogéographique sortant du cadre jurassien. Une série de cartes détaillées illustre l'évolution paléogéographique-palinspastique du Bassin molassique suisse et du Haut Rhin selon onze intervalles stratigraphiques différents, de la base de l'Aquitainien jusqu'au Pliocène terminal.

Mots clefs : Cénozoïque, Molasse du Jura, lithostratigraphie, biostratigraphie, Rhinocerotidae, minéraux argileux, paléoécologie, paléoclimats, paléogéographie

ZUSAMMENFASSUNG

Die Jura Molasse ist im distalen Teil des Molasse Beckens, einem klassischen Vorland-Becken, erhalten und überdeckte während des Oligo-Miozäns wahrscheinlich ein Grossteil der Jurakette. Heute findet man sie nur noch sporadisch in Talmulden oder als Karstfüllungen erhalten.

Die Litho- und Biostratigraphie aller neogenen Jura-Ablagerungen sind Gegenstand einer Revision und einer Synthese. Jede lithologische Formation, welche von den früheren Autoren für die geologische Kartographie benutzt wurde, wurde nachgeprüft, hierarchisiert und auf einer biostratigraphischen Tabelle festgehalten. Eine neue Lithostratigraphie, gestützt auf lithographische Gruppen, wird vorgeschlagen. Die Kombination mit den Ergebnissen der Untersuchungen über das Paläogen (PICOT, 2002), ermöglichte die Ausarbeitung einer geologischen Karte der tertiären Ablagerungen in den Talmulden des Schweizer Jura.

Gut zwanzig tertiäre Aufschlüsse werden im Detail präsentiert. Die sedimentologischen und paläontologischen Analysen erlaubten die Rekonstitution der verschiedenen Ablagerungssysteme so wie eine erste paläoökologische Annäherung. Die Ablagerungsräume der Jura Molasse, die stratigraphische Lücke des Aquitanians, die Modalitäten der Transgression und der Regression der OMM sowie die Evolution der fluvio-lakustrinen Systeme der OMM werden veranschaulicht.

Von der Gesamtheit der Ablagerungen der Jura Molasse wurden mineralogische Analysen durchgeführt. Die Evolution des Schwermineralien-Spektrums strich die wesentlichen Veränderungen des Hydrodynamismus hervor, welcher die Ablagerungssysteme kontrollierte, während die Veränderungen im Tonmineralienspektrum die unterschiedlichen tektonischen Einflüsse unterstreichen und ein Bild der paläoklimatischen Veränderungen aufzeigen.

Die Superfamilie der Rhinoceroidea aus der Schweiz wurde teilweise revidiert und eine taxinomische, biostratigraphische und paläoökologische Studie dieser Gruppe wird vorgeschlagen. Die Evolutionen der Diversität und der anatomischen Typen heben die Paläoumweltveränderungen hervor, welche durch Geodynamik und/oder globale, regionale oder lokale Paläoklimas gesteuert wurden.

Sowohl die ausgeprägte mineralogische Entwicklung, als auch die Evolution der definierten Rhinoceroidea, scheinen durch tektonische Ereignisse und/oder durch regionale oder globale Klimaveränderungen kontrolliert worden zu sein. Das Mittelere Eozän wird durch ein Waldmilieu, welches nur zum Teil offen ist und wo sich nur kleine primitive grazile Formen der Rhinoceroidea weiter entwickeln konnten, charakterisiert.

Während dem Späten Eozän wurde in der Schweiz keine einzige Rhinoceroidea Form beschrieben. Die waldige Umgebung vom Mittleren Eozän schliesst sich und es entwickeln sich warme und feuchte klimatische Bedingungen. Das Ende dieser Periode wird durch die „Grande Coupure“ gekennzeichnet.

Der Beginn des Oligozäns fällt mit dem Auftreten der ersten echten Rhinocerotidae und der Öffnung der Waldumgebung zusammen. Das Klima scheint sich zu verschlechtern und zeigt erste Anzeichen von Trockenheit eines mediterranen Klimas an. Die Grenze Rupelian-Chatthian wird von einer abkühlenden Tendenz gekennzeichnet.

Die Rhinocerotidae des Chatthians zeigen noch kaum Voraussetzungen für Brachypodie und Hypsodontie. Das Klima verschlechtert sich zunehmend und wird durch eine klimatische Krise gegen Ende des Chatthians gekennzeichnet, wo ein Verschwinden der Palmen und der Taxodiaceae zu beobachten ist.

Ab dem Beginn des Miozäns bemerkt man eine Erneuerung der Fauna der Rhinocerotidae Familie. Die Umweltbedingungen verbessern sich und eine grosse Auswahl an Biotopen öffnet sich der Entwicklung der Diversität.

Das « Proboscidean Datum » kennzeichnet die Grenze zwischen dem Burdigalian und des Langhian. Die Rhinocerotidae Familie wird durch die Ankunft von asiatischen Migranten erneut durcheinander gebracht. Das Klima zeigt klare Anzeichen einer Kontinentalisierung und Trockenheit, eine Folge der Schliessung der Tethys. Ab der Säugetierzone MN8 und eventuell schon ab MN7 zeichnet sich eine Wiederkehr zu erhöhter Feuchtigkeit ab.

Das letzte registrierte stratigraphische Intervall entspricht der Säugerzone MN9, Basis des Späten Miozäns, überein. Die untere Limite wird durch das « *Hippotherium* Datum », die welches Bering-Migrationsbrücke öffnet, charakterisiert. Einwanderer aus Asien und Afrika erneuern die Gruppe der Rhinocerotidae. Die Umgebung bleibt waldbewachsen, relativ warm und feucht und in Übereinstimmung mit den Umweltveränderungen, welche ab den Zonen MN7/8 festgestellt wurden.

Schlussendlich erlaubt diese Studie, durch den strategischen geographischen Standort der Jura Molasse, eine paläogeographische Rekonstitution, welche über das Gebiet des Juras hinaus geht. Die detaillierten Karten illustrieren die paläogeographische palinspatische Entwicklung des Schweizer Molasse Beckens und des Oberrheingraben, über elf verschiedene stratigraphische Intervalle hinweg, ab Beginn des Aquitanians bis zum Ende des Pliozäns.

Keywords : Känozoikum, Jura Molasse, Lithostratigraphie, Biostratigraphie, Tonmineralien, Rhinoceroidea, Palökologie, Paläoklima, Paläogeographie

ABSTRACT

The Jura Molasse, in which most remains of the studied Rhinocerotidae remains were found, constitutes a well preserved distal part of the Molasse Basin. This sedimentary series covered a major part of the Jura chain during the Oligocene and Miocene. Today, it is only sporadically found trapped in valleys or preserved in karst fillings. During the Oligo-Miocene period, the Jura region was considerably affected by hydrodynamic, tectonic and climatic changes as reflected by the marked variations of the heavy mineral spectra and the composition of the clay mineral assemblages.

The litho- and biostratigraphy of all Jura Neogene deposits were revised. Each formation used for the geologic mapping by former authors was listed, organized into a hierarchy and constrained to a biostratigraphical chart. A new lithostratigraphic scheme based on groups is proposed. This scheme allowed, in correlation with the Paleogene data of PICOT (2002), to draw a geologic map of the Tertiary deposits in the Jura synclines.

About twenty new Tertiary outcrops are presented in detail. Their sedimentological and paleontological analyses allowed the reconstruction of the various depositional systems and a first paleoecological interpretation. The depositional environments of the Jura USM (Molasse alsacienne, Calcaires delémontiens), the gap of Aquitanian, the transgressive and regressive trends of the OMM, and the evolution of the fluvio-lacustrine systems of the OSM are illustrated.

The Super-family of Rhinocerotidae in Switzerland has been partially revised in terms of taxonomy. A biostratigraphical and paleoecological interpretation of this group is proposed. Results show that trends in diversity and anatomy types of the different taxa were controlled by paleoenvironmental changes, which, in turn, have been triggered by geodynamic processes from regional to global scale.

The recorded mineralogical changes and the evolution of Rhinocerotidae seem to be controlled by

regional or global tectonic and/or climatic events. The Middle Eocene was characterized by a partially open forested environment, where only small and cursorial primitive forms of Rhinocerotidae evolved.

During the Late Eocene, no form of Rhinocerotidae has been reported in Switzerland. The forests became more dense and the climatic conditions remained warm and wet. The end of this period was marked by the “Grande Coupure”.

The beginning of the Oligocene coincided with the occurrence of the first true Rhinocerotidae and the reopening of the forested environments. The climate seemed to deteriorate and became more arid (Mediterranean climate type). The Rupelian-Chattian boundary was marked by a tendency to cooling.

Chattian Rhinocerotidae presented weak, but perceptible predispositions to brachypody and hypsodonty. The climate continued to deteriorate and was marked by a crisis at the terminal Chattian as shown by the abrupt disappearance of palm trees and Taxodiaceae.

From the base of the Miocene, we notice a renewal in fauna within the Family of Rhinocerotidae. The environmental conditions improved and offered a wide range of biotopes.

The “Proboscidean Datum” characterizes the Burdigalian and Langhian boundary. The Family of Rhinocerotidae was strongly perturbed by Asian migrants, while again the climate changed in a more continental and arid way due to closure of the Tethys. During the Late Serravalian, a return to humid conditions was observed.

The last recorded stratigraphic interval corresponds to the mammal zone MN9, the base of the Late Miocene. Its lower limit is characterized by the “*Hippotherium* Datum”, which opened the migratory

corridor of the Bering strait. New migrants from Asia and Africa renewed the group of Rhinocerotidae. The environment remained forested. A relatively warm and wet climate, which had started in the Late Serravalian, persisted.

Due to the important position of the Jura Molasse as key for the paleogeographic reconstruction, the findings of the present study are of key importance in the Jura frame and beyond. A series of detailed maps illustrates the paleogeographic-palinspatic evolution of the Molasse Basin and of the Upper Rhine Graben according to eleven stratigraphic intervals from the basal Aquitanian up to the terminal Pliocene.

Keywords : Cenozoic, Jura Molasse, lithostratigraphy, biostratigraphy, Rhinocerotidae, clay mineralogy, paleoecology, paleoclimate, paleogeography

AVANT-PROPOS

Au terme de ces années universitaires qui resteront une étape importante de ma vie, je désire remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ces recherches molassiques *sensu lato*. Cette étude m'a permis de travailler tant dans le domaine de la paléontologie que celui de la sédimentologie et de la minéralogie, et par conséquent, de rencontrer et de collaborer avec une multitude de personnes que j'espère ne pas oublier ci-dessous.

En tout premier lieu, je voudrais remercier Jean-Pierre Berger, mon directeur de thèse. Je lui suis particulièrement reconnaissant de ne pas m'avoir oublié une fois mon diplôme terminé et de m'avoir proposé cette thèse quelques années plus tard, lorsque le projet Molasse du Jura prit forme. Je le remercie pour son intérêt porté à mon travail et le partage de ses multiples connaissances et expériences en matière de Molasse et de paléontologie. J'espère vivement avoir encore l'occasion de travailler avec lui, dans la joie, la bonne humeur, le stress et la spontanéité. Je le remercie encore de m'avoir donné la possibilité de travailler à la Section de paléontologie du Jura et de m'avoir fait pleinement confiance dans cette double tâche Thèse–Section de paléontologie.

Je remercie également le Prof. Claude Guérin, de l'Université de Lyon, d'avoir pris de son temps pour m'initier au monde parfois chaotique des rhinocéros fossiles. Par son expérience, il a su me donner les outils et la méthodologie indispensables pour me familiariser avec ce groupe fossile souvent délaissé et négligé.

Je remercie encore le Dr. Thierry Adatte, de l'Université de Neuchâtel, pour m'avoir accepté dans son laboratoire et avoir participé activement aux analyses minéralogiques des argiles. Il a toujours su m'encourager et a été un des seuls à vraiment croire à l'utilité de ces analyses dans les sédiments de la Molasse du Jura.

Toute ma gratitude va également à Christian Caron, directeur de l'Unité Géologie et Paléontologie du

Département Géosciences de l'Université de Fribourg. Je le remercie tout particulièrement de m'avoir permis de rédiger et surtout de terminer cette thèse dans un bureau où le maître mot était tranquillité. Je lui suis encore très reconnaissant de m'avoir proposé en fin de thèse un poste de 3 mois d'assistantat supplémentaire qui m'a permis de soulager ma gestion du temps Fribourg-Porrentruy. Merci Christian, car sans ces deux derniers coups de pouce, les choses auraient été tout de suite beaucoup plus compliquées.

Le Dr. Burkart Engesser m'a accueilli chaleureusement à chacune de mes visites au Musée d'Histoire Naturelle de Bâle. Il a toujours été très disponible et m'a laissé toute la liberté souhaitée pour les consultations et les emprunts de matériel. Je le remercie aussi personnellement pour son intérêt porté à mon travail et pour le partage de ses connaissances des micromammifères et de la biostratigraphie.

Je tiens encore à exprimer toute ma reconnaissance au Dr. Marc Weidmann (Jogny, Suisse) pour avoir partagé son inestimable connaissance de la Molasse et avoir mis à disposition ses très nombreuses données inédites. Je lui suis particulièrement reconnaissant pour ses données de terrain des coupes du Nebelberg et du Crêt-du-Loche et également pour ses discussions toujours critiques et enrichissantes.

Je ne saurais oublier mon collègue de thèse, le jeune Dr. Laurent Picot, avec qui je formais l'équipe des molasseux de l'Institut alias « Rock et Gravillon ». Je me rappellerai toujours nos nombreuses journées de terrain à maudire Jean-Pierre tout en essayant de comprendre dans quelle formation nous pouvions bien être. Je tiens à le remercier personnellement pour ses déterminations d'ostracodes et sa collaboration dans l'étude des argiles concernant ses données de terrain. Je lui souhaite un bon retour en France pour cette année 2003, son très cher pays du fromage, de la bonne bouffe et de la revendication, voire de la contestation. Bonne chance pour la suite Laurent !

De nombreux spécialistes ont également contribué à la réalisation de ce travail dans l'étude des faune et flore fossiles, ainsi que des sédiments récoltés. Je tiens vivement à tous les remercier : Prof. B. Reichenbacher (Université de Munich) pour la détermination des otolithes, Dr. D. Kälin (B.W.G., Bern) pour la détermination des micromammifères, Dr. K. Grimm (Université de Mainz) pour les déterminations des foraminifères, Dr. C. Diedrich (Allemagne) et J. Jost (Zofingen, Suisse) pour la détermination des dents de requins, Prof. J.-P. Suc (Université de Lyon) et Dr. E. De Kaenel (D.P.R., Neuchâtel) pour la palynologie et Dr. R. Becker-Haumann (Université de Köln) pour l'étude des minéraux lourds.

J'adresse aussi mes plus vifs remerciements au Dr. Dir. C. Meyer et à B. Thüring (NHMBasel), au Dr. U. Menkveld (NHMBern), au Dr. E. Müller (NMSolothurn), au Dr. H. Furrer (MHNZürich), au Dr. M. Sepfontaine (MGLausanne) et à J. Ayer (MHNNeuchâtel) pour leurs accueils dans les Musées et leur mise à disposition des collections de rhinocéros fossiles.

Ma gratitude va encore à Eric Di Gioia et Karin Civelli qui m'ont été d'une précieuse aide pour les lavages et les pickings, ainsi que pour la gestion de mes nombreux échantillons.

Je tiens aussi à remercier les collaborateurs scientifiques et techniques du Département de Géosciences qui ont fourni une ambiance de travail que je vais finir par regretter : les jeunes retraités Michèle Caron, Raymond Plancherel et Jürgen Von Raumer, les incontournables André Strasser, Bernard Grobety, les nouveaux Vincent Sernels, Jon Mosar et Silvia Spezzaferrri, la secrétaire Françoise Mauroux et les préparateurs Patrick Dietsche, Daniel Cuennet et Jean-Paul Bourqui.

Je ne peux oublier mes collègues de la Section de paléontologie de Porrentruy. Je remercie toute l'équipe pour leur aide quant à mon intégration dans le pays de l'Ajoie. Je remercie personnellement le jeune Dr. W. A. Hug qui a toujours su se montrer compréhensif avec mon emploi du temps parfois serré entre Fribourg et Porrentruy, et le jeune papa F. Lapaire qui m'a toujours secondé durant mes absences.

Je remercie encore Tayfun (Porrentruy, Suisse) pour la réalisation des illustrations des paléoenvironnements de Wallenried et de la Beuchille, ainsi que Boris Oriet (Delémont, Suisse) pour son savoir faire académique de la mise en page.

Mais il y a aussi les collègues assistants. Cette dernière année de thèse fut sans aucun doute la plus éprouvante, mais aussi la plus enrichissante, et, sans le soutien de ces quelques amis, je pense qu'on aurait nettement moins fait les malins. Luc Braillard a dans un premier temps partagé son loft à Porrentruy, son record Porrentruy-Fribourg en 1h08, puis sa chambre, toujours dans le même loft de Porrentruy, et enfin le rez-de-chaussée de l'Uni (à fortiori aussi avec Christian). Je me demande si quelque chose pourrait encore nous séparer ... certainement une femme ou une dizaine de minutes au prochain Morat-Fribourg... bonne chance pour tes vallées sèches beau blond. Andrea Storni m'a accueilli dans son superbe 3.5 pièces de Pérolles, à 5 minutes en ascenseur de l'Uni, pour écouter mes angoisses de fin de thèse, subvenir à mes besoins en nicotine et surtout entendre mes « Allez Gottéron ». Elias a non seulement amené un peu de couleur à l'Institut, mais il a aussi su nous expliquer à tous les fonctionnements de la politique suisse et fribourgeoise, et surtout c'est le seul qui ait accepté de venir suivre un match de basket féminin avec moi ... mais je ne suis pas persuadé que c'était uniquement pour me faire plaisir. Marco, alias poupon, est revenu à temps, après un break d'une année aux antipodes, pour le rush final, à savoir les dernières corrections avant l'impression. Il me doit ainsi d'avoir recommencer à fumer et ses contre-performances successives à la Marlinoise, au Morat-Fribourg ainsi qu'à la Corrida bulloise. Gaétan, Monsieur Georama et Campus virtuel. Colette, ma sparring-partner pour mes entraînements de cours à pied. Niels, l'Allemand de la Basse, fan du Banshee's Lodge et le suivant sur la liste des stressés de haut niveau ... bonne chance pour la rédaction. Daniel, un des derniers vrai fribourgeois, ami de la cathédrale et de la cardinal ... félicitations pour ta thèse Dr. D. Oswald. Florence s'est sacrifiée pour finir avant tout le monde, histoire d'apporter un peu d'anti-stress chez les anxieux de fin de thèse et animer les soirées du jeudi ... merci pour les soirées cinéma Dr. F. Dapples. Finalement la belle Claude nous a montré à tous la voie à suivre pour finir et nous a prouvé qu'il existe vraiment un après-thèse ... bravo pour ton parcours Dr. C. Colombié.

Ma reconnaissance va également au Fond national de la Recherche Scientifique (projet n° 20-59220.99) pour son soutien financier et aux responsables des projets européens URGENT et EEDEN. Je remercie encore l'Office fédéral des routes (OFROU) et la République et Canton du Jura, en particulier M. François Schifferdecker, chef de la Section d'archéologie (SAR), pour l'ouverture de leurs structures financières, administratives et techniques à la paléontologie.

De nombreux bureaux de géologie privés nous ont régulièrement informé de l'existence d'excavations ou de nouveaux affleurements dans la Molasse du Jura. Ainsi je tiens à remercier les bureaux MFR à Bienne et CSD à Porrentruy, Tito Haarpainter (Diesse) et Beat Imhof (Trimbach).

Enfin je remercie toute ma famille, mon père, ma soeur, Gilles, Valentine et Marie qui ont su m'accompagner avec tant de patience, tout en m'encourageant, durant toutes ces années universitaires. Je ne saurais que trop remercier Martina qui envers et contre tout a su rester à mes côtés. Je terminerai en ayant une pensée toute particulière pour ma maman qui je l'espère aurait été fière de moi et qui malgré son absence a toujours su me guider.

1 – INTRODUCTION

1.1 OBJECTIFS

L'intérêt dans toute étude de la Molasse du Jura relève essentiellement de la méconnaissance de ses terrains tertiaires. Les affleurements, de par leur nature pétrographique (argiles, marnes et grès tendres facilement érodés), sont toujours très rares et souvent temporaires. On ne les retrouve que sporadiquement piégés dans les vallées synclinales ou préservés dans des remplissages karstiques, la plupart du temps surchargés d'épais dépôts quaternaires. De plus, comme l'avaient déjà signalé plusieurs auteurs (AUBERT, 1975 ; WEIDMANN, 1986), elle continue à pâtir d'un manque flagrant de données stratigraphiques. Bien que depuis les années 90, des auteurs comme ENGESSER (1990), KÄLIN (1993, 1997a et b), KÄLIN *et al.* (2001), KÄLIN & ENGESSER (2001), BERGER (1992a et b, 1996), CLÉMENT & BERGER (1999), BECKER *et al.* (2002, 2003a et b), PICOT (2002) et PICOT *et al.* (1999, 2003) aient systématiquement récolté de nouveaux éléments, de nombreuses interrogations demeurent encore en ce qui concerne l'histoire de la Molasse jurassienne.

Ce travail, en collaboration avec celui de PICOT (2002), se propose de préciser l'image paléocéologique, paléoclimatologique et paléogéographique du Tertiaire jurassien par une approche à la fois paléontologique et minéralogique. Tous les groupes fossiles sont pris en considération, mais un accent particulier est mis sur les macromammifères, notamment les Rhinoceroidea. Afin de compléter les informations données par la paléontologie, la minéralogie des argiles est également étudiée sur la plupart des coupes ou affleurements visités.

L'étude taxinomique détaillée des Rhinoceroidea oligo-miocènes n'est pas un but direct de ce travail, car elle constituerait un sujet de thèse à part entière. Il s'agit en fait d'une étude à la fois biostratigraphique et paléocéologique, basée sur les tendances de diversité

et d'évolution du groupe. Les facteurs régissant les interactions principales des macromammifères avec leurs environnements sont intégrés.

Cette thèse essaye de donner des réponses à un certain nombre de problèmes liés à la Molasse du Jura et sa position distale dans le Bassin molassique. Elle propose notamment :

- Une synthèse biostratigraphique et lithostratigraphique du Néogène jurassien
- Une reconstitution des milieux de dépôt du Tertiaire jurassien
- Une reconstitution des paléoclimats basée sur l'étude des minéraux argileux
- Une synthèse sur la diversité et l'évolution des Rhinoceroidea
- Une synthèse paléocéologique et paléoclimatique du Tertiaire jurassien
- Une synthèse paléogéographique du Néogène

1.2 CADRE GÉOGRAPHIQUE

La région étudiée se situe dans le Jura suisse, essentiellement dans le prolongement Sud du Fossé rhénan, avec comme point central le bassin de Delémont. Elle est limitée à l'Est par la ville d'Olten et à l'Ouest par la ville du Locle. Au Nord, dans la bordure sud du Fossé rhénan, seules les localités de Bonfol et de Dornachbrugg sont encore considérées. Au Sud, le terrain d'étude se limite par la présence de la Molasse du plateau sur les premières antiformes du Jura (Fig. 1-1).

Comme complément à l'étude des Rhinoceroidea, de nombreux gisements (Mormont, Rickenbach, Aarwangen, Wischberg, Engehalde, La Chau, Béthusy, Cheyre, la Molière, Benken, Hüllistein, Elgg, Rüffi bei Schänis), situés essentiellement dans la Molasse du Plateau, et un dernier dans la Molasse

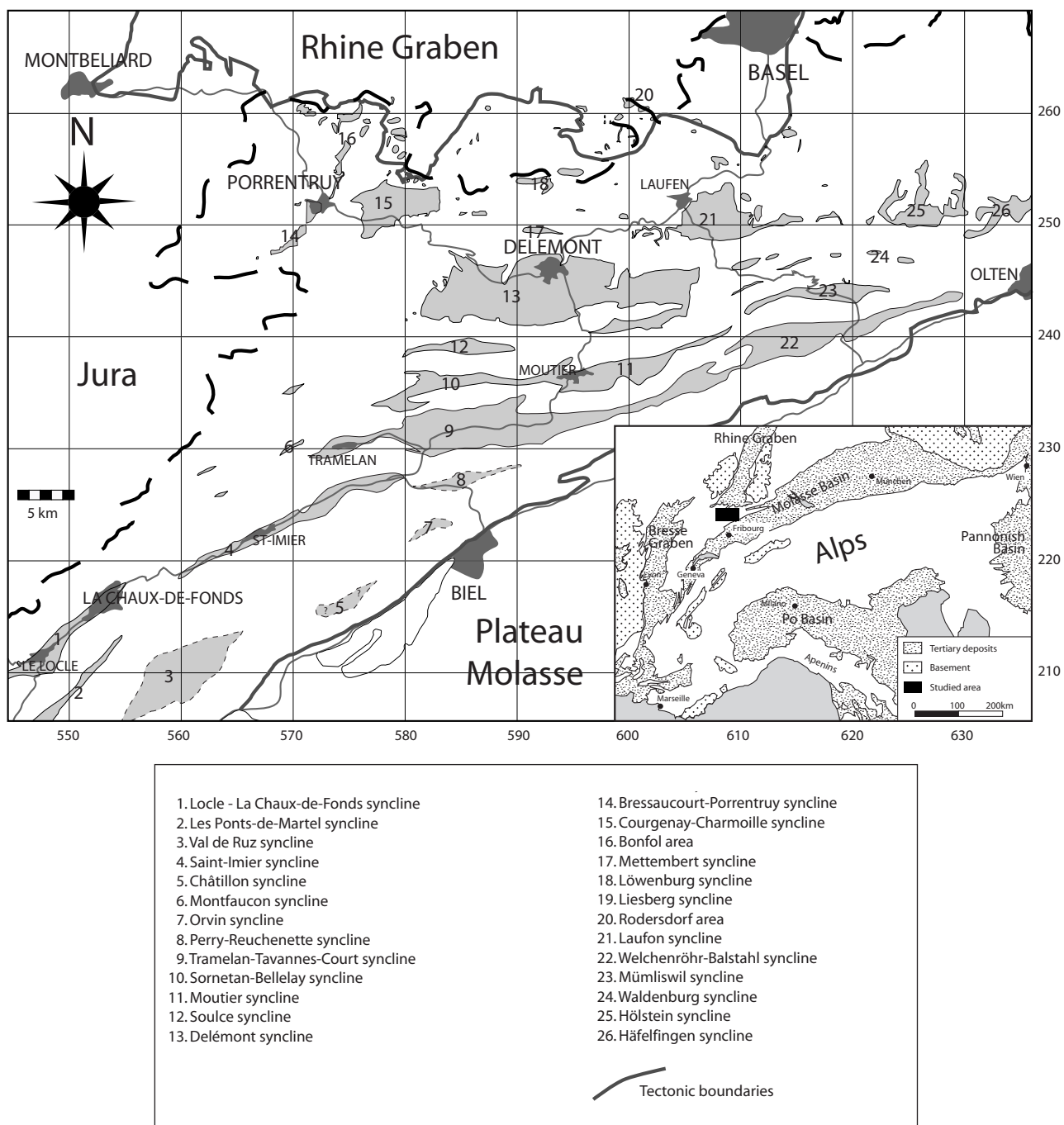


Fig. 1-1 Localisation du terrain d'étude, des différents synclinaux à remplissage tertiaire (Jura plissé) et des plateaux à dépôts tertiaires (Jura tabulaire et bordure Sud-rhénane).

subalpine (Bumbach) ont été inclus dans ce travail. Finalement, à titre de comparaison, et pour palier à la lacune de dépôts aquitaniens dans le Jura, le gisement de Wallenried vient compléter cette imprécision stratigraphique.

1.3 CADRE GÉOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

1.3.1 Généralités

La littérature attribuée à DE SAUSSURE (1779-96) l'introduction du terme Molasse. Les premières ébauches stratigraphiques sont dues à STUDER (1825), dans sa « Monographie der Molasse », et à MERIAN (1836, 1938) qui met en place une première succession litho-stratigraphique encore utilisée aujourd'hui (Fig. 1-2).

Le bassin molassique se définit comme un bassin d'avant-pays classique (HOMEWOOD, 1986). Son remplissage survient à la suite de l'orogénèse alpine et de l'augmentation du taux de subsidence qui en découle. Il s'étend sur près de 700 km, de la Haute Savoie jusque dans la région de Linz-Vienne en Autriche, en passant par la Suisse et la Bavière. Sa largeur devient sensiblement plus importante dans son secteur oriental, où elle atteint près de 150 km au Sud de l'Allemagne (HOMEWOOD *et al.*, 1986). En Suisse, sa longueur est de 350 km et sa largeur varie de 20 à 60 km (Fig. 1-1). Les dépôts sédimentaires oligo-miocènes qui le constituent montrent une puissance de quelques centaines de mètres en position distale jusqu'à plus de 4 km en position proximale. Cette variation est fonction de l'irrégularité dans l'espace et le temps des apports détritiques et de la subsidence (BERGER, 1996).

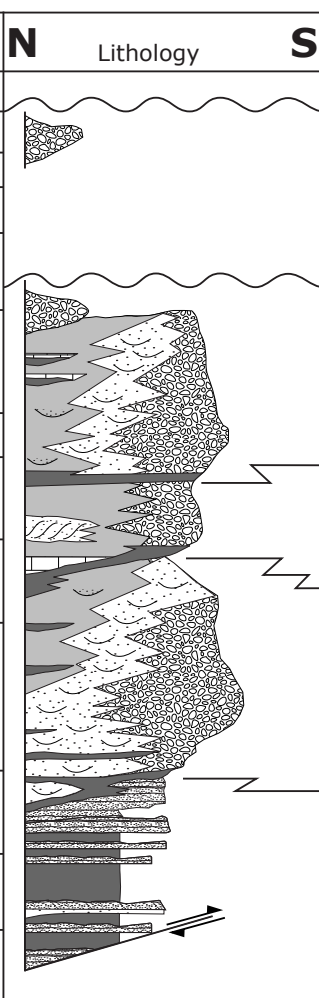
Ma	Stage	N	Lithology	S	Lithostratigraphy
	Pleistocène				Quaternary and glacier deposits
	Plioc.	Gelasian			Irchels Hohen Schotter, Vue des Alpes karst filling and Sundgau Schotter
		Piacenzian			
5		Zanclean			
	Miocène	Messinian			
		Tortonian			
10		Serravalian		Upper Freshwater Molasse	OSM
		Langhian		100-1500m	
15		Burdigalian		Upper Marine Molasse	OMM
20		Aquitanian		100-1300m	
	Oligocène	Chattian		Lower Freshwater Molasse	USM
25				100-4000m	
30		Rupelian		Lower Marine Molasse + Northhelvetic Flysch	UMM
	Eocène	Priabonian			
35		Lutetian		0-150m	

Fig. 1-2 Stratigraphie simplifiée du Bassin molassique suisse du Jura aux Préalpes (modifiée d'après KELLER (1989) et SOMMARUGA (1997)).

En Suisse, le bassin molassique se divise en trois unités structurales, la Molasse subalpine, la Molasse du plateau et celle du Jura (Fig. 1-3) :

La Molasse subalpine : série allochtone (son origine doit probablement se situer 50-100 km plus au Sud) constituée exclusivement d'écaillés plissées et faillées. Elle est adjacente à la zone helvétique et en partie chevauchée par les Préalpes (HOMEWOOD, 1986), alors que sa limite NW se caractérise par une importante faille inverse (HOMEWOOD *et al.*, 1989). Elle inclut le « Flysch subalpin » et le « Flysch Nord-helvétique » (BERGER, 1996).

La Molasse du plateau : série autochtone très peu déformée (presque horizontale), découpée par de nombreuses failles verticales et décrochements (HOMEWOOD *et al.*, 1989). Elle est comprise entre la poussée frontale de la zone subalpine et le pied du Jura (HOMEWOOD, 1986). Sa réelle limite méridionale, plongeant sous la molasse subalpine, est masquée.

La Molasse du Jura : série qui a pu recouvrir durant l'Oligo-Miocène une grande partie de la chaîne du Jura actuelle, mais dont il ne reste aujourd'hui que quelques lambeaux piégés dans les synclinaux jurassiens.

1.3.2 Cadre régional

Tant la morphologie que les unités géologiques de la région étudiée sont essentiellement formées par les assises jurassiennes mésozoïques, et dans une moindre mesure par les dépôts et les érosions quaternaires. Cependant lorsque l'on parle du Tertiaire ou de la Molasse du Jura dans cette région, on ne dénombre pas

moins de 26 synclinaux et dépressions à remplissage molassique (Fig. 1-1).

Les dépressions ou grabens situés dans le Jura tabulaire (Ajoie) et dans la bordure Sud du Fossé rhénan (Bonfol, Rodersdorf) ne sont que peu ou pas affectés par le raccourcissement mio-pliocène. Ils trouvent l'essentiel de leur genèse dans les changements répétitifs des contraintes liées au rifting du Fossé rhénan et dans la réactivation d'un ensemble complexe de discontinuités crustales préexistantes. Ces dernières sont directement héritées de l'orogénèse varisque et de la transtension post-orogénique Permo-Carbonifère qui suivit (PICOT *et al.*, 2004 ; SCHUMACHER, 2002). La tectonique du Fossé rhénan connaît une phase principale de rifting entre 35 et 28 Ma, mais reste active jusqu'au Quaternaire.

Les synclinaux situés dans le Jura plissé, en ajout à la tectonique du rifting rhénan, sont encore affectés par le plissement mio-pliocène du Jura (plis, chevauchements et décrochements). Cette tectonique, dite alpine, est liée à la poussée des Alpes transmise à travers le bassin molassique et est moulée sur les préstructurations rhénanes.

L'intervalle stratigraphique des dépôts tertiaires du terrain d'étude s'échelonne de -42 Ma à -10 Ma (Fig. 1-4a, b et c). La plus vieille localité, datée de l'Eocène moyen (MP14), est matérialisée par les remplissages karstiques d'Egerkingen. Les derniers dépôts, qui sont également les plus jeunes de tout le Tertiaire suisse, excepté le karst de la Vue des Alpes (MN15) et les Deckenschotter d'Irschel (MN17), sont datés de la zone à mammifères MN9. On en retrouve deux affleurements, à Charmoille et au Nebelberg.

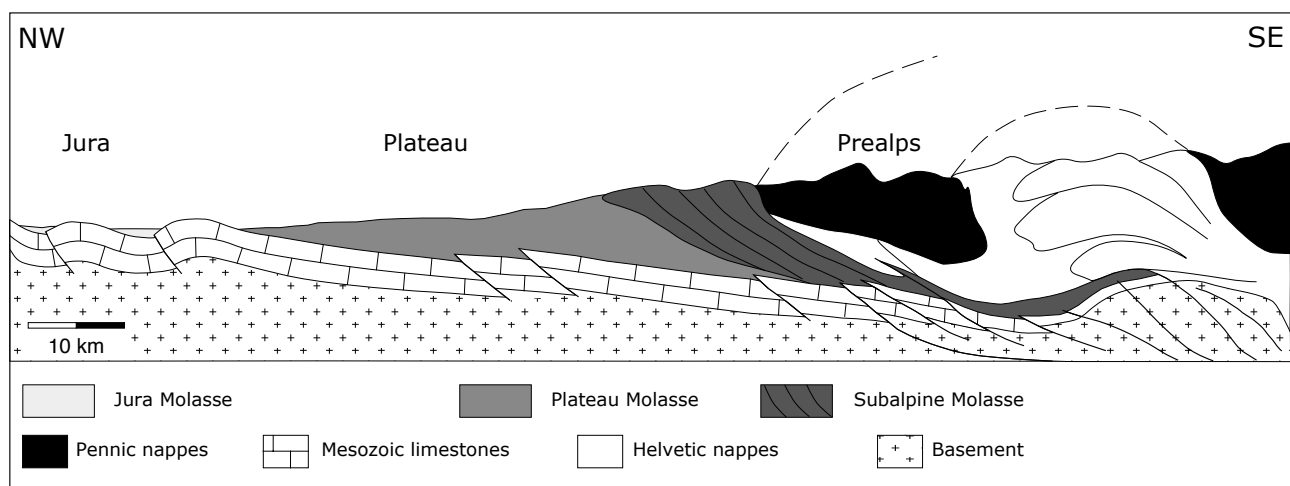


Fig. 1-3 Coupe transversale simplifiée du Bassin molassique suisse du Jura aux Préalpes (modifiée d'après BERGER (1989) et SOMMARRUGA (1997)).

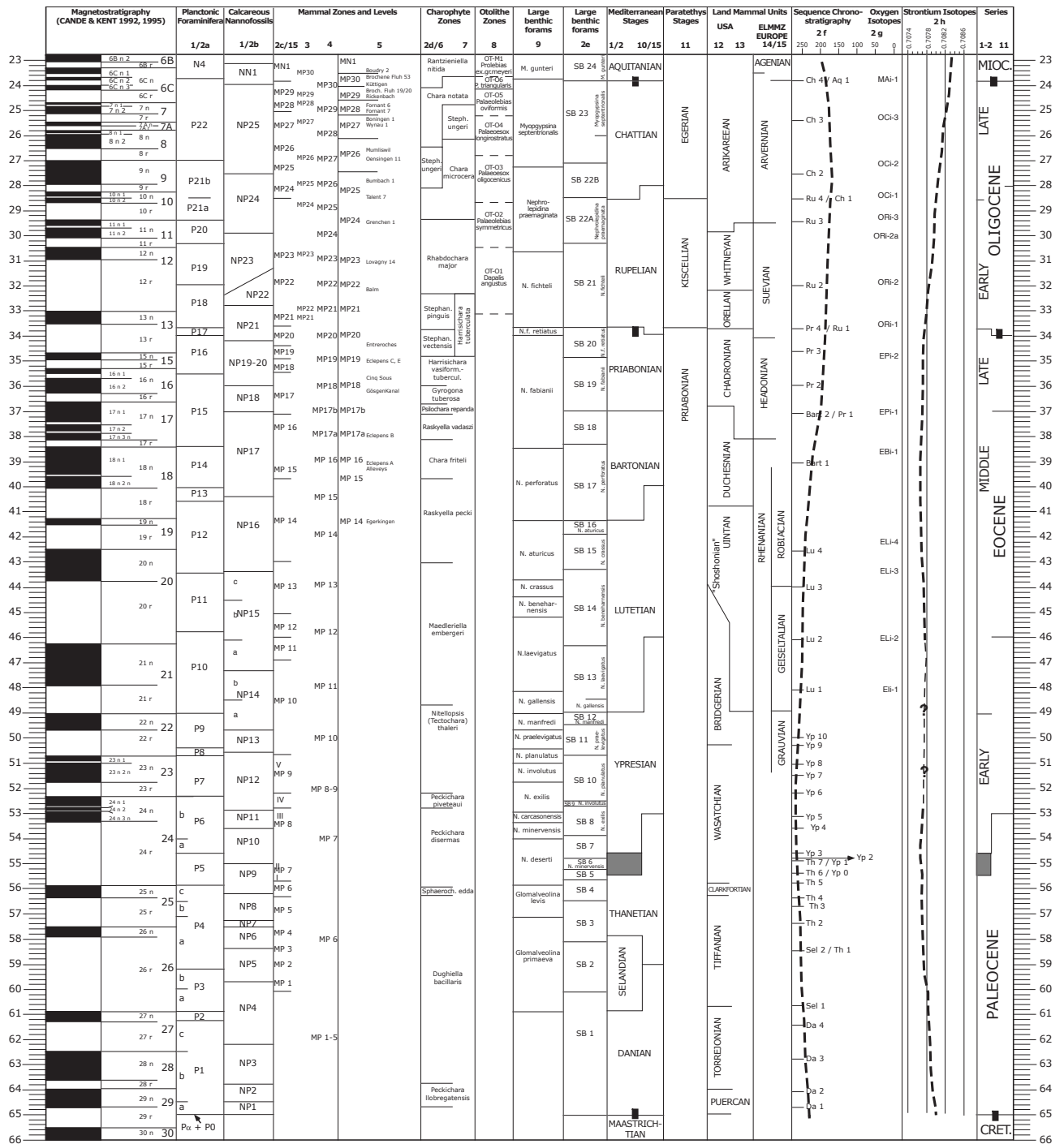


Fig. 1-4a Carte biostratigraphique du Paléogène (d'après BERGER et al. 2004a).

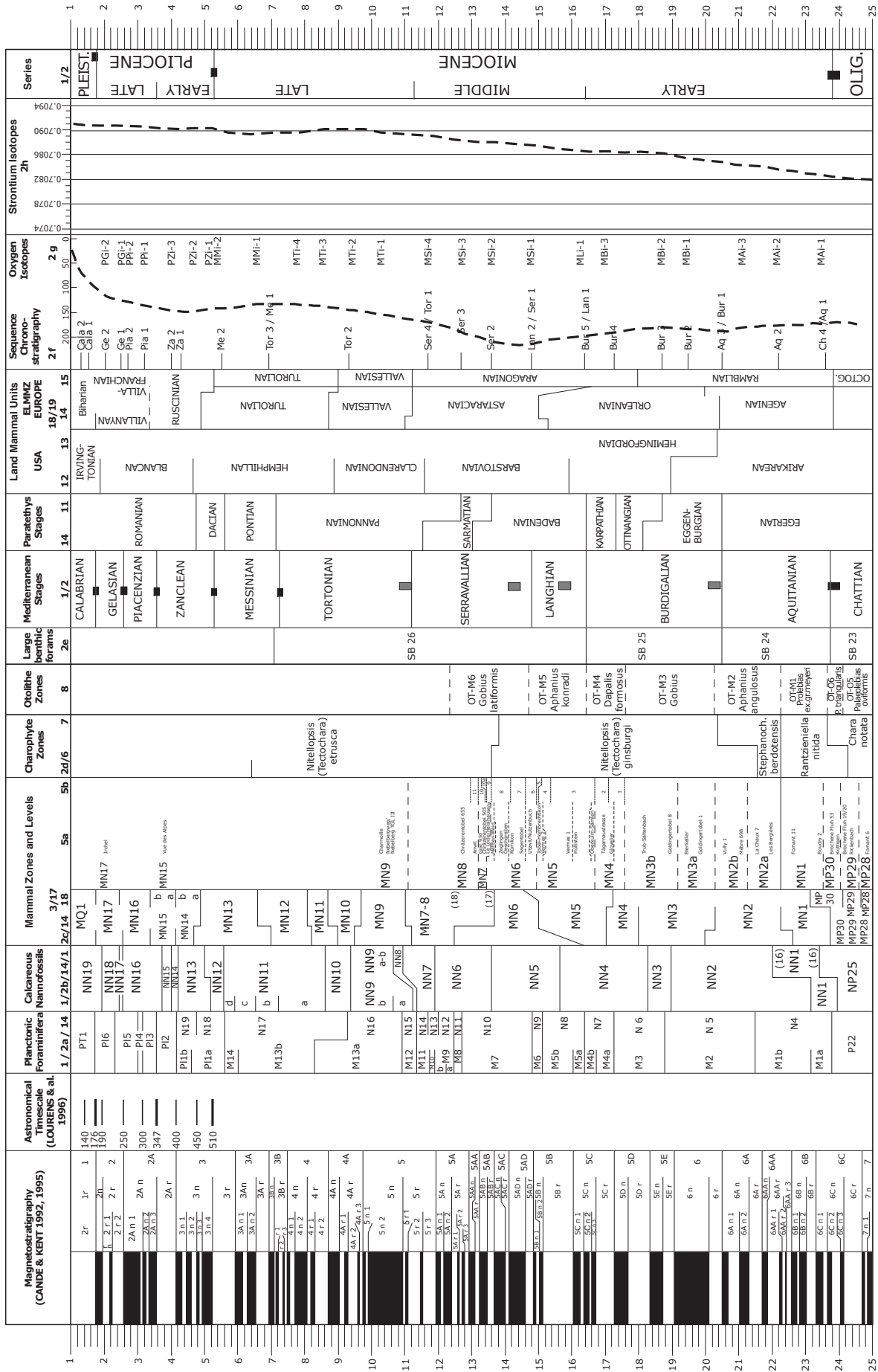


Fig. 1-4b Charte biostratigraphique du Néogène (d'après BERGER et al. 2004a).

Paleogene Bio- and Chronostratigraphic Chart References

- 1 : BERGGREN, KENT, AUBRY & HARDENBOL 1995
 - 2 HARDENBOL, THIERRY, FARLEY, JACQUIN, DE GRACIANSKI & VAIL 1998, in DE GRACIANSKI, HARDENBOL, JACQUIN & VAIL
2a : BERGREN coord. / 2b : AUBRY coord.
 - 2c : HOOKER & STEININGER coord. 2d : RIVELINE coord.
 - 2e : SERRA-KIEL, HOTTINGER, CAHUZAC & POIGNANT coord.
 - 2f : HARDENBOL, NEAL, VANDERBERGHE, VAKARKS & VAIL coord.
 - 2g : ABREU coord.
 - 2h : FARLEY coord.
 - 3 : SCHMIDT-KITTLER, VIANEY-LIAUD, MOEDDEN & COMTE 1997
 4. ESCAGUEL, MARANDAT & LEGENDRE 1997
 - 5 : Swiss Mammal Level, correlated with recent biostratigraphic, radiometric and magnetostratigraphic studies from
ENGESSER & MÖDDEN (1997)
SCHLUNEGGER, F., MATTER, A. & MANGE, M.A 1993
SCHLUNEGGER, F., JORDAN, T.E & KLAPPER E. 1997
SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., LEU, W., MANGE, M.A. & MATYAS, J 1997
SCHLUNEGGER, F., MATTER, A., ENGESSER, B., & MÖDDEN, C 1996
SCHLUNEGGER, F., MATTER, A., BURBANK, D.W. & KLAPER, E.M 1997
 - 6 : RIVELINE, BERGER & al. 1996
 - 7 : BERGER 1999
 - 8 : REICHENBACHER 1999
 - 9 : VECSEI, SANDERS, BERNOUILLI, EBERLI & PIGNATTI & al. 1998, in DE GRACIANSKI, HARDENBOL, JACQUIN & VAIL
 - 10 : ODIN & ODIN 1990 in ODIN & LUTERBACHER 1992
 - 11 : VAKARKS; HARDENBOL, ABREU, VAIL, VARNAI & TARI 1998 in DE GRACIANSKI, HARDENBOL, JACQUIN & VAIL
 - 12 : WOODBURNE & SWISHER III 1995
 - 13 : VISLOBOKOVA 1997
 - 14 : HAUBOLD & HELLMUND 97 (Eocene)
 - 15 : STEININGER 1999 (Neogene part)
- = adopted GSSP

Neogene Bio- and Chronostratigraphic Chart References

- 1 : BERGGREN, KENT, AUBRY & HARDENBOL 1995
 - 2 : HARDENBOL, THIERRY, FARLEY, JACQUIN, DE GRACIANSKI & VAIL 1998, in DE GRACIANSKI, HARDENBOL, JACQUIN & VAIL
2a : BERGREN coord. / 2b : AUBRY coord.
 - 2c : HOOKER & STEININGER coord. 2d : RIVELINE coord.
 - 2e : SERRA-KIEL, HOTTINGER, CAHUZAC & POIGNANT coord.
 - 2f : HARDENBOL, NEAL, VANDERBERGHE, VAKARKS & VAIL coord.
 - 2g : ABREU coord.
 - 2h : FARLEY coord.
 - 3 : SCHMIDT-KITTLER, VIANEY-LIAUD, MÖDDEN & COMTE 1997
 - 5a : Swiss Mammal Level, correlated with recent biostratigraphic, radiometric and magnetostratigraphic studies from
KAELIN 1999
ENGESSER & MÖDDEN 1997
KEMPF, O., BOLLIGER, T., KÄLIN, D., ENGESSER, B. & MATTER, A. 1997
KEMPF & MATTER 1999,
KEMPF, O., SCHLUNEGGER, F., STRUNCK, P. & MATTER, A. 1998,
SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., MATTER, A., ENGESSER, B., & MÖDDEN, C. 1996,
SCHLUNEGGER, F., LEU, W. & MATTER, A. 1997,
SCHLUNEGGER, F., MATTER, A., BURBANK, D.W., LEU, W., MANGE, M.A. & MATYAS, J 1997
SCHLUNEGGER, F., MATTER, A., BURBANK, D.W. & KLAPER, E.M 1997
 - 5b : KÄLIN & KEMPF 2002
 - 6 : RIVELINE, BERGER & al. 1996
 - 7 : BERGER 1999
 - 8 : REICHENBACHER 1999
 - 11 : VAKARKS, HARDENBOL, ABREU, VAIL, VARNAI & TARI 1998 in DE GRACIANSKI, HARDENBOL, JACQUIN & VAIL
 - 12 : WOODBURNE & SWISHER III 1995
 - 13 : VISLOBOKOVA 1997
 - 14 : STEININGER F. F. 1999.
 - 15 : STEININGER, BERGGREN, KENT, BERNOR, SEN & AGUSTI 1996 (Neogene)
 - 16 : ODIN, MONTANARI & COCCIONI 1997 (Neogene)
 - 17 : HEISSIG 1997 (MN4-7)
 - 18: FEJFAR, HEINRICH & LINDSAY 1997 (MN6-17)
 - 19 : DURANTON & CAHUZAC 1997
- = adopted GSSP
- = possible future GSSP (ODIN, MONTANARI & COCCIONI 1997)

Fig. 1-4c Références des chartes stratigraphiques du Tertiaire (d'après BERGER et al. 2004a).

1.4 MÉTHODOLOGIE

L'étude des affleurements tertiaires du Jura fait intervenir une démarche classique composée d'une part d'une phase de terrain et d'autre part d'une phase de laboratoire.

1.4.1 Terrain

La phase de terrain consiste, outre une période de prospection, au lever et à l'échantillonnage de 18 nouvelles coupes. A ces coupes viennent s'ajouter les données des anciens auteurs et les coupes paléogènes de PICOT (2002), qui seront utilisées soit pour les analyses des minéraux argileux, soit pour l'étude des localités à Rhinoceroïde.

Les différents lithofaciès et structures sédimentologiques sont directement définis sur le terrain. Une série de lithofaciès et d'éléments architecturaux, en partie décrits par MIALL (1985, 1996), ont été adaptés aux milieux de dépôt de la Molasse. La légende de toutes les coupes étudiées est présentée dans la Fig. 1-5 et le Tab. 1-1.

1.4.2 Laboratoire

Interprétation sédimentologique

Une étude sédimentologique approfondie est effectuée pour chaque coupe levée. Il s'agit, à nouveau d'après les concepts de MIALL (1985, 1996) adaptée à la Molasse, d'identifier les différents éléments architecturaux, de comprendre leurs milieux de dépôts et d'en reconstituer les paléoenvironnements.

Affectations et analyses des échantillons

Chaque échantillon est affecté à une analyse particulière, en fonction de sa nature d'une part, mais aussi des résultats attendus.

Lavages et pickings : il s'agit d'abord de mettre en suspension les argiles contenues dans la roche, à l'aide de H₂O₂ (eau oxygénée). Il faut par la suite laver les sédiments tout en les tamisant à différentes fractions (1 mm à 0.125 mm). Un fois séchés, les grains obtenus seront observés au microscope binoculaire. Cette méthode permet d'identifier divers micro-éléments tels que des os ou des dents de micromammifères, reptiles ou poissons, des foraminifères, des ostracodes,

des otolithes ou encore des charophytes. Ces divers microfossiles seront par la suite utilisés tant pour des données biostratigraphiques que pour des interprétations paléocéologiques.

Nannofossiles : l'étude des nannofossiles concerne en fait uniquement des sédiments marins ou saumâtres et implique une préparation spéciale et difficile. Les nannofossiles représentent essentiellement des espèces pélagiques (nannoplancton) et sont utilisés ici presque exclusivement dans des buts biostratigraphiques.

Palynologie : les échantillons sont à nouveau préparés par un laboratoire externe à l'aide d'une méthode assez complexe. Les plaquettes obtenues sont ensuite étudiées au microscope afin d'y révéler différents pollens, spores ou dinoflagellés. La palynologie permet d'apporter des renseignements très précis sur les paléoflores et les paléoclimats, ainsi que de bons résultats biostratigraphiques.

Minéraux lourds : de même que pour la palynologie et les nannofossiles, les échantillons sont préparés par des spécialistes. Par la suite, une fois les spectres de minéraux lourds identifiés, on pourra donner des informations importantes concernant les provenances des composants de chaque échantillon (Vosges, Alpes, provenance mixte, ...).

Minéraux argileux : chaque échantillon analysé par diffraction de rayons X est soumis à deux préparations différentes : une moulure à 50µ pour la roche totale et une préparation orientée pour les argiles (fractions 2µ). On peut ainsi définir à la fois la composition minéralogique générale de l'échantillon et son contenu en minéraux argileux. Ceci donne de bonnes indications quant à l'origine géographique des sédiments et permet des interprétations sur les paléoclimats.















Macros et lames minces : certains sédiments indurés sont aussi prélevés afin de pouvoir les étudier macroscopiquement, ou d'en faire des lames minces observables au microscope. Ces lames minces permettent une bonne observation de différents éléments microscopiques (microfossiles), mais aussi une analyse qualitative de la composition minéralogique du sédiment et de ses microstructures.

Pour les analyses des minéraux argileux, ainsi que l'étude des Rhinoceroïde une méthodologie particulière est encore développée respectivement dans les chapitres 4 – **Minéralogie** et 5 - **Rhinoceroïde**.

Element	SYMBOL	Lithofacies	Principal lithofacies assemblage	GEOMETRY AND INTERPRETATION
Channel	CH	Gravel, sand, fine to coarse, sometimes with mud balls	Any combination	Finger, lens or sheet; concave-up erosional base; scale and shape highly variable; internal concave-up
Gravel bar and bedform	GB	Gravel, coarse sand	Gm,Gp,Gt	Lens, blanket ; usually tabular bodies ; commonly interbedded with SB
Sandy bedform	SB	Sand, fine to coarse, sometimes with mud balls	St,Sp,Sh,Sl,Sr,Ss	Lens, sheet, blanket, wedge, occurs as channel fills, minor bars
Downstream-accretion form	DA	Sand, fine to coarse	St,Sp,Sh,Sl,Sr,Ss	Lens resting on flat or channeled base, with convex-up internal erosion surfaces and upper bounding surface
Lateral-accretion form	LA	Sand, fine to coarse, sometimes with mud balls	St,Sp,Sh,Sl,Ss, Gm,Gt,Gp	Wedge, sheet, lobe; characterized by internal lateral-accretion surfaces
Scour hollow	HO	Gravel, sand, fine to coarse, sometimes with mud balls	Gh,Gt,St,Sl	Scoop-shaped hollow with asymmetric fill
Sediment gravity flow	SG	Gravel, coarse sand	Gm,Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lobe, sheet, typically interbedded with GB
Laminated sand sheet	LS	Sand, silt	Sh, Sl; minor Sp, Sr	Sheet, blanket
Overbank flood-plain fines	FF	Silt, mud	Fsm,Fl,Fm,Fr	Sheet, may be many km in lateral dimensions, 10s of m thick Thin to thick blankets; commonly interbedded with SB (CC); may fill abandoned channels
Levee	LV	Sand, silt, mud	Sh,Fl	Wedge up to 10m thick, 3km wide ; overbank flooding
Crevasse channel	CC	Sand, fine to medium	St,Sr,SS	Ribbon up to a few hundred m wide, 5m deep, 10km long ; break in main channel margin
Crevasse splay	CS	Sand, silt	St,Sr,Sh,Fl	Lens up to 10x10 km across, 2-6m thick ; delta-like progradation from crevasse channel into floodplain
Sandy bedform in crevasse channel	SB (CC)	Sand, silt	Fsm,Fl,Fm,Fr	Lens, sheet, blanket, wedge, occurs as channel fills in crevasse splays, minor bars
Abandoned channel	FF (CH)	Silt, mud	Fsm,Fl,Fm,Fr	Ribbon comparable in scale to active channel ; product of chute or neck cutoff
Lacustrine filling	LAC	Limestone, calcarenite, sand, silt, mud	Lc, Lm	Sheets of stratified low energy deposits with sometimes organic debris forming coal
Paleosol	PS	Mud	P	Complex filling in karstic environments or in sheets covering limestone plateaux (pedogenesis from limestone) ; often resedimented in younger deposits
Sand sheet	SS	Sand, fine to coarse, calcarenite	Sh,Sm,Sl,Sr, Fsm, Lc	Sheet, blanket ; swell and waves dominated ; bioclasts
Sandwaves	SW	Sand, fine to coarse	St, Sr, Sp	Dune inter- subtidal ; inclined crossbedding
Tidal channel	TC	Sand, fine to coarse	St,Sp,Sh,Sl, Sr,Ss,Sm	Lens or sheet; concave-up erosional base, internal concave-up, flaser bedding, mud balls, intraclasts, extraclasts
Mud flat	MF	Silt, mud	Fsm, Fl, Fm	Sheet, blanket ; lenticular bedding
Sand flat	SF	Sand, silt	St,Sp,Sh,Sl,Sr, Sm	Sheet, blanket ; flaser bedding
Tempestit	TP	Gravel, calcarenite, sand	Gm,Lc,Sl,Sh, Sp	Accumulation deposits ; bioclasts, grading
Bottom set beds	BSB	Mud, silt	Fm,Fsm, Fl	Deltaic bottom set bed ; offshore
Fore set beds	FSB	Gravel, sand, fine to coarse, silt, mud	Sp,Sh,Sl,Sm, Fsm,Fl,Fm	Prodelta
Marine top set beds	MTB	Gravel, sand, fine to coarse	Gm,Sp,Sh,Sl,Sm	Marine delta-front
Continental top set beds	CTB	Sand, silt, mud	Sm,Sh,Sr,Fsm, Fl,Fm,Fr	Continental delta plain ; sheet, may be many km in lateral dimensions, 10s of m thick Thin to thick blankets; commonly interbedded with SB; may fill abandoned channels

Tab. 1-1 Lithofaciès, structures sédimentaires et interprétation des éléments architecturaux des dépôts fluviaux, lacustres et côtiers de la Molasse.




Lithology

-  Conglomerate
-  Intraclast
-  Extraclast
-  Exotic clast
-  Sandstone
-  Shell bed
-  Siltstone
-  Marl
-  Clay
-  Sandy limestone (Calcarenite)
-  Marly limestone
-  Freshwater limestone
-  Dolomitic limestone
-  Paleosol




Additional structures

-  Finning-up
-  Coarsening-up
-  Channelled bed
-  Slump

Tectonic

-  Fault / thrust
-  Fracturation
-  Dip

Bed base and surface

-  Abrupt / flat
-  Erosive
-  Transitional






















Colors

- b* : black ; *br* : brown ; *bg* : beige ;
- gg* : green gray ; *g* : grey ;
- m* : mottled ; *r* : red

Analyses codes

- s* collection sample
- f* collection fossil
- t* thin section
- h* heavy minerals
- p* palyno
- n* nanno
- c* clay minerals
- w* washing
























Sedimentary Structures

-  Tough crossbedding
-  Planar crossbedding
-  Herringbone crossbedding
-  Sigmoidal (epsilon) cross-bedding
-  Current ripples
-  Climbing ripples
-  Symmetrical ripples
-  Wavy laminations
-  Parallel laminations
-  Lenticular bedding
-  Flaser bedding
-  Calcareous concretion
-  Ball and pillow
-  Calcrete
-  Organic matter
-  Oxydation traces
-  Biochimic incrustations
-  Karstification
-  Pyrite/Gypsum/Quartz
-  Wedging
-  Mud balls

Lithofacies

- Gmm* matrix-supported, massive gravel
- Gmg* matrix-supported, grading gravel
- Gmi* matrix-supported, inverse grading gravel
- Gmh* matrix-supported, crudely bedded gravel
- Gcm* clast-supported, massive gravel
- Gci* clast-supported, inverse grading gravel
- Gcg* clast-supported, grading gravel
- Gch* clast-supported, crudely bedded gravel
- Gt* trough-crossbedded gravel
- Gp* planar-crossbedded gravel
- St* trough-crossbedded sand
- Sp* planar-crossbedded sand
- Sr* ripple cross-laminated sand
- Sh* horizontally-bedded sand
- Sl* sand with low angle (<10°) crossbeddings
- Ss* scour fill sand
- Sm* sand, fine to coarse
- Fl* laminated sand, silt and mud
- Fsm* silt, mud
- Fm* mud, silt
- Fr* silt, mud, with roots
- MPCm* clast supported mud pebbles, massive
- MPcb* clast supported mud pebbles, bedded
- C* coal, carbonaceous mud
- P* paleosol carbonate
- Lc* calcarenite
- Lm* matrix-supported freshwater limestone

Fossils

- Vertebrates**
 - Micromammals 
 - Macromammals 
 - Reptils 
 - Fishes 
 - Otolits 
- Molluscs**
 - Pelecypods 
 - Gastropods 
- Plants**
 - Algae 
 - Leaves 
 - Wood and coal 
 - Charophytes 
 - Fruits and seeds 
- Bioturbations**
 - Ichnofossils 
 - Roots traces 
- Arthropods**
 - Ostracods 
 - Balanids 
 - Insects 
- Echinoderms**
 - Echinoids 
 - Crinoids 
- Bryozoa** 
- Foraminifera**
 - Planctonic foraminifera 
 - Benthic foraminifera 
- Incertae sedis** 

Architectural elements

- CH* Channel
- GB* Gravel bar and bedform
- SB* Sandy bedform
- DA* Downstream-accretion form
- LA* Lateral-accretion form
- HO* Scour hollow
- SG* Sediment gravity flow
- LS* Laminated sand sheet
- FF* Floodplain fines
- LV* Levee
- CC* Crevasse channel
- CS* Crevasse splay
- SB(CS)* Sandy bedform in crevasse channel
- FF(CH)* Abandoned channel
- LAC* Lacustrine filling
- PS* Paleosol
- SS* Sand seet
- SW* Sandwave
- TC* Tidal channel
- MF* Mud flat
- SF* Sand flat
- TP* Tempestit
- BSB* Bottom set beds
- FSB* Fore set beds
- MTB* Marine top set beds
- CTB* Continental top set beds

Fig. 1-5 Légende des coupes.

2 – LITHOSTRATIGRAPHIE

Comme l'a déjà noté PICOT (2002), les formations tertiaires décrites dans la littérature et cartographiées dans les cartes géologiques par les anciens auteurs souffrent d'un nombre abondant de dénominations locales ou générales pouvant se rapporter à des faciès semblables, souvent mal datés, et des synonymies. Pour le Paléogène, plus de 60 formations ont été dénombrées et regroupées dans des groupes lithostratigraphiques (PICOT, 2002) afin de synthétiser et d'uniformiser une carte géologique du terrain d'étude. En ce qui concerne le Néogène, sur la base des travaux de recensement de WAIBEL & BURRI (1961) et de HABICHT (1987), à nouveau plus de 60 termes différents ont été dénombrés. Ainsi le même travail de regroupement et de hiérarchisation a été fait.

2.1 LES GROUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DU PALÉOGÈNE

De nombreux affleurements et coupes paléogènes ont été utilisés pour les analyses des minéraux argileux, de même que pour le contexte géologique de certaines localités à Rhinocerotoides. Je propose par conséquent un rappel nécessaire, en partie sous forme de tableaux, basé sur le travail de PICOT (2002) pour les groupes du Paléogène.

2.1.1 Groupe du Sidérolithique (MP14-MP19)

Ce groupe considère l'ensemble de toutes les formations contenant des pisolithes de fer ou celles contenant des sables de quartz.

Ces formations se trouvent directement sur le Mésozoïque, soit sous forme stratifiée ou soit, le plus souvent, sous forme de poches karstiques ou remplissant des fissures.

Formations regroupées sous le terme Sidérolithique		
Bohnerzkonglomerat	GREPPIN	1855
Hupper, Huppererde, Huppersand, Sables siliceux vitrifiables	FLEURY	1909
Fleur de Mine	LINIGER	1925
Calcaire de Daubrée	FLEURY	1909
Gompholithe de Daubrée	FLEURY	1909

2.1.2 Groupe des Calcaires inférieurs & Terre jaune (MP20-MP27)

Ce groupe considère l'ensemble des calcaires lacustres reposant directement sur le Mésozoïque ou le Sidérolithique, ainsi que le complexe de la Terre jaune du synclinal de Delémont.

Les Calcaires inférieurs & Terre jaune sont situés sur le Mésozoïque ou sur le Sidérolithique.

Formations regroupées sous le terme Calcaires inférieurs & Terre jaune		
Limneankalk von Mitteldiegten	CLOOS	1910
Süßwasserkalk von Hoedel	GUTZWILLER	1906
Raitsche	GREPPIN	1870
Terre jaune (Gelbe Erde)	GREPPIN	1855
Bunte Mergel et Streifige Mergel	FISCHER	1969
Calcaires inférieurs	SCHARDT	1880
Calcaires d'eau douce à Lymnea longiscata	JACCARD	1869
Calcaires d'eau douce de Moutier	CHOFFAT	1877
Calcaires d'eau douce d'Orbe	SCHARDT	1880
Charruekalk	GUILLERON	1887
Wynauer Süßwasserkalk	KAUFMANN	1872
Süßwasserkalk von Boningen	MARTIN	1906
Oesingenkalk	BAUMBERGER	1927

2.1.3 Groupe des Gompholites & Conglomérats (MP21-22)

Ce groupe considère l'ensemble des conglomérats fluviaux et marins, dont les faciès semblent souvent représenter des environnements côtiers.

Les Gompholites & Conglomérats reposent directement sur le Mésozoïque ou sur le Sidérolithique.

Formations regroupées sous le terme Gompholites & Conglomérats		
Conglomérats de Porrentruy	SCHNEIDER	1960
Gompholite d'Ajoie	ROLLIER	1893
Kalkarenite von Oltingue	FISCHER	1965a

2.1.4 Groupe des Meeressand & Calcaires marins (MP21-MP25)

Ce groupe considère l'ensemble des formations composées de grès calcaires et de conglomérats, ainsi que les calcaires marins d'Ajoie.

Les Meeressand & Calcaires marins reposent sur le Mésozoïque ou sur le Sidérolithique.

Formations regroupées sous le terme Meeressand & Calcaires marins		
Meeressand	BITTERLI	1945
Brislacherkalk	KISSLING	1896
Calcaires à Cérithes d'Ajoie, Cerithiumkalk von Porrentruy, Elsgauer Cerithiumkalk	ROLLIER	1898
Calcaire grossier	ROLLIER	1898

2.1.5 Groupe des Septarienton (MP21-MP25)

Ce groupe considère l'ensemble des sédiments de nature marneuse ou argileuse, de couleur bleue à brune, marins, contenant le plus souvent des foraminifères. Les Septarienton constituent un faciès de bassin, équivalent latéral des Meeressand, faciès côtier.

Les Septarienton reposent directement sur le Mésozoïque, le Sidérolithique, les Calcaires inférieurs & Terre jaune, les Gompholites & Conglomérats et les Meeressand & Calcaires marins.

Formations regroupées sous le terme Septarienton		
Foraminiferenmergel	FISCHER	1965a
Meletta Schichten	FISCHER	1965a
Blauer Letten	GUTZWILER	1890
Septarienton	FISCHER	1965b
Fischschiefer	VONDERSCHMITT	1941

La lithostratigraphie de l'UMM rhénane dans les synclinaux du Jura au Fossé rhénan, développée par FISCHER (1965a) et reprise par PICOT (2002), est présentée dans la Fig. 2-1.

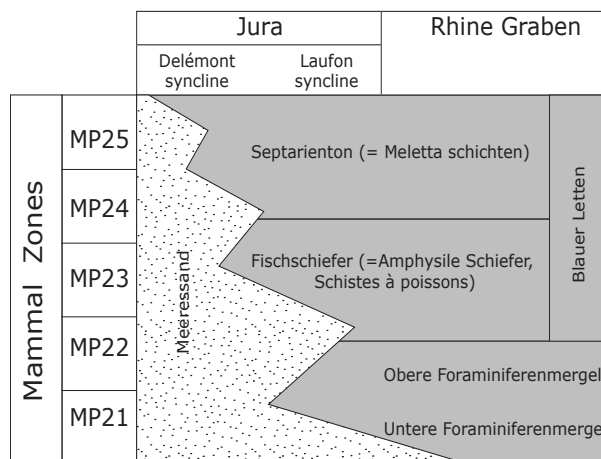


Fig. 2-1 Localisation, biostratigraphie et lithostratigraphie de l'UMM rhénane (modifiée d'après Picot, 2002).

2.1.6 Groupe de la Molasse alsacienne (MP21-MP29)

Ce groupe considère l'ensemble des dépôts micacés avec des intercalations de marnes et de calcaires.

Cependant, le terme de Molasse alsacienne, comme le souligne PICOT (2002), a été utilisé abusivement, désignant à la fois des dépôts micacés continentaux contenant des feuilles et à la fois des dépôts saumâtres ayant la même nature. Pour éviter toute confusion, deux ensembles ont été distingués (Fig. 2-2) :

1. La Molasse alsacienne s.s., située dans les synclinaux au Sud de celui de Delémont, est caractérisée par des dépôts micacés continentaux fluviaux avec des intercalations lacustres.

Elle recouvre le Mésozoïque, le Sidérolithique, les Calcaires inférieurs.

2. La Molasse alsacienne s.l., située au Nord du synclinal de Delémont, est constituée à la base par les Cyrenenmergel, puis par le Cyathulabank et enfin par la Molasse alsacienne supérieure. L'ensemble de ces dépôts micacés saumâtres devient progressivement continental.

Elle recouvre le Mésozoïque, le Sidérolithique, les Calcaires inférieurs & Terre jaune, les Meeressand ou les Septarienton.

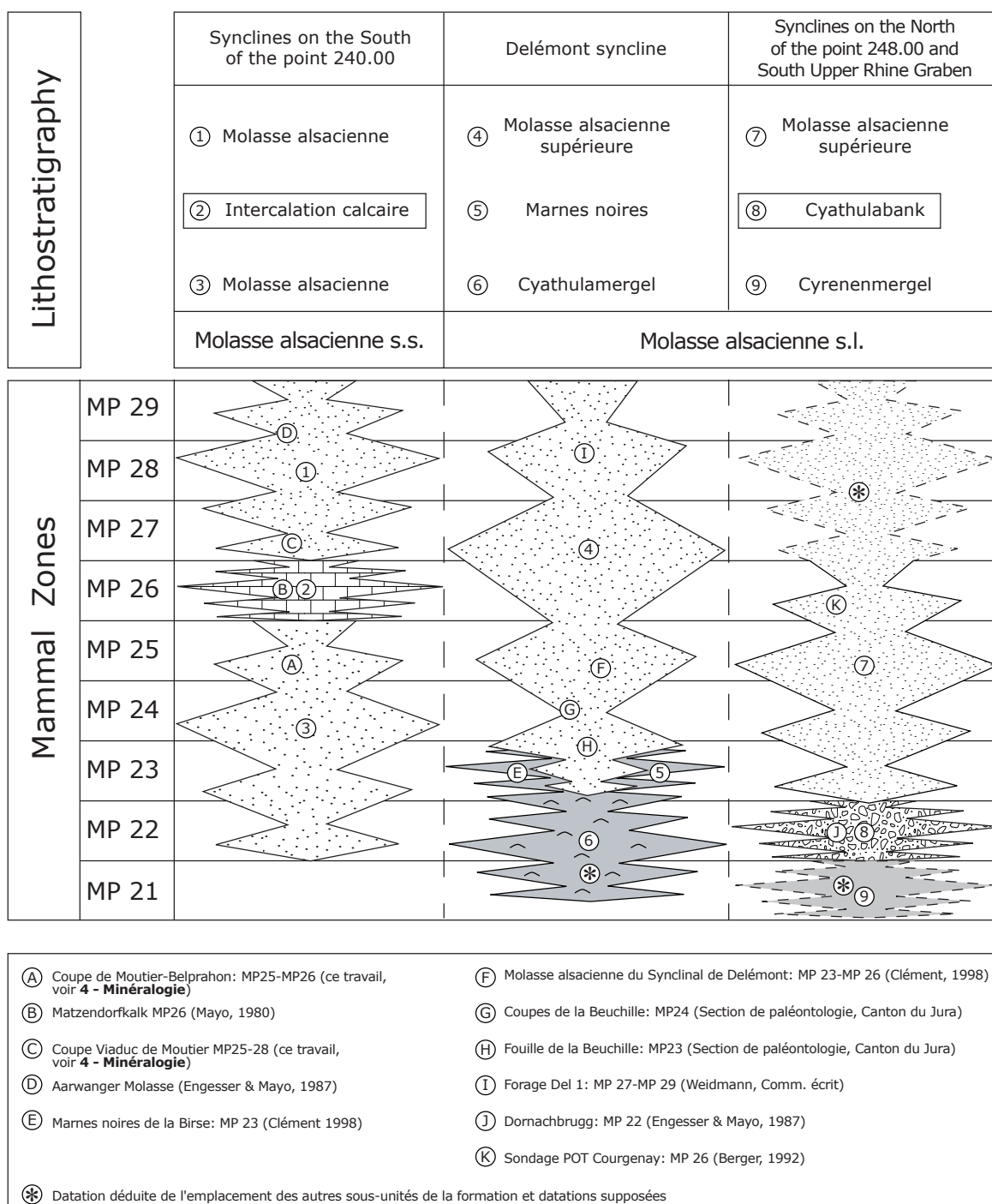


Fig. 2-2 Localisation, biostratigraphie et lithostratigraphie de la Molasse alsacienne (modifiée d'après Picot, 2002).

Finalement la succession dans le synclinal de Delémont diffère quelque peu de celle des synclinaux du Nord et du Fossé Rhéna. La série commence par des dépôts saumâtres à huîtres, les Cyathulamerger, dont le faciès ressemble à celui des Cyrenenmergel du Nord, puis passe aux Marnes noires (les Bunte und Schwarze Mergel de LINIGER 1925) et se poursuit par la Molasse alsacienne supérieure. CLÉMENT & BERGER (1999) ont montré que ces dépôts continentaux sont en interfingering avec les dépôts marins de l'UMM rhénane, rendant complexe la compréhension des unités lithostratigraphiques, ces dépôts délimitant une ligne côtière fluctuante.

Il faut noter que de nombreux niveaux calcaires, associés aux Calcaires inférieurs par d'anciens auteurs, sont rapportés à la Molasse alsacienne car ils s'y trouvent intercalés. La Molasse alsacienne est recouverte par les Calcaires delémontiens.

Formations regroupées sous le terme Molasse alsacienne		
Molasse alsacienne	ROLLIER	1893
Cyrenen Mergel	GUTZWILLER	1890
Marnes bigarrées	GREPPIN	1870
Marnes noires de la Birse, Marnes noires (Schwarze und bunte Mergel)	GREPPIN LINIGER	1870 1925
Blättersandstein von Dornach	GUTZWILLER	1890
Cyathulahorizonbank	GUTZWILLER	1890
Marnes pisolithiques à <i>Helix ramondi</i>	GREPPIN	1870
Matzendorfalk	BAUMBERGER	1927
Rugulosakalke	ROLLIER	1910
Aarwanger Molasse	HEIM & HARTMANN	1919
Allschwiler Sande	BAUMBERGER	1928
Glimmermolasse	BAUMBERGER	1927
Molasse alsacienne supérieure	FISCHER <i>et al.</i>	1971

2.1.7 Groupe des Calcaires delémontiens (MP29-MN1)

Ce groupe considère l'ensemble des calcaires lacustres reposant généralement sur la Molasse alsacienne et recouvert dans la plupart du temps par l'OMM.

Les Calcaires delémontiens reposent dans certains cas sur le Mésozoïque, comme à la Brochene Fluh.

Formations regroupées sous le terme Calcaires delémontiens		
Calcaires delémontiens (Delsbergerkalke)	GREPPIN	1870
Ramondikalke	BAUMBERGER	1927
Molasse delémontienne	ROLLIER	1910
Delemontienmergel	GREPPIN	1867
Tülligersüswasserschichten	FISCHER <i>et al.</i>	1971
Süswasserkalk von Wannematt	KOCH	1923
Mergelkalk von Wannematt	KOCH	1923
Marnes à Gypse	FISCHER <i>et al.</i>	1971
Süswasserkalk von Eichen	LEHNER	1920

2.2 LES GROUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DU NÉOGÈNE

2.2.1 REMARQUE SUR L'AQUITANIEN DE L'USM

Définition

ROLLIER (1910) parlait de Molasse delémontienne ou aquitanaise pour la partie supérieure de la Molasse alsacienne du bassin de Delémont. Pourtant il n'a jamais eu aucune preuve pour une attribution stratigraphique à l'Aquitanaise de ces dépôts sableux, que LINIGER (1925) définira plus tard comme Molasse alsacienne supérieure et que BAUMBERGER (1934) positionnera dans le Chattien. PICOT *et al.* (1999), PICOT (2002), BECKER & CIVELLI (2002) et la révision lithostratigraphique et biostratigraphique présentée dans ce travail confirment et précisent par ailleurs cet âge Chattien de la Molasse alsacienne supérieure aux zones mammaliennes MP23 à MP29 (Fig. 2-2). Aujourd'hui ce terme de Molasse aquitanaise ou delémontienne est complètement abandonné et l'on utilisera le terme de Molasse alsacienne supérieure.

L'Aquitanaise en tant que véritable groupe à valeur lithostratigraphique fait complètement défaut dans la Molasse du Jura et n'a donc pas vraiment une raison d'être. On ne retrouvera que deux affleurements isolés, Boudry et La Chau, au pied du Jura vaudois et neuchâtelois, ainsi que les parties sommitales de quelques coupes dans les Calcaires delémontiens (Brochene Fluh, Waldenburg-Humbel, SE Pré Godat, Tavannes-Tramelan) pour affirmer un âge aquitanaise dans le Tertiaire jurassien (Fig. 2-3).

Pour l'élaboration de la carte géologique du terrain d'étude, les coupes de Calcaires delémontiens montrant des niveaux biostratigraphiques aquitaniens sont bien évidemment restées dans le Groupe des Calcaires

delémontiens. La position géographique des deux cas particuliers de Boudry et de La Chaux se trouvant en dehors du terrain d'étude, ils ne figurent pas sur la carte géologique (voir **2.5 Carte géologique des synclinaux jurassiens**). RIGASSI (1998) décrit encore, dans sa notice de la feuille Ste-Croix, l'Aquitaniens de La Chaux-Noirvaux-Suvagnier. Il le subdivise en deux lithofaciès et décrit une partie inférieure aux Calcaires de la Chaux composée de marnes rouges, des grès et des conglomérats « pralinés » non datés paléontologiquement. Ces dépôts correspondent certainement aux anciennes formations des Marnes à *Melania* (RITTENER, 1892 et 1902) et des Marnes rouges et Gompholite du Vallon de Noirvaux (RITTENER, 1902).

La coupe du Viaduc de Boudry, quant à elle, appartient soit aux Grès et Marnes Gris à Gypse (Boudry 2), soit aux Obere bunte Mergel (Boudry 1 et 3), qui sont un équivalent latéral, en position distale, de la Molasse grise de Lausanne du plateau (MOJON *et al.*, 1985).

Position stratigraphique

Les Calcaires delémontiens, comme dit précédemment, reposent généralement sur la Molasse alsacienne et parfois directement sur le Mésozoïque (Brochene Fluh). A leur sommet, ils peuvent être surmontés par les

Conglomérats & Grès de l'OMM (Corban, Tavannes-Tramelan). Dans ce cas le contact est discordant et parfois également ravinant. A Corban, il est matérialisé par une surface de banc calcaire sur laquelle on peut observer des perforations de lithophages. A Tavannes-Tramelan (coupe TT de ce travail) les Conglomérats & Grès de l'OMM transgressent sur un dernier banc marneux des Calcaires delémontiens. On peut y observer un contact érosif ravinant.

Les niveaux biostratigraphiques aquitaniens des Grès et Marnes Gris à Gypse et des Obere bunte Mergel de Boudry caractérisent la succession classique des formations de l'USM du plateau. Ils surmontent logiquement la coupe Boudry-village des Calcaires & Dolomies.

Les Calcaires de la Chaux reposent directement sur le Gault (Albien) (RITTENER, 1892) et sont surmontés par les grès de l'OMM (voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de L'OMM**).

Age

Le sommet de la coupe SE pré Godat (Calcaires delémontiens de la région de Vermes, Est du synclinal de Delémont) a fourni deux niveaux biostratigraphiques mammaliens contenant *Rhodanomys cf. tran-*

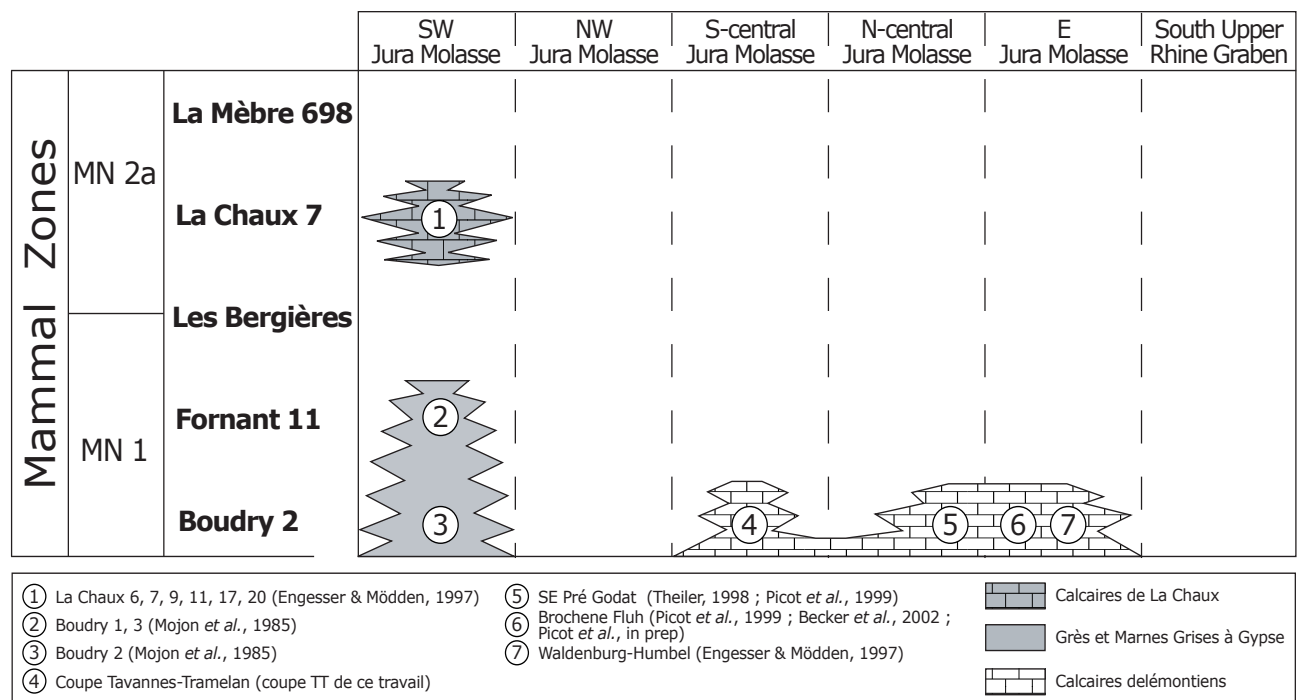


Fig. 2-3 Localisation, biostratigraphie et lithostratigraphie de l'Aquitaniens jurassien.

siens pour le premier, et *Pseudotheridomys rolfoi* et *Caenotherium* sp. pour le deuxième. Cette association est typique du niveau Boudry 2, soit la zone MN1 (THEILER, 1998 ; PICOT *et al.*, 1999).

La coupe de la Brochene Fluh (Calcaires delémontiens du synclinal de Waldenburg) a fourni de nombreux niveaux biostratigraphiques mammaliens et à charophytes. Bien que les niveaux à micromammifères donnent un âge minimum de MP30 (Brochene Fluh 53), au-dessus du niveau 58 les charophytes du sommet de la coupe se trouvent dans la zone à *Nitida*, caractéristique de la base de l'Aquitaniens (PICOT *et al.*, 1999 ; BECKER *et al.*, 2002 et PICOT *et al.*, 2003). Egalement dans les Calcaires delémontiens du synclinal de Waldenburg, la localité Waldenburg-Humbel est datée par micromammifères de la zone MN1 (ENGESSER & MÖDDEN, 1997). La coupe TT de ce travail (Tavannes-Tramelan) montre des niveaux à charophytes de la zone à *Nitida* au sommet des Calcaires delémontiens.

Au pied du Jura neuchâtelois, la coupe du viaduc de Boudry a livré six niveaux à micromammifères, dont trois ont pu être datés de la zone mammalienne MN1. La faune de Boudry 2, caractérisée par le taxon *Rhodanomys transiens*, est considérée comme une référence de la zone MN1 dans les niveaux mammaliens suisses (MOJON *et al.*, 1985 ; ENGESSER & MÖDDEN, 1997).

Au pied du Jura vaudois, près de Ste-Croix, les Calcaires de la Chaux ont montré six niveaux biostratigraphiques à micromammifères donnant à chaque fois la même zone mammalienne MN2a, caractérisée par les taxons *Ritteneria manca*, *Eucricetodon gerandianus* et *Plesiodyromys toriformis*. La faune de La Chaux 7 est considérée comme une référence de la zone MN2a dans les niveaux mammaliens suisses (ENGESSER & MÖDDEN, 1997). On retrouve également à La Chaux des restes de *Protaceratherium minutum* et *Diaceratherium aginense* (voir 5 – Rhinoceroidea).

L'absence quasi totale d'affleurements aquitaniens dans le Jura semble indiquer une zone en relief et à l'érosion au début du Miocène. Le Fossé Rhéna connaît une réorientation majeure du champ de contrainte régional dès l'Aquitaniens. L'axe de son centre de dépôt pivote dans le sens inverse des aiguilles d'une montre et se déplace vers le Nord-Est. Une phase principale de subsidence s'installe dans la partie Nord du Fossé Rhéna, alors que la partie Sud montre un uplift et une mise à l'érosion durant le Miocène moyen et peut-être même déjà durant le Miocène inférieur. Dans

le Jura, les Calcaires delémontiens sont directement recouverts par les Conglomérats & Grès de l'OMM (Burdigalien) et l'Aquitaniens de cette région semble ainsi correspondre à une période de non-dépôt et de uplift (SCHUMACHER, 2002).

Une influence climatique, en ajout à la tectonique du Fossé Rhéna, pourrait également être à l'origine de cette lacune stratigraphique. Avec la détérioration climatique de la fin de l'Oligocène (chute de la température et surtout de l'humidité, disparition des palmiers) le Jura se situe entre deux domaines de sédimentation évaporitiques et fluviatiles distincts (Grès et Marnes Grises à Gypse au Sud et Molasse alsacienne au Nord) (PICOT *et al.*, 1999). Par la suite un retour vers un léger réchauffement s'opère au début du Miocène (JANIS, 1989 ; BEHRENSMEYER *et al.*, 1992). Ainsi des palmiers réapparaissent dans la Molasse grise de Lausanne du plateau (BERGER, 1990a, b). Cependant, alors que la région du Plateau retrouve un climat chaud et humide à léger contraste saisonnier, comme à Walleried (BECKER *et al.*, 2002), le relief déjà sensible mis en place dans le Jura formait une barrière naturelle empêchant le développement plus au Nord des systèmes fluviatiles issus des Alpes. Un climat sec semble persister et pratiquement plus aucune sédimentation ne s'opère. Les derniers bancs de Calcaires delémontiens d'âge aquitaniens inférieur (MN1) pourraient matérialiser l'assèchement définitif de la région où il ne subsistait plus qu'une mosaïque de petits lacs. La persistance des Grès et Marnes Grises à Gypse à Boudry durant l'Aquitaniens inférieur pourrait confirmer cette persistance de climat sec dans les régions nordiques au plateau. Pour les Calcaires de la Chaux, on retrouve à nouveau une zone à environnement lacustre, sous formes de flaques éphémères sous un climat chaud et de rivières temporaires (RIGASSI, 1995). Mais ces sédiments sont plus jeunes (MN2a) et semble représenter une situation très locale, certainement due à la tectonique.

2.2.2 Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM

Définition

J'ai regroupé sous le terme Conglomérats & Grès de l'OMM toutes les formations gréseuses du faciès « Burdigalien » et toutes les formations conglomératiques du faciès « Helvétien ».

Le faciès « Burdigalien » est caractérisé par des dépôts sableux dominés par les marées et la houle. Ce

faciès développe des environnements d'estran et de plate-forme siliciclastique. Il est composé par le complexe Grès coquillier - Molasse grise et son équivalent dans le synclinal du Locle – La Chaux-de-Fonds, les Grès verts burdigaliens.

Le faciès « Helvétien » est caractérisé par des dépôts conglomératiques gréseux et marneux contrôlés à la fois par les marées et la houle et à la fois par une influence gravitaire et fluviale. Ce faciès développe des environnements côtiers de fan-delta et d'inter-fan-delta. Il est composé par la Formation du Poudingue polygénique et ses correspondants par synonymie et équivalence latérale (Poudingue à fossiles albiens remaniés, Tenniker Muschelagglomerat, Turritellenbreccien und Kalksandstein), et par la Formation des Sables à galets et ses correspondants par synonymie et équivalence latérale (Sables à *Cerithium crassum*, OMM de Foradrai et Glovelier).

Position stratigraphique

Les Conglomérats & Grès de l'OMM, lorsque la série est complète, débutent par le complexe Grès coquillier – Molasse grise. Ils montrent le plus souvent un contact discordant avec les Calcaires delémontiens (Tavannes), dont le dernier banc est fréquemment caractérisé par des perforations de lithophages (pholades). Lorsque la Formation des Calcaires delémontiens fait défaut, on les retrouve le plus souvent en contact direct avec le Mésozoïque (La Chaux-de-Fonds).

Cependant il est assez commun que la Formation du Poudingue polygénique soit directement en contact, par érosion et ravinement, avec les Calcaires delémontiens (Moutier) ou même la Molasse alsacienne (Sorvilier), voire les assises mésozoïques. De même les Sables à galets peuvent éroder et raviner la série des Conglomérats & Grès de l'OMM jusqu'aux formations de l'USM ou le Mésozoïque.

Age

Il existe très peu de datation dans l'OMM jurassienne, et d'autant plus dans le groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM. Les anciens auteurs ont toujours daté les formations du Grès coquillier et de la Molasse grise du Burdigalien et les formations du Poudingue polygénique et des Sables à Galets de l'« Helvétien » (FAVRE, 1911 ; ROLLIER, 1911 ; LINIGER, 1925 ; ANTENEN, 1973 ; WEIDMANN 1986). Aujourd'hui on ne retrouve que trois localités à bios-tratigraphie claire.

Cortébert (ENGESSER, 1990)	574.62/226.80	Formation du Grès coquillier	MN3
La Coupe du Châtelet (DE BEAUMONT <i>et al.</i> , 1984 ; FAVRE, 1998 ; coupe TNR de ce travail)	581.17/231.22	Formation du Grès coquillier	MN3
Le karst de Glovelier-La petite Morée (HUG <i>et al.</i> , 1997 ; karst GLO de ce travail)	580.36/242.08	Formation des Sables à galets	MN4

Ainsi les Conglomérats & Grès de l'OMM se déposent dans leur ensemble durant l'intervalle MN3-4, ce qui correspond approximativement au Burdigalien. Il semblerait également que le Grès coquillier et la Molasse grise soient datés à MN3, peut-être MN4, et le Poudingue polygénique et les Sables à galets à MN4, mais ceci reste une hypothèse vu le manque de données biostratigraphiques (Fig. 2-4). Actuellement il n'est pas possible d'obtenir plus de précision, si ce n'est que ce groupe ne doit certainement pas être plus jeune que MN5, car toutes les autres datations de faciès saumâtres (ou marins ?) datés de MN5 appartiennent au Groupe des Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM qui lui succède l'OMM (voir 2.2.3 Groupe des Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM).

Formations regroupées sous le terme Conglomérats & Grès de l'OMM

A. Formations généralement attribuées au faciès « Burdigalien »

A.1 Grès Coquillier

STUDER (1824) crée le terme de Grès coquillier pour décrire des dépôts de grès glauconitiques, brèchiques, plus ou moins riches en mollusques marins ou saumâtres de l'OMM.

Sur le Plateau, le Grès coquillier en tant que formation a souvent fait l'objet de valeur stratigraphique par les anciens auteurs. Pour MAYER (1965) ou GÜMBEL (1961), le Grès coquillier est un synonyme de la partie inférieure de l'OMM. Pour GÜMBEL (1961) il correspond aux Luzerner Schichten de KAUFMANN (1872) et est d'âge « Helvétien », alors que pour DEPÉRET (1892) il correspond au Burdigalien. Aujourd'hui, dans la littérature moderne, le Grès coquillier des Luzerner Schichten de Suisse centrale et leur équivalent en Suisse occidentale, les Sense-Schichten, sont clairement datés du Burdigalien (MN3) (KELLER, 1989 ; BERGER, 1996). Il est à noter que la base de la

transgression de l'OMM est probablement diachrone et que les niveaux marins les plus anciens sont datés de La Chaux 7, Vully 1 ou Brüttelen 2 (MN2a à MN3) (BERGER, 1992). Il est également possible d'observer des dépôts à faciès de Grès coquillier dans quelques affleurements plus récents « helvétiques » des Belpberg-Schichten (RUTSCH, 1926), où ils présentent une composition atypique de sables grossiers riches en galets. Au niveau biostratigraphique le sommet de l'OMM, donc des Belpbergschichten en Suisse occidentale, et des St. Galler Schichten en Suisse centrale, est probablement d'âge NN3 ou peut-être base NN4 (base MN4) (BERGER, 1992).

Poudingue polygénique, plus de 100m de sédiments sont encore aujourd'hui préservés et en partie visibles. Actuellement seul un gisement à Tavannes (coupe du Châtelet : ROTHPLETZ, 1933 ; FAVRE, 1998 ; coupe TNR de ce travail) (581.17/231.22), situé dans les Mittlerer Muschelsandstein, est daté à MN3 grâce à deux molaires d'*Eucricetodon* cf. *infralactorensis* (DE BEAUMONT *et al.*, 1984).

Dans la région de Tramelan, ANTENEN (1973) ne mentionnait pas de Grès coquillier sur son profil de La Tuilerie mais uniquement un Poudingue polygénique surmonté par les Sables à galets transgressant sur les

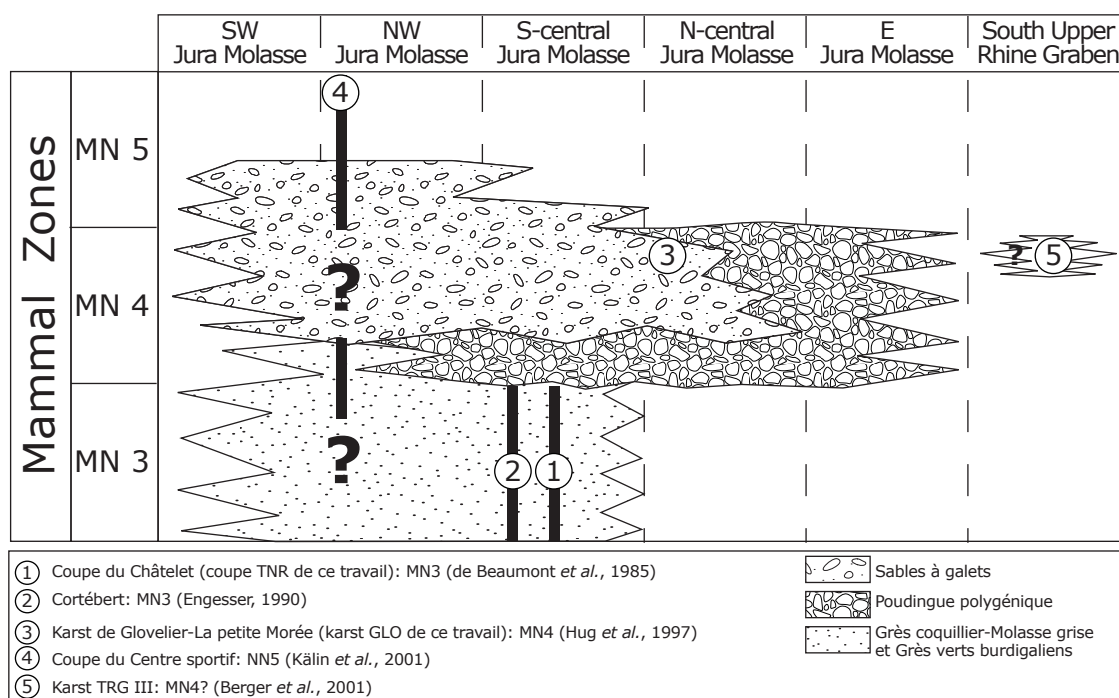


Fig. 2-4 Localisation, biostratigraphie et lithostratigraphie des Conglomérats & Grès de l'OMM.

Dans la Molasse du Jura, ANTENEN (1973) parle aussi de Grès coquillier. Il en considère trois horizons (Unterer-, Mittlerer-, Oberer Muschelsandstein) qu'il retrouve en alternance avec des dépôts de Molasse grise (Untere et Obere Graue Molasse). Il les décrit comme des grès calcaires grossiers, verdâtres, bréchiques compacts et bien stratifiés. Il observe des niveaux de Grès coquillier sur 8 coupes différentes (Forêt de Chindon, La Motte, Bévillard, Mévilier, Les Rondenois, Sur Frête, Court, Les Condémines) dans la région de Tavannes-Court, et à chaque fois il les retrouve en transgression sur les Calcaires delémontiens. Dans la Forêt de Chindon, où ce complexe Grès coquillier-Molasse grise n'est pas érodé par le

Calcaires delémontiens. Par contre le sondage Tramelan-La Tuilerie (577.35/230.90) (BERGER, communication écrite) montre clairement une cinquantaine de mètres de Grès coquillier transgressant sur les Calcaires delémontiens et surmonté par des faciès conglomératiques et sableux que l'on pourrait attribuer au Poudingue polygénique et aux Sables à galets.

Dans la Molasse du Jura, le complexe Grès coquillier-Molasse grise semble essentiellement restreint à la vallée de Tavannes-Chaluet (PFIRTER, 1997) ainsi qu'au synclinal de Péry-Reuchenette (ANTENEN, 1973), bien que VOGEL (1934) parle encore de Molasse grise dans le synclinal de Moutier.

ZIEGLER (1956), ANTENEN (1973) et WEIDMANN (1986) signalent encore quelques localités dans le synclinal de Sant-Imier (Cortébert et Cormoret) à affleurements de Grès coquillier. WEIDMANN (1986) décrit à Cortébert (574.620/226.800) une petite coupe temporaire, dont la riche faune de restes de poissons est identique à celle des autres faunes de Molasse burdigalienne. ENGESSER (1990) date cette localité de la zone à mammifère MN3 grâce *Pseudotheridomys* nov. sp..

Sur la feuille de Bieler See, SCHÄR (1971) signale des affleurements de Grès coquillier au Sud du lac de Biemme, au Jolimont. Il décrit des dépôts d'une puissance de 10-12m, sableux grossiers à conglomératiques, comportant des niveaux à dents de requins et des niveaux bréchiques à coquilles. Leur contenu minéralogique est dominé par l'épidote, le hornblende, le quartz et le feldspath. Cette série est surmontée par des grès blancs, gris-verts, glauconitiques et des marnes grises à intercalations de grès durs et grossiers, vraisemblablement un équivalent latéral de la Formation des Grès verts burdigaliens.

A.2 Molasse grise (graue Molasse)

Dans le Jura, la Molasse grise (BAUMBERGER, 1915) est étroitement liée au Grès coquillier, comme décrit ci-dessus. Sur le Plateau, on la retrouve essentiellement dans les régions des lacs subjurassiens de Neuchâtel, Morat et Biemme.

ANTENEN (1973) décrit des lithofaciès de grès, de sables et de minces lits argileux jaune clair à gris, micacés et azoïques. D'une puissance de 45-50m, cette formation se retrouve dans le Jura essentiellement dans le synclinal de Tramelan-Tavannes-Court, notamment au Nord-Ouest de Court et dans le vallon du Chaluet (Ruisseau-de-la-Combe-d'Eschert) et dans le synclinal de Perry-Reuchenette (PFIRTER, 1997). Dans la Forêt de Chandon, des travaux d'entretien de la route Tavannes-Tramelan ont mis au jour une nouvelle coupe montrant la transgression de la Molasse grise sur les Calcaires Delémontiens (coupe TT de ce travail) (580.20/231.88). VOGEL (1934) mentionne encore deux petits affleurements dans le synclinal de Moutier, le premier juste à l'Ouest d'Eschert et le deuxième juste au Sud-Ouest de Grandval.

On peut noter que ce terme de Molasse grise n'est pas très heureux, car il prête à confusion avec la Molasse grise de Lausanne (USM, Aquitanien) et avec la Molasse grise de Genève (Grès et Marnes Gris à Gypse, Chattien).

Cette formation, par corrélation avec le Grès coquillier, est datée du Burdigalien. Elle devrait d'ailleurs correspondre à un faciès particulier de cette dernière et ainsi y être intégrée.

A.3 Grès verts burdigaliens

Dans le synclinal du Locle - la Chaux-de-Fonds, ROLLIER (1911) distinguait sous le terme de Grès verts burdigaliens des grès verts azoïques, des grès coquilliers et des grès marneux gris, verts ou bleus, qu'il datait du Burdigalien supérieur d'après la faune de mollusques et d'oursins. KÄLIN *et al.* (2001) signalent également les sondages IGESA aux Eplatures (SN8 = 552.11/215.34, SN9 = 552.18/215.42) et les sondages de la Rue du Midi (sondage14 = 552.66/216.72, sondage15 = 552.66/216.67) dans la région de la Chaux-de-Fonds. A chaque fois les profils montrent entre 5 et 15m de Grès verts burdigaliens, reposant généralement sur le Crétacé (Valanginien) et étant surmontés par le Groupe des Marnes rouges & Gompholites de l'OMM (voir **2.2.3 Groupe des Marnes rouges & Gompholites de l'OMM**). Aucune datation n'a été déterminée.

Durant l'été 1999, en face de la gare du Crêt-du-Locele, une vaste fouille d'une centaine de mètres composée essentiellement de Marnes rouges & Gompholites de l'OMM (voir **2.2.3 Groupe des Marnes rouges & Gompholites de l'OMM**) a cependant révélé, à la base de la coupe, une quinzaine de mètres de Grès verts burdigaliens riches en fossiles marins (coupe CdL de ce travail) (550.75/214.20). Malheureusement, une fois encore, il n'a pas été possible de dater précisément ce faciès.

A l'extrémité Nord du synclinal des Ponts-de-Martel, WEIDMANN (1986) mentionne encore un sondage à La Sagne (551.05/209.39) dont le faciès de grès calcaires glauconieux jaune vert, à nettes stratifications entrecroisées, et la faune de requins semblent typiques des Grès verts burdigaliens. Rien ne permet de déterminer un âge précis pour cette localité, mais encore une fois l'association faunique découverte est identique à celle de la Molasse burdigalienne. Finalement KÄLIN *et al.* (2001) décrivent encore un affleurement au Sud du village des Ponts, Centre sportif (546.030/205.230). Les 8.5 premiers mètres de la coupe révèlent à nouveau un faciès typique des Grès verts burdigaliens surmonté par 3m de Poudingue polygénique à fragments d'huîtres. Le top de la coupe est constitué d'une vingtaine de mètres d'alternance de niveaux conglomératiques, gréseux, silteux et argileux saumâtres. Le faciès de cette partie supérieure

s'apparente à celui de la Gompholithe pralinée (voir **2.2.3 Groupe des Marnes rouges & Gompholites de l'OMM**) et a pu être daté de la zone NN5 grâce à une riche nannoflore.

Cette formation est un équivalent latéral de la Molasse grise. Tout comme cette dernière, elle devrait être intégrée dans la Formation du Grès coquillier.

B. Formations généralement attribuées au faciès « Helvétien »

B.1 Poudingue polygénique (polygene Nagelfluh, bunte Nagelfluh, bunte Nagelfluh von Corban, Molasse grossière marine, polygene Nagelfluh von Mettemberg)

Le terme de Poudingue polygénique, galets d'origines diverses pris dans une matrice sableuse, est défini par ROLLIER (1898). Il distinguait deux types de bunte (polygene) Nagelfluh suivant leur position géographique et la composition de leurs galets, à savoir des galets d'origine alpine (Sorvilier, Tramelan, Court, Moutier) ou des galets d'origine vosgienne (Undervelier, Corban, Vermes).

SCHLAICH (1934) donne la description suivante pour les affleurements de la région de Sorvilier : « il s'agit d'un poudingue bigarré, qui se compose principalement de galets de quartzite et d'une matrice chétive de sable grossier, jaunâtre, riche en micas. Un poudingue bigarré repose à Sorvilier directement sur une Molasse grise friable. D'une puissance d'environ 15m, le poudingue affleurant se distingue à sa base par de grands blocs mal arrondis et mal triés de Grès coquillier. Entre ces blocs, on retrouve de petits galets de quartzite, ainsi que des fragments de Grès coquillier. Au-dessus les blocs de Grès coquillier disparaissent et l'on retrouve les habituels galets de quartzite, qui forment une Molasse de sable argileux. » Cet affleurement de Sorvilier (590.00/231.40) est la localité type pour le Poudingue polygénique à galets alpins. SCHLAICH (1934) détermine la composition de ses galets et propose les proportions suivantes : 71% quartzites, 8% roches granitiques, 2% radiolarites, 4% Jurassique local (Malm), 6% Calcaires delémontiens et 4% Grès coquillier.

BIRKHÄUSER (1925) parle d'une série de Poudingue polygénique d'environ 6m d'épaisseur transgressant sur les Calcaires delémontiens dans la région de Undervelier, au lieu dit Le Mentois : « ... galets de la taille d'une noix à un oeuf principalement quartzitiques et porphyriques dans une matrice sableuse argileuse.

Bien que leur origine vraisemblable soit les Vosges, certains quartzites pourraient également provenir de régions plus méridionales. Les galets ne présentent aucun tri et sont composés également de galets locaux des assises de Malm. Plus haut dans la coupe, les galets disparaissent et les « polygene Nagelfluh » passent à des grès jaune vert, riches en bryozoaires et lamellibranches. ». Le Mentois (582.90/239.80) est la localité type pour le Poudingue polygénique à galets vosgiens (et de la Forêts Noire ?).

GREPPIN (1855) signale dans les environs de Corban (602.49/243.98) un affleurement de Poudingue polygénique (Bunte Nagelfluh von Corban), qu'il avait placé dans la Formation du Grès coquillier. La limite inférieure de la série est en contact avec les Calcaires delémontiens dont la surface du dernier banc montre des perforations de lithophages (pholades). ROLLIER (1898) donne également une description rapide de ce même affleurement, de haut en bas : « 1 m de marne sableuse verte ; 5 m molasse grossière, en feuillets, puis plus compacte, nombreux grains rouges ; débris de coquilles marines : *Pecten* sp.. Suite au bord de la Scheulte, à l'Ouest de Corban : 3m de grès-poudingue grossier, à éléments jurassiens et vosgiens, en petits bancs séparés par des sables. Calcaires delémontiens (avec un lit de marnes rouges). » Il nomme le niveau de molasse grossière Molasse grossière marine. Ce terme est en fait un synonyme de Poudingue polygénique et fut assez rapidement abandonné.

Plus tard LINIGER (1925) décrit à son tour cet affleurement : « Environ 150m à l'Ouest de la dernière habitation de Corban, dans un méandre de la Scheulte, les Calcaires delémontiens affleurent et forment une limite nette avec le Poudingue polygénique les surmontant. La surface supérieure de Calcaires delémontiens est lithophagée... Les galets de ce Poudingue polygénique sont composés en faible proportion par les assises jurassiques et les terrains tertiaires (Kimméridgien et Calcaires delémontiens), et en forte dominance par le massif des Vosges (Hauptrogenstein, Buntsandstein, quartzite blanc et gris, porphyrite de la région de Burbach). D'autres galets vosgiens (Kulmstein, Diabastuffe, ...) que l'on peut retrouver dans des affleurements plus jeunes du Groupe des Bois de Raube & Juranagelfluh, ne sont pas ou que très rarement représentés. » LINIGER (1925) détermine également la composition de ses galets et propose les proportions suivantes : 25% quartzite, 7% porphyre, 1% Kulmstein, 1% roches granitiques, 1% Buntsandstein, 8% Hauptrogenstein, 30% Jurassique local (Malm), 25% Calcaires delémontiens, 2% « Helvétien ».

STEHLIN (cité par LINIGER, 1925) nomme la Molasse grossière marine de ROLLIER (1898) les grünlichen Molassesandsteine, à ne pas confondre avec la Formation des Grès verts burdigaliens de La Chaux-de-Fonds (voir Grès verts burdigaliens, ci-dessus). Il signale un banc compact à *Ostrea giengensis* à la base de cette série dans la coupe de GREPPIN (1855) et ROLLIER (1898). Ce fossile, considéré comme fossile de faciès du Poudingue polygénique de la région de Mettembert et du Jura tabulaire bâlois, est également signalé par LINIGER (1925) dans ce même affleurement. Pour lui le Poudingue polygénique de Corban a une puissance de 3.2m, ce qui correspond au banc de grès-poudingue grossier de la coupe de ROLLIER (1898). Cependant, en y intégrant la Molasse grossière marine de ROLLIER (1898), la puissance du Poudingue polygénique atteint environ 8m. Les sédiments qui suivent représentent des sables fins, meubles, verdâtres qui forment une série de transition avant les Rote Mergel von Corban (voir **2.2.3 Groupe des Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM**).

On peut également retrouver sous l'église de Corban (GREPPIN, 1855 ; LINIGER, 1925 ; THEILER, 1998 ; coupe COR de ce travail) (603.20/243.85) cette série de transition marine (saumâtre ?) marno-sableuse verte. La coupe sous l'église de Corban montre un spectre de minéraux lourds dominé par le grenat, l'épidote, le zircon et la staurotide (KÄLIN, 1993). Pour ce travail et comme finalement LINIGER (1925) le considérait, cette série de transition est intégrée dans les Rote Mergel von Corban (voir **2.2.3 Groupe des Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM**), d'autant plus que les Sables à galets semblent absents dans la région (voir *Sables à galets*, ci-dessous).

BUXTORF & CHRIST (1936), KÄLIN (1993) et THEILER (1998) signalent encore quelques affleurements généralement déjà connus dans la partie Est du bassin de Delémont. On retiendra principalement celui de Mervelier (604.60/242.90), celui de Devant la Melt (604.65/242.02), et celui du Sud de Corban (603.44/243.370) (coupe Esther de ce travail) où le Poudingue polygénique est en contact avec les Calcaires delémontiens sous-jacents. La matrice du poudingue est calcaréo-sableuse ou parfois marno-sableuse rouge. Les galets, pouvant atteindre la taille d'un crâne, sont essentiellement des galets de Calcaires delémontiens, de Malm local et de quartzite, mais également de Buntsandstein et de Muschelkalk des Vosges. KÄLIN (1993) donne la composition et les proportions suivantes pour les galets de Devant la Melt : 16% Tertiaire (dont 14% de Calcaires delémontiens), 33% Malm, 4% Dogger, 1% Muschelkalk, 1% Buntsandstein, 27% quartzites, 9% roches cristallines, 6% Hornsteine.

Des affleurements isolés sont également connus dans le synclinal de Mettembert au Nord-Ouest de Delémont. LINIGER (1925) y signale des galets composés de quartzites et de porphyrites du Sud des Vosges, ainsi que de rares galets de Hauptrogenstein et de Malm. Il mentionne également au Pré Thiebaut une riche faune marine (*Turritella* sp., *Pecten* sp., *Ostrea* sp. et de dents de requins) très proche de celle de Corban. Dans un autre affleurement, dans la Forêt de Mettembert, LINIGER (1925) parle d'agglomérat à coquilles (Muschelagglomerat). Il donne une petite liste faunique composée de *Turritella* sp., *Cerithium* sp., *Natica* sp. et *Cytherea* sp.. Cette dernière localité avait déjà été visitée par GREPPIN (1874) qui donnait une liste faunique plus importante : *Turritella incrassata*, *Buccinum turonense*, *Columbella borsoni*, *Columbella mayeri*, *Trochus biangulatus*, *Erato laevis*, *Natica helicina*, *Natica redempta*, *Nerita möschi*, *Nerita funata*, *Pleurotoma nodulifera*, *Sol misarum*, *Bulla conoidea*, *Astarte plicata*, *Astarte striatula*, *Cardita crassicostata*, *Arca okeni*, *Arca preciosa*. Cependant ces faunes de mollusques marins de Mettembert sont souvent très mal conservées et présentent également des fossiles remaniés des Meeressand. La transgression de la mer « helvétique » dans la région laisse supposer un soulèvement antérieur de la partie Nord du bassin de Delémont. De plus ce terme d'agglomérat à coquilles (Muschelagglomerat) présente vraisemblablement un lithofaciès très proche de celui du Tenniker Muschelagglomerat et des Turritellenbreccien und Kalksandstein.

Toujours d'après LINIGER (1925), le Poudingue polygénique n'est qu'en partie marin et il peut également présenter des faciès fluvio-saumâtres. Ces dépôts sont interprétés comme des environnements d'embouchure de delta et de plage.

ANTENEN (1973) et PFIRTER (1997) présentent le Poudingue polygénique des synclinaux de Moutier et de Tramelan-Tavannes-Court comme un conglomérat dont les galets sont faiblement cimentés et leur origine tant alpine (essentiellement quartzite) que jurassienne locale (Malm, Calcaires delémontiens, localement à perforations de Pholades, Grès coquillier). Les affleurements dans la région se présentent souvent sous forme d'accumulations de galets (par exemple à l'Ouest de Soulce). Cette série peut atteindre une puissance de 25m. A Moutier, certains galets peuvent atteindre le diamètre de 0.35m alors qu'à Tavannes-Court des blocs de plusieurs m³ de Calcaires delémontiens et de Grès coquillier ont été recensés (NW de Court, dans le vallon du Chaluet). Dans le synclinal de Moutier (Le Côté, Crémines) un passage

stratigraphique normal des Calcaires delémontiens au Poudingue polygénique est attesté par BAUMBERGER (1923). Par contre à Tavannes-Court, cette formation est transgressive sur la Molasse alsacienne au Sud de Sorvilier (Antenen, 1973) et vraisemblablement sur la Molasse grise et le Grès coquillier burdigalien au Sud des Condémines (Court). Ainsi les affleurements du synclinal de Tramelan-Tavannes-Court laissent supposer un dépôt discontinu en chenaux. Lorsque le Poudingue polygénique existe, le Grès coquillier n'apparaît généralement qu'en galets remaniés dans celui-ci (SCHLAICH, 1934). Les galets de Malm attestent des mouvements tectoniques ante-burdigaliens dans le Jura.

Gisements de la région des synclinaux de Moutier et de Tramelan-Tavannes-Court : affleurement de La Tuilerie (ANTENEN, 1973), sondage de Tramelan - La Tuilerie (577.35/230.90) (BERGER comm. écrit.), Le Cornet (599.830/237.420), STEP de Court (593.200/232.430), Est de Sous-les-Roches (595.910/232.510) et Ouest du Ruisseau de la Combe d'Eschert (597.210/232.840).

Finalement les 30m de faciès marins du profil de la coupe du Centre sportif (546.030/205.230), au Sud du village des Ponts, montrent près de 3m de Poudingue polygénique à fragments d'huîtres (KÄLIN *et al.*, 2001).

B.2 Poudingue à fossiles albiens remaniés

Ce sont des conglomérats, à fossiles remaniés de l'Albien. Il se compose de galets de l'Hauterivien et de l'Albien, de quartzite, de silex, d'orthoalbitophyre et d'aiguilles phosphatées. Cette formation est restreinte au synclinal du Locle – La Chaux-de-Fonds, WAIBEL & BURRI (1961) y signalent un affleurement dans la région de la gare de La Chaux-de-Fonds (553.25/216.32 – 553.90/216.75) et un autre à la Rue de la Promenade (554.00/216.90). Elle est surmontée par les marnes vertes à *Ostrea crassissima*. FAVRE (1911) et BOURQUIN (1946) lui attribuent tous deux un âge « Helvétique ». Au-dessus des dépôts de Grès verts burdigaliens, la coupe CdL (550.75/214.20) de ce travail expose un banc de 3m de cette formation.

Cette formation semble montrer un lithofaciès très proche de la Gompholithe jurassique du Locle (voir **2.2.3 Marnes rouges & Gompholites de l'OMM**), mais la présence de quartzite m'incite pour l'instant à la laisser dans ce groupe. Elle devrait alors être intégrée dans la Formation du Poudingue polygénique.

Tenniker Muschelagglomerat (*Molluskenagglomerat*, *Citharellenkalk*, *Randengrobkalk*)

MERIAN (1836) est le premier à décrire les dépôts tertiaires de la Tennikerfluh (628.500/254.575), localité type du Tenniker Muschelagglomerat. Cette formation, d'une puissance de 6-8m, se définit à la base par des sédiments bréchiques, riches en fragments de coquilles et gastéropodes roulés, à galets quartzitiques et calcaires, et à rares éléments cristallins. Elle passe au sommet à un calcaire poreux rougeâtre où les restes de coquilles viennent à manquer (BUXTOFF, 1901). Elle repose sur une surface d'abrasion du Hauptrogenstein perforée par des pholades. Son contenu fossile se compose de *Pectunculus* sp., *Nerita* sp. et *Turritella doublieri*.

KÄLIN (1993) détermine la composition des galets de la Tenniker Flue (628.52/254.56) et propose les proportions suivantes : 6% Tertiaire, 49% Malm, 2% Dogger, 1% Muschelkalk, 19% quartzite, 2% roches granitiques et 8% Hornsteine.

Leur extension géographique est restreinte au Jura tabulaire bâlois (Diegten, Tenniken, Känerkinden, Rünenberg, Ziefen).

Cette formation pourrait représenter un lithofaciès à intégrer dans la Formation du Poudingue polygénique.

B.3 Turritellenbreccien und Kalksandstein

FISCHER (1965) décrit les faciès des « Turritellenbreccien und Kalksandstein » (agglomérat de coquilles et grès grossier polygénique) dans le petit synclinal de Kiffis-Saalhof (595.800/254.500). Il les associe aux témoins les plus nordiques de la transgression Sud-helvétique. Leurs équivalents orientaux affleurent dans la vallée du Lützel, à Seewen, à Sissach et à Hauenstein, et semblent tracer une ligne de côte septentrionale E-W. A l'Ouest FISCHER (1965) fait plonger cette ligne de côte vers le Sud en la faisant passer par Mettembert, Undervelier et Montfaucon. Si tel est le cas, il serait fort possible que le Juranagelflüh von Montfaucon (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelflüh & Glimmersandschüttung**) soit un équivalent latéral des Marnes rouges & Gompholites de l'OMM (voir **2.2.3 Marnes rouges & Gompholites de l'OMM**).

Le contenu fossile de cette formation se compose de *Turritella turris*, d'huîtres, de fragments d'échinodermes et de bryozoaires, et de foraminifères (milioles, elphidiidés et discorbidés).

Cette formation, tout comme le Tenniker Muschelagglomerat ci-dessus, pourrait représenter un lithofaciès à intégrer dans la Formation du Poudingue polygénique.

B.4 Marine Bildungen

Cette notion est utilisée par BUXTORF & CHRIST (1936) dans la notice de la feuille de Laufon pour tous les dépôts marins de l'OMM à qui il est difficile de donner une attribution précise en termes de formation. Elle désigne des dépôts marneux, sableux ou bréchi-ques à coquilles. Les auteurs signalent uniquement une série d'affleurements de faible importance localisés dans les synclinaux de Laufon et de Hölstein. KÄLIN (1993) signale environ 3m de grès marin à la base des profils de Gisiberg (629.00/254.56) et de Girlang (609.700/246.025).

- Reliques de brèches à coquilles : Seewen, Ebnet (619.10/253.60), Belch (617.80/253.40), Geisgädeler (617.30/253.60) et (617.00/253.00), Loorain
- Marnes et grès : Lagenberg (613.80/250.85)
- Grès : Erschwil, Girlang (609.700/246.025)

B.5 Sables à galets (*Geröllsande*)

ROLLIER (1892) définit cette formation dans le synclinal de Saint Imier. Il s'agit d'une série de 5.5m composée de galets jointifs et d'une matrice sablo-marneuse jaune riche en quartz et à ciment calcaire limonitique multicolore. Les galets présentent des dimensions pouvant atteindre la taille d'un crâne et sont fréquemment associés à des fossiles (*Helix (Cepaea) silvana* et *Paludina (Vivipara) curtelariensis*). Ils sont très bien arrondis.

ZIEGLER (1956) donne un inventaire de 250 galets : 59% quartzite, 23% éléments cristallins (granitique), 10% calcaires jurassiques locaux, 5% grès, 2.5% graviers calcaires et 0.5% Hornstein.

Ces sables à galets sont limités au synclinal de Saint-Imier et la sablière de Hohlweg (573.30/226.44) près de Courtelary en est la localité type.

PFIRTER (1997) décrit dans les synclinaux de Moutier et de Tramelan-Tavannes-Court une série de sables brun-jaune ou gris olive, micacé et quartzeux, pauvres en carbonates, par endroits légèrement argileux, également sous la dénomination de Sables à galets. Ces dépôts contiennent fréquemment des galets isolés, principalement des quartzites, atteignant

jusqu'à 0.16m de diamètre. Les affleurements sont très souvent de mauvaise qualité. Ils sont transgressifs soit sur les Calcaires delémontiens, soit sur le Grès coquillier, soit sur le Poudingue polygénique. La présence de fossiles (*Cerithium*) laisse supposer un environnement essentiellement marin, avec cependant une influence continentale dans la partie supérieure, visible par exemple dans la sablière abandonnée La Cray (Bévilard), et probablement dans celle de l'extrémité orientale du Vélé (Court). Une distinction lithologique entre sables marins et continentaux sur le terrain n'est pas possible.

Ces Sables à galets sont présents à Tramelan (sondage Tramelan - La Tuilerie et localité de la Tuilerie de ANTENEN, 1973) (577.35/230.90), dans les régions de Soulce-Vermes (entre Rebeuvelier et Vermes), de Moutier-Grandval (coeur du Synclinal à l'Est de Moutier) et de Tavannes-Court (entre Malleray et le vallon de Chaluet). D'après PFIRTER (1997) cette formation pourrait atteindre une puissance maximale de 130m.

B.6 Sables à *Cerithium crassum*

Cette série est décrite par SCHLAICH (1934) dans la région de Court : « ...au-dessus des Nagelfluh vindoboniens, on trouve de tendre grès et sables, qui se rencontrent entre Bévilard et Court, de 200m d'épaisseur, dont la lithologie se divise en deux :

- Une partie inférieure : sable fin jaune brun, sans fossile, de l'Helvétien nommé « helvetische Sande ».
- Une partie médiane et supérieure : la série sableuse devient plus grossière avec des intercalations de galets quartzitiques. Au sommet quelques fossiles. Helvétien et passage Helvétien-Tortonien. »

ROLLIER (1898) avait nommé cette série Sables à *Cerithium crassum* et *Ostrea giengensis* ou *gryphoides*. Il les décrivait en couches alternant avec celles du Poudingue polygénique. A leur base (Tramelan, Malleray), il les trouvait mélangés avec le poudingue polygénique, alors qu'au sommet (Court) ils paraissent être au-dessus.

Plus tard ROLLIER (1910) dit que *Cerithium crassum* est une fausse détermination et le change en *Cerithium (Tympantomus) lignitarum*. Cette espèce a une grande propagation horizontale, mais se limite à des affleurements suisses de l'Helvétien (ROHTPLETZ, 1933).

A Sorvilier, ces sables reposent sur le Poudingue polygénique. A Court, où il n'y a pas de Poudingue polygénique, ils reposent directement sur le Grès coquillier. A Malleray, où il n'y a ni Grès coquillier, ni Poudingue polygénique, ils reposent directement sur les Calcaires delémontiens, dont le sommet est perforé par des pholades. Cette propagation illustre irrémédiablement la transgression de l'« Helvétique ».

Les meilleurs affleurements se situent dans la vallée de la Birse entre Malleray et Court et dans la vallée de Tavannes et Tramelan. Cette formation devrait être intégrée dans la Formation des Sables à galets.

B.7 OMM de Foradrai et Glovelier

CLÉMENT & BERGER (1999) citent un petit niveau marin d'environ 2m en contact direct sur le Malm dans un forage (GL FOR 2) (579.97/240.49) de la région de Foradrai. Le lithofaciès de cette OMM est un calcaire gréseux massif beige à ocre contenant de gros clastes et bioclastes, et une marne à forte composante calcaire-gréseuse. La microfaune est composée de divers tests de foraminifères benthiques (Rotaliidae indet.) et de fragments de bryozoaires et d'échinodermes. Cette découverte a permis de révéler pour la première fois l'existence de dépôts molassiques dans la région et surtout de dépôts marins de l'OMM. Malheureusement aucune datation directe n'a pu être établie. Cependant une quinzaine de mètres de niveaux lacustres de l'OSM, dénommé par CLÉMENT (1998) Calcaires de Foradrai, surmontent cet OMM. Ces calcaires ont été datés de l'intervalle MN5-8, et plus probablement du niveau Tobel-Hombrechtikon (voir 2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM).

Au Nord-Ouest de Foradrai, dans la carrière de La petite Morée près de Glovelier, HUG *et al.* (1997) citent une série de poches karstiques à remplissage marin (karst GLO de ce travail) (580.36/242.08), où une importante faune de micromammifères (*Galerix* aff. *symeoidisi*, *Democricetoon* aff. *franconicus*, *Melissiodon dominans*, *Pseudodryomys simplicidens*, *Microdyromys legidensis*, *Microdyromys koenigswaldi*, *Prolagus* cf. *vasconiensis*) et de foraminifères benthiques (*Cyclamina* sp., *Eponides* sp., *Nonion* sp., *Rosalina* sp., *Cibicides* sp., *Elphidium* sp., Rotaliidae indet.) a été mise au jour (karst GLO de ce travail). Le lithofaciès de ces dépôts est similaire à celui du forage de Foradrai. Certains niveaux sableux présentent une forte dominance de galets jurassiques locaux, mais également quelques Quartzites et Porphyres des Vosges. Cette localité a été datée de la zone à mammifère

MN4 et constitue le seul affleurement marin daté avec précision de la région.

Aujourd'hui il est courant d'utiliser le terme de synclinal de Foradrai pour ces deux localités de Foradrai et de Glovelier - La petite Morée (CLÉMENT & BERGER, 1999), mais dans ce travail, j'ai préféré les intégrer au synclinal de Delémont. Leur lithofaciès pourrait être rattaché à la Formation des Sables à galets. De plus ils ont une importance capitale pour la reconstitution paléogéographique de l'OMM, puisqu'ils caractérisent à la fois l'extension maximale stratigraphique et géographique de cette mer dans la région.

B.8 OMM, karst du Gazoduc TRG3

La tranchée des travaux de construction du gazoduc TRG3 a révélé, au Nord-Ouest de Merzelen (601.70/257.90), un karst rempli par du matériel brun-beige silteux, argileux et gréseux, avec la présence de pisolithes de fer. Le sédiment lavé (env. 25kg) a montré la présence d'os, et de dents de poissons appartenant à des requins et des Spiridae. La faune paraît donc marine, et pourrait avoir un cachet miocène selon les premières investigations (BERGER *et al.*, 2001). Si tel est le cas, ce karst pourrait être comparable à celui de Glovelier (karst GLO de ce travail), qui est daté par micromammifères de la zone MN4 (HUG *et al.*, 2004).

2.2.3 Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM

Définition

J'ai regroupé sous le terme Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM toutes les formations à lithofaciès marneux et gompholithique passant latéralement de l'un à l'autre. Les milieux de dépôts de ce groupe se montrent variés et changeants (terrestre, saumâtre et marin).

Le lithofaciès gompholithique de ce groupe semble essentiellement limiter aux synclinaux du Jura neuchâtelois et vaudois (synclinal du Locle - La Chaux-de-Fonds, synclinal des Verrières et synclinal des Brenets).

Dans le synclinal des Ponts-de-Martel les alternances de niveaux conglomératiques, gréseux, silteux et argileux saumâtres des profils du Centre sportif (546.03/205.23) et du Bied (545.74/204.82) sont assimilés à ce groupe.

En plus des synclinaux neuchâtelois et vaudois, le lithofaciès marneux se prolonge encore jusque dans le synclinal de Delémont avec les Rote Mergel von Corban et les Rote Mergel des Mont Chaibeux et dans le synclinal de Laufon avec le Roter kalk mit Landschnecken. Dans le Jura tabulaire de Bâle, d'Argovie, et plus à l'Ouest à Randen et dans le Jura souabe on retrouve encore les Helicidenmergel.

Position stratigraphique

Les formations de ce groupe reposent généralement de manière transgressive et ravinante sur les Conglomérats & Grès de l'OMM (voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM**). Cependant on les retrouve directement en contact avec le Mésozoïque dans le synclinal des Brenets, à Villers-le-Lac. Dans le synclinal de Delémont, les Rote Mergel des Mont Chaibeux reposent quant à elles sur la Molasse alsacienne supérieure de la Beuchille (voir **2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**).

Age

L'âge des Marnes rouges & Gompholites à n'a jamais pu être déterminé avec précision. Son attribution par les anciens auteurs (FAVRE, 1911 ; WAIBEL 1925 ; BOURQUIN, 1946) à l'« Helvétien » résulte de l'âge des formations encadrantes et de la comparaison avec la biostratigraphie de la Molasse du plateau.

Les Marnes rouges saumâtres des sondages de l'usine Cridor (554.13/217.57) (synclinal du Locle – La Chaux-de-Fonds) sont datées de la zone à mammifères MN6 et les Marnes rouges continentales du profil de Villers-le-Lac (542.32/212.26) (synclinal des Brenets) sont datées de la zone à mammifères MN5 (KÄLIN *et al.*, 2001).

Dans le synclinal des Ponts-de-Martel le faciès gompholithique de la partie supérieure de la coupe du Centre sportif (546.03/205.23) est daté de la zone NN5. Trois cents mètres plus au Sud-Ouest, le sommet du profil du Bied (545.74/204.82) présente des niveaux marno-argileux vert sombre à riche faune de micromammifères datée de MN5. Le faciès de ce gisement est complètement continental et pourrait déjà appartenir à l'OSM. Cependant je l'intègre tout de même dans le groupe des Marnes rouges &

Gompholites, vu la variation des milieux de dépôts de ce dernier (terrestre, saumâtre et marin) (KÄLIN *et al.*, 2001).

La révision et la réactualisation de quelques données de la littérature apportent elles aussi quelques nouveautés à la biostratigraphie de ce groupe. En ville de la Chaux-de-Fonds, dans le gisement de la Rue des Régionaux (553.75/216.70), la présence d'une canine de *Listriodon splendens* dans les Marnes rouges et vertes à *Helix* donne une indication sur un âge MN6 ou plus jeune (WAIBEL & BURRI, 1961).

MIEG & STEHLIN (1908) présentent un gisement à macromammifères dans une sablière à faciès saumâtre de la région de Kandern, près du village de Hammersstein dans le Haut Rhin. Il n'est certes pas possible d'attribuer cette localité de manière certaine au Groupe des Marnes rouges & Gompholites de l'OMM, mais elle semble tout de même exposer le jalon le plus nordique de la mer « helvétique ». La faune, à côté des restes de mollusques (*Cerithes*, *Cardium*, *Hydrobies...*), de requins, de tortues et de crocodiles, se compose de *Gomphotherium angustidens* (MN4-7 ; GÖHLICH, 1999), *Hyotherium soemmeringi* (MN5-6 ; FORTELIUS *et al.*, 1996), *Palaeomeryx kaupi* (MN4-6 ; GENTRY *et al.*, 1999), *Dicrocerus elegans* (MN5-6 ; GENTRY *et al.*, 1999), *Dicrocerus furcatus* (?), *Pseudocyon sansaniensis* (MN6 ; GINSBURG, 1999). Cet ensemble de restes de mammifères suppose une taphocénose typique, dont l'âge doit se situer entre MN5 et MN6.

Les données biostratigraphiques de ce groupe se résument ainsi :

Sondage du Cridor (KÄLIN <i>et al.</i> , 2001)	(554.13/217.57)	Marnes rouges	saumâtre	MN6
Coupe de Villers-le-Lac (KÄLIN <i>et al.</i> , 2001)	(542.32/212.26)	Marnes rouges	continental	MN5
Top de la coupe du Centre sportif (KÄLIN <i>et al.</i> , 2001)	(546.03/205.23)	Gompholithe	marin	NN5
Coupe du Bied (KÄLIN <i>et al.</i> , 2001)	(545.74/204.82)	Marnes rouges ?	continental	MN5
Gisement de la Rue des Régionaux ? (WAIBEL & BURRI, 1961)	(553.75/216.70) ?	Marnes rouges	continental ?	≥MN6 ?
Gisement de Hammerstein (MIEG & STEHLIN, 1908)	Haut Rhin	?	saumâtre	MN5-6 ?

Ainsi les Marnes rouges & Gompholites de l'OMM se déposent dans leur ensemble durant l'intervalle MN5-6, ce qui correspond approximativement au Langhien et au Serravalien inférieur (Fig. 2-5).

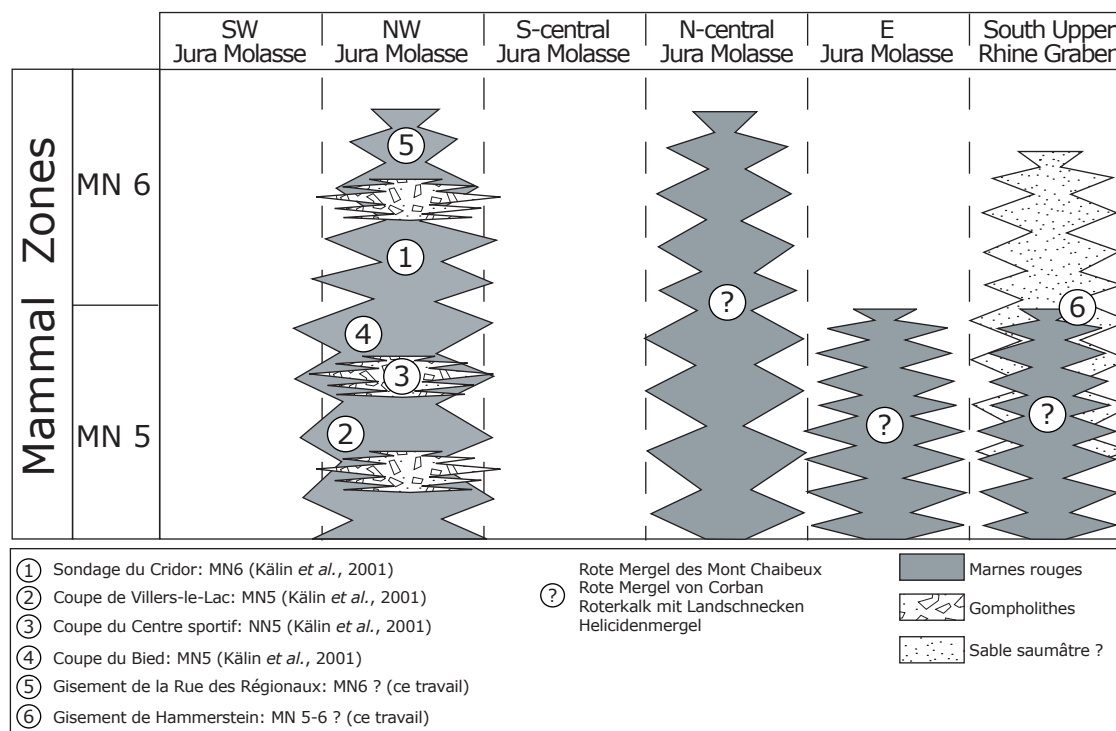


Fig. 2-5 Localisation, biostratigraphie et lithostratigraphie des Marnes rouges & Gompholites de l'OMM.

Formations regroupées sous le terme Marnes rouges & Gompholites de l'OMM

A. Formations généralement attribuées aux Marnes rouges

Aujourd'hui on penche pour une vision synthétique, qui parle pour une synonymie entre les Marnes rouges et vertes à Helix, les Rote Mergel des Mont Chaibeux, les Rote Mergel von Corban, Marnes vertes à *Ostrea crassissima*, le Roter kalk mit Landschnecken, et dans une moindre mesure les Helicidenmergel. Leur puissance est d'environ 30m.

A.1 Marnes vertes à *Ostrea crassissima*

Ce terme est introduit par FAVRE (1911) lors de ses travaux sur la description géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds.

BOURQUIN (1946) décrit des affleurements au SW de la Gare de La Chaux-de-Fonds et dans la région du Locle, au lieu dit « Les Eroges ». Il mentionne une série des Marnes vertes à *Ostrea crassissima* surmontant des conglomérats de l'« Helvétien » (voir 2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM) et recouvertes par la Formation des Marnes rouges et vertes à *Helix* également de l'« Helvétien ».

Cette formation n'a qu'une valeur locale et est restreinte au synclinal du Locle – La Chaux-de-Fonds. Les anciens auteurs la datent communément de l'« Helvétien ». Elle pourrait également définir, par analogie aux affleurements de Corban, coupe de GREPPIN (1855) et ROLLIER (1898) (602.49/243.98) et coupe de l'église de Corban (GREPPIN, 1855 ; ROLLIER 1898 ; LINIGER, 1925 ; THEILER, 1998 ; coupe COR de ce travail) (603.20/243.85), une série de transition avant les Marnes rouges et vertes à *Helix* (voir 2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM).

A.2 Marnes rouges et vertes à *Helix* (Marnes rouges, Marnes à *Helix rubra*)

FAVRE (1911) donne la description suivante pour des affleurements de la région de La Chaux-de-Fonds et du Locle : « En général cette marne assez fortement argileuse est rouge, panachée de blanc, mais parfois elle est gris blanchâtre, gris verdâtre ou jaune rouge. Elle est parsemée de concrétions calcaires, crayeuses, blanches, irrégulières et de forme bizarre. Souvent elle contient plutôt à sa partie supérieure de nombreux petits galets arrondis ou tout au moins à angles très émoussés. » Les fossiles retrouvés sont dominés par des « *Helix* » déterminés par certains auteurs comme *Helix larteti* et par d'autres comme *Cepaea eversa baumbergeri*. On retrouve aussi fréquemment des fossiles remaniés de l'Hauterivien.

Cette formation présente un faciès saumâtre, contenant de rares veines et nodules de pyrite, et des lentilles de gypse. Elle repose sur un conglomérat à fossiles remaniés de l'Albien (voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM**) et est surmontée par des conglomérats à *Microdium elegans*. Elle a une puissance de 10 à 15m et se retrouve souvent en alternance avec la Gompholithe (FAVRE, 1911). Les anciens auteurs (FAVRE, 1911 ; BOURQUIN, 1946) la datent communément de l'« Helvétien » et en font un équivalent latéral de lithofaciès des Helicidenmergel. Sa distribution géographique se limite au synclinal du Locle - La Chaux-de-Fonds. WAIBEL & BURRI (1961) signalent la localité type de La Chaux-de-Fonds (553.75/216.70), ce qui correspond au gisement de la Rue des Régionaux.

WAIBEL & BURRI (1961) mentionnent encore la présence d'une canine de *Listriodon splendens* (Suidae), vraisemblablement dans le gisement de la Rue des Régionaux (553.75/216.70) de La Chaux-de-Fonds. Cette espèce était déjà signalée au 19^{ème} siècle dans le gisement de la Place du Marché (553.930/217.25) de La Chaux-de-Fonds (MN7/8) (VAN DER MADE, 1998), certainement dans des niveaux de l'« Oeningien » (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**). Bien évidemment ni le faciès, ni la biostratigraphie supposés de cette localité de la Place du Marché ne correspondent aux caractéristiques des Marnes rouges et vertes à *Helix*. Cependant FORTELIUS *et al.* (1996) mentionnent d'autres localités à *Listriodon splendens* dès MN6, en Allemagne (Neudorf Sandberg) et ailleurs en Europe centrale (Pasalar, Prebreza). Ainsi la présence de cette espèce dans les Marnes rouges et vertes à *Helix* pourrait être non seulement plausible mais aussi un élément important pour la datation de cette formation.

Les dépôts décrits par NICOLET (1839) et BOURQUIN (1946) dans le synclinal du Locle - La Chaux-de-Fonds sous le terme de Marnes à *Helix rubra* sont considérés comme équivalent à cette Formation des Marnes rouges et vertes à *Helix*. WAIBEL & BURRI (1961) signalent deux localités dans la région de La Chaux-de-Fonds (553.75/216.70 et 553.87/216.72).

ROLLIER (1911) utilise également le terme de Marne rouge comme synonyme des Marnes rouges et vertes à *Helix*, notamment dans la carte géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds.

Les Marnes rouges et vertes à *Helix* pourraient être un équivalent latéral des Rote Mergel von Corban et des Rote Mergel des Mont Chaibeux.

Récemment KÄLIN *et al.* (2001) ont décrit une série de localités dans la région de la Chaux-de-Fonds, dont 3 sondages à l'usine Cridor. Leur lithofaciès est composé essentiellement d'argiles rubanées grises, vertes ou noires, souvent riches en rosettes de gypse et/ou en pyrite. FAVRE (1911) considérait ces dépôts comme un équivalent latéral de la Marne rouge. Dans ce travail, je les considère comme faisant partie de la Formation des Marnes rouges et vertes à *Helix*. Stratigraphiquement ils se situent entre l'« Oeningien » (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**) et les Grès verts burdigaliens (voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM**). Leur faune et leur flore témoignent de milieux de dépôt variés et changeants. Ils peuvent être terrestres, saumâtres ou marins. Le sondage Cridor2 (554.13/217.57) a même permis une datation MN6 grâce à la découverte de *Cricetodon* sp. et *Miodymys aegercii*.

Une dernière localité dans la région de La Chaux-de-Fonds est le profil de la Rue du Midi (sondage14 = 552.66/216.72) en ville de La Chaux-de-Fonds. Son profil présente également plusieurs niveaux à faciès gompholithique et à faciès de Grès verts burdigaliens (voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM**).

Au Crêt-du-Locele, la coupe CdL de ce travail (550.75/214.20) présente une quinzaine de mètres de marnes rouges à lithofaciès caractéristique des Marnes rouges et vertes à *Helix* transgressant sur les Grès verts burdigaliens (voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM**). Malheureusement ni les lavages, ni les nannofossiles n'ont permis de datation. Sur cette même coupe, on retrouve également plus de 50m de Gompholithe jurassique du Locle (voir *Gompholithe jurassique du Locle*, ci-dessous) et quelques mètres de marnes beige-brun du faciès « oeningien » (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**).

Toujours dans la région du Locle, le sondage des Billodes (546.82/211.70) présente plus de 15m de marnes rouges et vertes à faune marine franche à la base et saumâtre au sommet (KÄLIN *et al.*, 2001). Les 5 derniers mètres de ce sondage montrent encore quelques mètres de Gompholithe.

KÄLIN *et al.* (2001) décrivent encore le profil Villers-le-lac (542.32/212.26) dans le synclinal des Brenets. Le lithofaciès est composé de près de 25m de marnes rouges, grises et noires et de passées grossières de type Gompholithe, transgressant sur le Crétacé. La faune exclusivement continentale a permis une datation MN5 grâce à deux dents de *Megacricetodon* aff. *bavaricus*.

Finalement le sommet du profil du Bied (545.74/204.82) présente des niveaux marno-argileux vert sombre. Une riche faune de micromammifères, dont *Megacricetodon* aff. *bavaricus*, découvert dans un de ces niveaux sombres a permis une datation MN5 (KÄLIN *et al.*, 2001). Le faciès de ce gisement est complètement continental et pourrait marquer le top des Marnes rouges & Gompholithes dans le synclinal des Ponts-de-Martel.

A.3 Helicidenmergel

MOESCH (1857) : « Partout dans le Jura argovien, de Wölflinswil à Herznach, Zeihen, Linn et Bötzbegg, on retrouve des séries de marnes plastiques rouges ; elles se retrouvent tant sur et sous les Juranagelfluh qu'à l'intérieur, et peuvent atteindre une puissance de 3m. Par endroits elles peuvent devenir plus calcaires, comme à Zeihen où elles sont très indurées. Leur contenu fossilifère est toujours très riche en hélicidés avec les espèces suivantes : *Helix depressa*, *Helix sylvestrina*, *Helix rugulosa* ».

MOESCH (1857) utilise le terme d'Helicidenmergel exclusivement pour les marnes à hélicidés qui se déposent sur les Juranagelfluh, par opposition aux Marnes rouges (Rote Mergel), soi-disant dépourvues d'hélicidés, que l'on retrouve sous les Juranagelfluh. Plus tard de nombreux auteurs généralisent cette notion à toutes les marnes et argiles déposées au-dessous, à l'intérieur et au-dessus des Juranagelfluh dans le Jura tabulaire de Bâle et d'Argovie, en Hegau et dans le Jura souabe. Ceci a naturellement donné lieu à de nombreuses confusions. Par la suite LEUZE (1921) propose de définir les marnes rouges sous-jacentes aux Juranagelfluh comme « roter Uebergangshorizont ». D'après JOOS (1922), il n'y a que de minimes différences fauniques entre le « roter Uebergangshorizont » de LEUZE (1921) et les Helicidenmergel de MOESCH (1857). La faune, riche en individus et pauvre en genre, demeure constante dans les niveaux sous- et sus-jacents aux Juranagelfluh, ainsi que dans les niveaux marneux intercalés à l'intérieur. Ceci reste également valable pour la propagation faunique latérale.

Les Helicidenmergel se placent d'après MOESCH (1857) dans l'« Helvétien supérieur » et pourraient atteindre une puissance maximale de 100m. Elles sont connues dans le Jura tabulaire de Bâle, d'Argovie, et plus à l'Est à Randen et dans le Jura souabe. Les marnes rouges rencontrées dans le Jura neuchâtelois au Locle (voir *Marnes rouges et vertes à Helix*, ci-dessous) et dans les Verrières (? Marnes à *Helix silvana*) sont considérées comme leur équivalent.

A.4 Rote Mergel von Corban

LINIGER (1925) donne la description suivante de la coupe située sous l'église de Corban (GREPPIN, 1855 ; THEILER, 1998 ; coupe COR de ce travail) (603.20/243.85), de haut en bas :

1	Marnes rouges visible (5m selon Greppin, 1855)	0.5m
2	Sable vert et rouge à galets et galets mous	0.45-0.50m
3	Sable vert et rouge à galets vosgiens, dont la base présente des fragments de calcaire d'eau douce remaniés et perforés	0.1m
4	Calcaire d'eau douce, dont la surface supérieure du dernier banc est en partie perforée, bitumineux, riche en Limnès et Planorbis	0.35-0.40m
5	Marnes calcaires bariolées	1-2m
6	Calcaire d'eau douce grossièrement lité, avec de nombreux <i>Helix</i> sp.	?

Les couches 6-4 sont clairement limniques. Bien que LINIGER (1925) n'en fasse pas mention, le lithofaciès de ces calcaires appartient sans aucun doute à la Formation des Calcaires delémontiens (voir **2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**).

La couche 3 présente un faciès saumâtre et semble matérialiser une brève transgression marine. Elle souligne en fait la base de la zone de transition (Formation des grünlichen Molassesandsteine de STEHLIN, voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM**) vers les Rote Mergel von Corban.

Les gastéropodes terrestres, que l'on retrouve dans les Calcaires delémontiens des couches 6-4, présentent toujours des moules internes dans un état de conservation médiocre. ROLLIER (1910) déterminait l'espèce *Helix renevieri*, qui incita LINIGER (1925), tout comme Rollier (1898) l'avait fait, à placer ces niveaux dans le Tortonien inférieur. PICOT *et al.* (1999) ont révisé la biostratigraphie des Calcaires delémontiens et leur attribuent un âge MP29-MN1.

Le profil de Rollier (1898), à l'Ouest du village de Corban, montre des intercalations de lithofaciès calcaires et sableux dans la série. ROLLIER (1898) et LINIGER (1925) estiment une puissance maximale de 30m.

WAIBEL (1925) date les dépôts de Corban, à savoir les Rote Mergel von Corban de l'« Helvétien ». Cette série, tout comme les bunte Nagelfluh von Corban, est limitée aux environs de Corban ; l'affleurement sous l'église (603.20/243.85) en est la localité type.

STEHLIN (1914) mentionne encore, dans sa publication sur les localités à mammifères de la Molasse suisse, des restes de rongeur à Corban, qu'il détermine comme *Rodens gen. et spec. nov.*

Cette formation pourrait être un équivalent latéral de lithofaciès des Marnes rouges et vertes à Helix.

A.5 Rote Mergel des Mont Chaibeux

LINIGER (1925) décrit à la base du Montchaibeux (env. 3km au sud de la gare de Delémont) une bande continue de marnes sableuses bariolées. Il signale un bel affleurement dans une grande sablière abandonnée (localité type) (594.15/243.10), environ 500m à l'ouest de la gare de Courrendlin, et donne la description suivante, de haut en bas :

1	Terrain cultivable et chaille	?
2	Marne compacte brun-rouge brique, à charbon et conglomérat de galets vosgiens	0.5m
3	Sable vert clair, fin ; les niveaux inférieurs contiennent des niveaux à galets de Calcaires delémontiens perforés, de chétifs fragments de coquilles d'huîtres, quelques galets vosgiens	0.6m
4	Marnes rouges, bariolées, et sables finement lités	1-1.2m
5	Idem que 4, parfois en couches, parfois en amas de galets vosgiens	0.2m
6	Sable micacé jaunâtre	1.5m
7	Grès et sable à des galets mous	1.4m
8	Grès en bancs réguliers riche en caliche, avec une couche à feuilles (<i>Cinnamomum</i>) 1m au-dessus du sol de la sablière	?

Les niveaux 2-5 présentent un lithofaciès de Marne rouge, alors que les niveaux 6-8 sont attribués à la Formation de la Molasse alsacienne supérieure (voir **2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**). Toujours d'après LINIGER (1925), « ...ces marnes se retrouvent sur le petit plateau au sud-est de Rossemaison (réservoir). Des fragment d'huîtres (*Ostrea giengensis*), des fragments de *Pecten* (*Pecten cf. praescabriusculus*), de vilains *Helix* (moule interne, ? *Helix rugulosa*), des galets et des fragments anguleux de Calcaires delémontiens en partie perforés, et enfin des galets vosgiens sont assez fréquents dans l'excavation du réservoir. » Les couches sous-jacentes ne sont pas visibles, cependant la Molasse alsacienne a été observée à Rossemaison et à la Beuchille (coupe BEU de ce travail) (593.12/244.58).

GREPPIN (1855) considère les marnes à huîtres comme Meeressand (voir **2.1. Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**). Ceci semble fortement

improbable, tant par l'incompatibilité du lithofaciès que par la présence d'*Ostrea giengensis* dans des niveaux du Paléogène.

Il n'est pas facile d'attribuer un âge aux Rote Mergel des Mont Chaibeux. Cependant pour LINIGER (1925) il réside tout de même quelques certitudes dans les données suivantes :

« Les fragments roulés et perforés de Calcaires delémontiens ainsi que les fragments de fossiles marins parlent pour une formation post aquitanienne »

« On pourrait envisager une solution satisfaisante avec l'hypothèse, selon laquelle la série complète de sables et marnes bariolés est composée de matériel fluviatile remanié. Ainsi les Marnes rouges tortoniennes, le Vindobonien inférieur, le Delémontien et la Molasse alsacienne auraient été déposés de la même manière. Le Vindobonien inférieur marin aurait livré des fossiles marins et fragments perforés de Calcaires delémontiens. Le remaniement et le dépôt des niveaux sous-jacents expliqueraient également la superposition des Marnes bariolées sur la Molasse alsacienne ».

Il n'existe pas de limite supérieure nette pour ces Rote Mergel des Mont Chaibeux. Elles montrent un passage progressif avec les Dinotheriumsande sus-jacents (voir 2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung). LINIGER (1925) leur attribue un âge Tortonien supérieur et les considère comme un lithofaciès local de la base des Dinotheriumsande. La distribution de ces marnes se limite au Montchaibeux et aux environs de Rossemaison.

KÄLIN (1993) et CLÉMENT (1998) ont revisité ces Roter Mergel des Mont Chaibeux et ont présenté de nouveaux profils (Montchaibeux-basis) (594.25/243.00). Ils n'ont malheureusement pas réussi à donner un âge précis pour ces marnes. Cependant KÄLIN (1993) attribue un âge MN7 pour les niveaux de Dinotheriumsande du profil Montchaibeux sus-jacent (Formation du Bois de Raube, membre du Montchaibeux) (593.42/242.77) (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**).

CLÉMENT (1998) met au jour une petite microfaune marine dans un niveau du profil Montchaibeux-basis. Contrairement à LINIGER (1925), elle la considère comme non remaniée en raison du nombre significatif de tests de foraminifères benthiques et planctoniques (*Alabama* sp., cibicidés, globigerinidés, elphidiidés). Ainsi le caractère marin ou du moins saumâtre de ces marnes semble aujourd'hui accepté.

Cette formation pourrait donc être un équivalent latéral de lithofaciès des Marnes rouges et vertes à Helix.

A.6 Roterkalk mit Landschnecken

Cette notion est utilisée par BUXTORF & CHRIST (1936) dans la notice de la feuille de Laufen. Ils mentionnent à Geissgädeler (617.30/253.60) une série de marnes calcaires rouges saumâtres, à gastéropodes terrestres (*Cepaea renevieri*, *Cepaea eversa larteti*), surmontant les Marine Bildungen (voir 2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM). Ces mêmes marnes calcaires rouges se retrouvent dans le synclinal de Laufen à Muggmatt (609.00/249.50), où elles contiennent *Tudorella larteti*. Tous ces affleurements correspondent vraisemblablement à la base des Helicidenmergel.

B. Formations généralement attribuées aux Gompholites

Aujourd'hui on penche pour une vision synthétique, qui parle pour une synonymie entre la Gompholithe, conglomérat à *Microdium elegans*, la Gompholithe jurassique du Locle, la Gompholithe pralinée, la Gompholithe postmiocène et la Gompholithe supra-miocène. Sa puissance est d'environ 25-50m.

B.1 Gompholithe, conglomérat à *Microdium elegans*

Ce terme est introduit par FAVRE (1937) qui décrit pour la première fois *Microdium elegans*. Il la considérait comme une algue marine, mais aujourd'hui son origine terrestre subaérienne est reconnue et associée à des processus de biocorrosion des roches calcaires (BIGNOT, 1994).

BOURQUIN (1946) : « conglomérat à ciment calcaire-argileux et galets subanguleux, provenant du Malm supérieur et par endroits du Crétacé inférieur. Les galets sont généralement recouverts d'un encroûtement concentrique calcaire, blanc ou rose-rouge. Le seul fossile trouvé est *Microdium elegans* ; il ne s'observe que dans les ciments ou dans les encroûtements ». *Microdium elegans* est caractéristique de l'« Helvétien ».

Stratigraphiquement la Gompholithe, conglomérat à *Microdium elegans* correspond à la partie inférieure de la Gompholithe jurassique du Locle. La localité type de cette formation se trouve au Crêt du Locle (549.00/214.00). D'autres localités existent encore dans le synclinal du Locle – La Chaux-de-Fonds, notamment la coupe CdL de ce travail (550.75/214.20),

le top du sondage des Billodes (546.82/211.70) et les profil de la Rue du Midi à la Chaux-de-Fonds (sondage14 = 552.66/216.72) (KÄLIN *et al.*, 2001). Dans le synclinal des Brenets, au Nord-Ouest du Locle, on retrouve la Gompholithe « helvétique » à *Microcodium elegans* (WAIBEL & BURRI, 1961).

B.2 Gompholithe jurassique du Locle (*Gompholithe pralinée*, *Gompholithe postmiocène* et *Gompholithe supra-miocène*)

JACCARD (1869) introduit le terme Gompholithe jurassique du Locle pour décrire des dépôts conglomératiques de la région du Locle d'une puissance d'au moins 25m. Il parle d'un « entassement généralement informe de fragments plus ou moins volumineux de blocs calcaires, émoussés, mais non arrondis, enveloppés d'un limon calcaire, tantôt pulvérulent et sableux, tantôt tenace et homogène ». Il utilise également le terme de faciès gompholithique montrant une disposition vaguement stratifiée. La nature des blocs, comme des galets, se compose essentiellement de roches calcaires compactes du terrain Jurassique supérieur, quelques-uns seulement, très friables, semblent provenir des dolomies portlandiennes. Il décrit également quelques galets de calcaire rouge ou noir paraissant provenir de roches étrangères à cette partie du Jura. Il mentionne finalement la particularité de cette formation dans des « concrétions noduliformes à couches concentriques et dans de curieux galets dont l'intérieur est vide, enduit seulement d'un revêtement cristallisé de carbonate de chaux ou quelquefois aussi d'un peu de matière sableuse pulvérulente ». Il remarque encore qu'un bon nombre de galets sont aussi encroûtés d'une substance plus ou moins solide, « espèce de pralinage qui ne permet pas d'abord de reconnaître leur véritable nature ».

D'après JACCARD (1869) la position stratigraphique de ces dépôts est incertaine. Ils reposent sur les calcaires du Jurassique et sont surmontés par les Marnes rouges (voir Marnes rouges et vertes à Helix, ci-dessus). FAVRE (1911) donnait un âge provisoire « Helvétien » supérieur, par analogie aux Marnes rouges « helvétiques » à *Cepaea eversa larteti* (*Helix larteti*) de l'affleurement de la Combe Bichon (549.35/213.65). Cet affleurement est d'ailleurs considéré comme la localité type de la Gompholithe jurassique du Locle.

ROLLIER (1912) décrit des dépôts conglomératiques qu'il nomme Gompholithe pralinée à cause du pralinage des galets. D'après FAVRE (1911) la Gompholithe pralinée de la région du Locle présente des dépôts assez puissants de blocs et de galets anguleux, liés par un ci-

ment calcaire-argileux résistant. Presque tous les composants appartiennent au Kimméridgien ou au Portlandien. Des composants crétacés peuvent se retrouver également lorsque le Crétacé affleure à proximité. La Gompholithe pralinée est identique à la Gompholithe Jurassique du Locle de JACCARD (1869). Le Monts du Locle (547.00/212.10) en est la localité type.

D'après WAIBEL & BURRI (1961) la distribution de la Gompholithe pralinée se restreint au synclinal du Locle et La Chaux-de-Fonds, où cette formation conglomératique se retrouve sur les deux côtés de la vallée. Cependant dans le synclinal des Ponts-de-Martel les alternances de conglomérats surtout calcaires, à matrice limoneuse meuble, de silts argileux gris ou gris bleus et de grès fins marneux tendres, gris beiges ou jaunes des profils du Centre sportif (546.03/205.23) et du Bied (545.74/204.82) rappellent le lithofaciès typique de cette Gompholithe pralinée. Les 5 à 6 deniers mètres du profil du Bied (545.74/204.82) présente un faciès liminique daté par micromammifères (*Megacricetodon* aff. *bavaricus*, *Miodyromys hamadryaslaegercii*, *Spermophilinus* cf. *bredai*) de la zone MN5 (KÄLIN *et al.*, 2001). J'ai intégré ce faciès dans les Marnes rouges et vertes à *Helix*, vu la variation des milieux de dépôts de cette formation (terrestre, saumâtre et marin).

ROLLIER (1912) décrit des dépôts conglomératiques à la Combe-du-Stand, à la Combe Bichon et au Bois-Jean-Droz qu'il nomme Gompholithe postmiocène. Il pensait, que ce conglomérat s'était formé après le plissement du Jura et vraisemblablement dans le vieux Quaternaire, au contraire de la Gompholithe supramiocène reposant en discordance sur les calcaires sous-jacents du Jura. En revanche FAVRE (1911) considérait les dépôts de Combe-du-Stand, Combe-Bichon et du Bois-Jean-Droz comme homogènes à la Gompholithe pralinée et d'âge « Helvétique ».

Dans son profil du Monts du Locle, FAVRE (1911) dessine tour à tour un enchaînement de marnes rouges (Marnes rouges et vertes à *Helix*) et de conglomérat (Gompholithe pralinée). ROLLIER (1912) nomme ce conglomérat Gompholithe supramiocène, le place dans le Miocène supérieur et le considère comme la base de l'« Oeningien ». FAVRE (1911) fait remarquer que les niveaux calcaires dans ce conglomérat n'ont montré nulle part de fossiles d'eau douce. Ainsi aucune raison n'existait pour placer cette série de conglomérat, synchrone aux Marnes rouges et vertes à *Helix* de l'« Helvétique » supérieur, dans le Miocène supérieur. Le terme Gompholithe supramiocène est aujourd'hui complètement oublié.

2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM

Définition

J'ai regroupé sous le terme Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM toutes les formations à faciès lacustre de l'OSM. Dans les zones marginales des Juranagelfluh, du Vogesenschüttung et du Hörnlischüttung ce groupe peut s'alterner avec les dépôts conglomératiques ou sableux du Groupe des Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung ainsi qu'avec les Conglomérats & Marnes du Hörnlischüttung (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**).

Dans ce travail, j'ai différencié les formations des Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM en deux ensembles, les formations assignées à l'« Oeningien » et les autres formations de calcaire d'eau douce de l'OSM.

Les formations de l'« Oeningien » sont largement répandues dans le Jura. Dans le synclinal du Locle – La Chaux-de-Fonds on retrouve la Formation d'eau douce supérieure du Locle. Dans le synclinal des Ponts-de-Martel les calcaires lacustres de l'OSM sont attribués à la Formation de l'« Oeningien », tout comme dans le synclinal de Tramelan-Tavannes-Court. Finalement on retrouve encore l'Öhninger Zone et la Formation de l'« Oeningien » dans la Molasse du Jura oriental.

Les autres formations de calcaires lacustres de l'OSM se retrouvent à plusieurs endroits du Jura comme dans le synclinal de Delémont avec les Calcaires de Foradrai, dans le synclinal de Laufon avec le Süsswasserkalk von Nebelberg et dans le synclinal d'Häfelfingen et le Jura oriental avec le Süsswasserkalk von Anwil. GREPPIN (1867, 1870) signale encore la Formation du Calcaire à Littorinelles dans le Fossé rhénan (voir *Couches à Cypris*, ci-dessous).

Position stratigraphique

Les formations de ce groupe reposent généralement sur les dépôts du Groupe des Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM (voir **2.2.3 Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM**). Ce contact se fait le plus souvent sous forme d'un passage progressif (coupe CdL de ce travail). Par contre au Nebelberg le contact est probablement tectonique et le Süsswasserkalk von Nebelberg repose en partie directement sur les Mésozoïque, bien que l'on trouve un peu d'OMM conglomératique dans des remblais à proximité de la coupe NBXI (613.77/250.67) (coupes NB de ce

travail). De même les calcaires lacustres de Zeglingen et de Häfelfingen reposent à chaque fois sur les assises du Malm.

Age

La biostratigraphie des Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM est documentée par un nombre élevé de localités.

Dans le Synclinal du Locle – La Chaux-de-Fonds, KÄLIN *et al.* (2001) donnent un âge MN6 sommital pour la coupe de la Combe Girard (549.22/211.71) et MN7 pour la coupe du Verger Sous-le-Stand (548.68/213.10). A ces résultats s'ajoute encore la localité de la Place du Marché à la Chaux-de-Fonds (553.93/217.25), dont la datation MN7/8 n'est que partiellement démontrée (voir *Marnes à ossements de la Chaux-de-Fonds*, ci-dessous).

Dans le synclinal des Ponts-de-Martel les dépôts lacustres affleurant sporadiquement au-dessus de la coupe du Bied (545.74/204.82) ne sont pas datés mais devraient correspondre à la zone MN5-7 (voir **2.2.3 Marnes rouges & Gompholites de l'OMM**).

A Tramelan et à Golat, les calcaires « oeningiens » ne sont pas datés précisément, mais KÄLIN (1993) propose un intervalle MN5-7, juste après le retrait de l'OMM dans la région, à Tramelan même l'âge étant certainement plus jeune que MN5.

Dans le nord du Jura central, les datations de dépôts lacustres sont particulièrement abondantes. Les localités de Vermes 1 (602.98/241.96) et Vermes 2 (602.94/241.94) sont datées par KÄLIN (1993) de la zone MN5, tout comme probablement les Calcaires de Foradrai (GL FOR 1 et 3) (579.97/240.51 et 579.94/240.48) (CLÉMENT & BERGER, 1999). La datation du gisement Vermes 3 à la zone MN7 reste incertaine.

Dans le synclinal de Laufon la région du Nebelberg est datée de la zone MN9 par le gisement du Nebelbergweg (613.07/250.24) et du Nebelberg TGL III (coupes NB de ce travail) (613.40/250.65) (KÄLIN & ENGESSER, 2001 ; KÄLIN & KEMPF, 2002).

Dans le Jura oriental, la coupe de Zeglingen Hof Flümatt (635.09/252.45) est datée de la zone MN6 (KÄLIN *et al.*, 2001) et celle de Anwil (638.05/255.78) de la zone MN8 (ENGESSER, 1972).

Encore plus à l'Est, la Öhninger Zone est datée de la zone MN6 (BOLLIGER, 1992) et Oeningen de la zone MN7 (TOBIEN, 1977).

Les données biostratigraphiques de ce groupe se résument ainsi :

Coupe du Verger Sous le Stand (KÄLIN <i>et al.</i> , 2001)	(548.68/213.10)	Formation d'eau douce supérieure du Locle	MN7
Coupe de la Combe Girard (KÄLIN <i>et al.</i> , 2001)	(549.22/211.71)	Formation d'eau douce supérieure du Locle	MN6 jeune
Gisement de la Place du Marché (WAIBEL & BURRI, 1961 ; ce travail)	(553.93/217.25)	Formation d'eau douce supérieure du Locle	MN7/8 ?
Calcaires lacustres du Bied (KÄLIN <i>et al.</i> , 2001)	(545.74/204.82)	Formation de l'« Oeningien »	MN5-7 ?
Vermes 1 (KÄLIN, 1993)	(602.98/241.96)	Formation de l'« Oeningien »	MN5
Vermes 2 (KÄLIN, 1993)	(602.94/241.94)	Formation de l'« Oeningien »	MN5
Vermes 3 (KÄLIN, 1993)	?	Formation de l'« Oeningien »	MN7 ?
Öhninger Zone (BOLLIGER, 1992)	Lac de Constance Hörlischüttung	Formation de l'« Oeningien »	MN6
Oeningen (TOBIEN, 1977)	Allemagne près de Schaffhouse	Formation de l'« Oeningien »	MN7
Foradrai (CLÉMENT & BERGER, 1999)	(579.97/240.51) (579.94/240.48)	Calcaires de Foradrai	MN5 ?
Nebelbergweg (KÄLIN & ENGESSER, 2001)	(613.07/250.24)	Süswasserkalk von Nebelberg	MN9
Nebelberg TGL III (coupe NB de ce travail) (Kälin & KEMPF, 2002)	(613.40/250.65)	Süswasserkalk von Nebelberg	MN9
Anwil (ENGESSER, 1972)	(638.05/255.78)	Süswasserkalk von Anwil	MN8
Zeglingen Hof Flümatt (KÄLIN, 1993)	(635.09/252.45)	Süswasserkalk von Anwil	MN6

Ainsi les Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM se déposent dans leur ensemble durant l'intervalle MN5-9, ce qui correspond approximativement au Langhien, au Serravalien et à la base du Tortonien (Fig. 2-6).

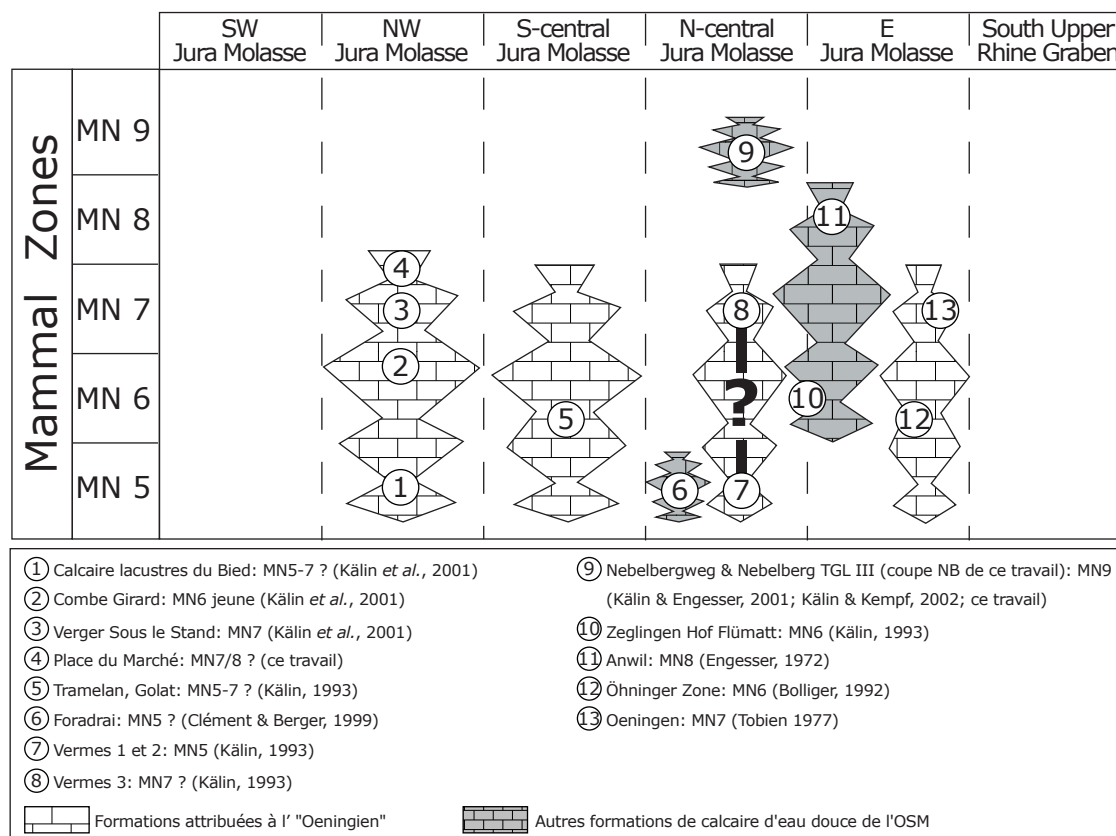


Fig. 2-6 Localisation, biostratigraphie et lithostratigraphie des Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM.

Formations regroupées sous le terme Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM

A. Formations généralement attribuées à l'« Oeningien »

A.1 Formation de l'« Oeningien »

GREPPIN (1859) crée le terme « Oeningien », du nom du village Oeningen (Allemagne) près de Schaffhouse, et l'utilise comme nom d'étage. Il en distingue deux faciès, l'un fluvial ou inférieur, l'autre fluvio-terrestre ou supérieur. Il fait d'ailleurs remarquer que ces deux faciès semble souvent se confondre.

GREPPIN (1870) nomme le faciès fluvial inférieur Sables à *Dinotherium*, par analogie à la flore des Sables à *Dinotherium* de Montavon qui se rattache à la flore d'Oeningen et du Locle. Aujourd'hui les Sables à *Dinotherium* sont intégrés dans la Formation du Bois de Raube (KÄLIN, 1997) et dans le Groupe des Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung

(voir 2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung).

Il nomme le faciès supérieur fluvio-terrestre Molasse d'eau douce supérieure. Il considère cette formation comme une synonymie des formations des Schistes d'Oeningen, de la Formation d'eau douce supérieure du Locle, de la Molasse d'eau douce supérieure de Wölflinswil, de Siggenthal, de Kirchdorf. Ainsi il considère que ce faciès « oeningien » supérieur est très répandu en Suisse dans les synclinaux du Locle – La Chaux-de-Fonds, de Delémont (Vermes, Corban), de Moutier, de Tramelan-Tavannes-Court, et également au sud-est de Seewen, au sud de Sissach, à Oeningen en Allemagne et dans la région du lac de Constance et de Zürich.

Sur le haut du village de Corban GREPPIN (1870) décrit un affleurement présentant plus de 10m d'« Oeningien » surmontant les Marnes rouges de l'« Helvétien » (voir 2.2.3 Marnes rouges & Gompholites de l'OMM), de haut en bas :

« Oeningien »	1	Calcaire grisâtre, compact ou marno-compact, tacheté de rouge, de bleu, de brun, et alternant avec de minces couches de marnes grises ou marnes bigarrées, souvent sablonneuses et stériles	4.0m
	2	Couches marneuses, noirâtres, bitumineuses, à <i>Paludina acuta</i> , <i>Unio lavateri</i> , <i>Planorbis</i> sp., <i>Chara escheri</i>	0.30m
	3	Molasse grise friable, alternant avec des bancs très minces de marnes de même couleur	7.0m
« Helvétien »	4	Calcaire marno-compact	1.50m
	5	Marnes rougeâtres, sablonneuses ; Grès coquillier à <i>Ostrea crassissima</i> , <i>Cardium echinatum</i> , <i>Lamna dubia</i>	3.2m
	6	Grès et Nagelfluh du Muschelsandstein	3.5m
« Delémontien »	7	Calcaires delémontiens perforés par les <i>Lithodomus</i>	?

D'autres affleurements sont décrits par GREPPIN (1870) dans la région de Vermes, dont la localité de Devant-la-Metz et celle de Vermes, à l'est du village.

Devant-la-Metz (GREPPIN, 1870), de haut en bas :

« Oeningien »	1	Sables rouges, ferrugineux, avec galets et concrétions calcaires	5.0m
	2	Calcaire marno-compact, gris jaune, à taches rouges	3.0m
	3	Argiles rouges, mouchetées de taches vertes	0.2m
	4	Calcaire pisolitique rouge	0.2m
« Helvétien »	5	Grès grossier à taches rouges	0.3m
	6	Nagelfluh du grès coquillier, formé de galets tertiaires, jurassiques, hercyniens ou vosgiens	1.0m
« Delémontien »	7	Calcaire d'eau douce moyen	1.0m
	8	Marnes grises et rouges	2.3m
	9	Molasse rognonneuse	3.0m

Vermes (GREPPIN, 1870), de haut en bas :

« Oeningien »	1	Calcaire à <i>Helix insignis</i>	12.0m
	2	Calcaire pisolitique	
	3	Calcaires et marnes à <i>Anchitherium</i> , <i>Palaeomeryx</i> , <i>Helix gyrorbis</i>	
	4	Calcaires et marnes à tortues	
	5	Marnes noires bitumineuses, à <i>Melanopsis</i>	16.0m
	6	Calcaires et marnes à <i>Melania escheri</i> , <i>Melanopsis</i>	
	7	Calcaire à <i>Helix subnitens</i>	
	8	Marnes et sables rouges sans fossiles, grises et rouge	
« Helvétien »	9	Molasse friable, grise	?

En 1983 WEIDMANN (communication écrite) a revisité l'affleurement de Devant-la-Metz (604.45/242.43). Il y signale une série d'environ 10m de calcaires « oeningiens » qu'il corrèle avec les niveaux de Vermes. Il mentionne de rares fragments osseux

et de nombreuses *Melania escheri* dans une couche de calcaire argileux. KÄLIN (1993) signale également cette localité et donne une liste faunique de micromammifères (*Megacricetodon germanicus*, *Democricetodon* sp., *Prolagus oeningensis*) qui ne lui permet malheureusement pas de dater précisément l'affleurement.

KÄLIN (1993) reprend les anciens gisements d'ENGESSER *et al.* (1981) dans la région de Vermes et utilise le terme de Süßwasserkalk von Vermes. Il nomme la « vieille fouille » Vermes 1 (602.98/241.96) et la « jeune fouille » Vermes 2 (602.94/241.94).

Aujourd'hui ces deux gisements sont très bien datés, Vermes 1 est la faune suisse de référence pour la base de la zone MN5 et Vermes 2 correspond au niveau de Tobel Hombrechtikon (MN5). Vermes 3 présente une faune plus jeune avec la présence de *Democricetodon*

cf. *freisingensis*, *Eumyarion latior* et *Spermophilinus bredai*. KÄLIN (1993) la date du top de MN6 ou de MN7. Cependant ce gisement a été échantillonné par un privé et son emplacement exact reste inconnu.

PFIRTER (1997) cite encore plusieurs affleurements à caractère limnique de l'OSM sur la feuille Moutier. Pour la région de Vermes, il reprend le travail de KÄLIN (1993) et parle de micrites et des oncomicrites d'eau douce, biodétritiques, gris clair, à interlits marno-calcaires ou marneux. Il précise que ces séries calcaires surmontent la dépression des Sables à galets (voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM**), que leur épaisseur diminue en direction de l'Ouest et finalement que des grès et des sables semblent les surmonter (voir **2.2.5 Vogeschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**). Il mentionne également un calcaire d'eau douce, jaunâtre, à intraclastes arrondis près de Soulce (586.180/238.870 et

586.570/238.860). Une autre série de calcaires d'eau douce gris brun clair, poreux et bitumineux, à interlits de marnes sableuses, de marnes grises et de sables gris et bruns, forme les reliefs collinaires aux environs de Golat (590.10/232.32), (coupe PGE de ce travail

(590.75/232.35). ANTENEN (1973) signale des dépôts sableux de l'OMM associé à la base de ces calcaires d'eau douce (589.15/232.43), le Poudingue polygénique faisant défaut (voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM**). Aucun fossile n'a été trouvé dans cette série, mais KÄLIN (1993) situe ces dépôts peu après le retrait marin, au Miocène moyen (MN5-MN7). PFIRTER (1997) estime une puissance maximale de 70m pour ces dépôts d'eau douce à dominance calcaire et marneuse, à intercalations de sable micacé.

On retrouve encore des calcaires de l'« Oeningien » dans la région de Tramelan. Le top du sondage Tramelan - La Tuilerie (577.35/230.90) (BERGER, communication écrite) montre plus de 40m de ces calcaires en alternance avec des niveaux marneux. KÄLIN (1993) y signale la présence de *Megacricetodon germanicus*. HÜRZELER (1939) cite encore *Miodryomys aegercii* et Cricetidae indet. dans un affleurement de marnes calcaires d'eau douce au Sud-Ouest de Tramelan-Dessus. Toujours à Tramelan, la fouille d'une villa a mis au jour un profil de près de 10m de calcaires et marnes lacustres (coupe TR de ce travail) (575.30/230.53). KÄLIN (1993) attribue un âge plus jeune que MN5 pour ces gisements.

Finalement les dépôts lacustres affleurant sporadiquement au-dessus de la coupe du Bied (545.74/204.82) (voir **2.2.3 Marnes rouges & Gompholites del'OMM**) dans le synclinal des Ponts-de-Martel s'apparentent très bien avec le faciès des Calcaires « oeningiens ». Ils ne sont malheureusement pas datés avec précision, mais devraient correspondre à la zone MN5-7.

A.2 Öhninger Zone (*Öhninger Schichten, Meilener- und Zürich-Schichten, Oeninger Stufe*)

BÜCHI (1957) crée le terme de Öhninger Zone pour décrire la série de l'OSM dans le nord-est de la Suisse : « La Öhninger Zone est caractéristique dans la région du lac de Constance. Elle est définie par une dominance de lithofaciès marneux à intercalations de niveaux d'origine volcanique. Dans la partie centrale de l'éventail du Hörnli (Hörnli-Schutfächer) la Öhninger Zone est marquée par la diminution soudaine du lithofaciès conglomératique : ... on retrouve des marnes vertes ... en revanche sur les bords de l'éventail, le lithofaciès marneux vert passe progressivement à une série à taches jaune gris. ... Dans la partie supérieure de la Öhninger Zone des lithofaciès limniques se rencontrent fréquemment (calcaires charbonneux). Ceux-ci reposent à Reppischtal et à l'ouest de la rive droite du lac de Zürich respectivement 15m et 30m au-dessus de l'horizon volcanique à Montmorillo-

nite, lequel surmonte des séries bariolées à dominance rouge. » Cet horizon à montmorillonite volcanique doit certainement être la bentonite de Künsnacht datée de 14.91 ± 0.09 Ma, correspondant à la localité à mammifères de Tobel Hombrechtikon (sommet de MN5) (KÄLIN & KEMPF, 2002).

BÜCHI (1960) corrèle cette zone avec la carrière d'Oeningen, qui est la localité type de cette formation. En fait l'Öhninger Zone en Suisse orientale et l'OSM dans la région de Zürich sont des équivalents latéraux de lithofaciès des Öhninger Schichten de la carrière d'Oeningen.

Dans la région d'Oeningen, le lithofaciès de cette formation est dominé par des marnes à intercalations de tuff pyroxénique de l'éruption du Schienenberg et de calcaires « oeningiens » (calcaires bitumineux). Dans la partie centrale du sud du Hörnlischüttung (Hörnli-Schutfächer), le lithofaciès est composé de marnes vertes et gris bleu, qui passent progressivement à des conglomérats plus au Sud. Sa puissance d'environ 40m est constante dans la région du Hörnli, du Bodensee et de Untersee (Büchi, 1958). Plus sud, où les conglomérats s'intercalent, elle passe à environ 5m et l'Öhninger Zone perd son statut de formation.

L'Öhninger Zone se matérialise par un lithofaciès marneux dans la partie centrale de l'éventail du Hörnli (Hörnli-Schutfächer), alors que dans sa zone marginale elle matérialise des intercalations de séries limniques, principalement des calcaires charbonneux. On retrouve également des témoins d'un volcanisme périodique sous forme d'horizons à bentonite. A Bischofszell (743.08/256.33) on retrouve un horizon à bentonite qui se situe une dizaine de mètres au-dessus de la Öhninger Zone. Cet horizon est daté à 14.6 ± 0.6 Ma (Hofmann, 1973). KÄLIN & KEMPF (2002) corrèlent ce niveau avec la bentonite de Leimbach datée de 14.2 ± 0.08 Ma, c'est-à-dire de MN6, entre Rümikon et Sagentobel. Dans la région de Leimbach, on retrouve encore deux autres horizons à bentonite, la Künsnacht bentonite (14.91 ± 0.09 Ma), qui marque la limite MN5-MN6 et l'Urdorf bentonite (15.27 ± 0.12 Ma). D'après KÄLIN & KEMPF (2002), l'horizon de Künsnacht semble également correspondre au Malmkalk-Blockhorizont de Bischofszell (743.08/256.33) qui marque la limite inférieure de la Öhninger Zone (= impact du Nördlinger Ries).

La localité de Sagentobel (686.52/249.15) dans la région de Zürich se situe dans un tuf conglomératique 30m au-dessus du toit de la Öhninger Zone. Ce gisement a révélé une faune de micromammifères

(*Cricetodon meini*, *Eumyarion medius*, *Megacricetodon minor*, *Prolagus oeningensis*) datée de la partie inférieure de MN6 (BOLLIGER, 1992).

A.3 Formation d'eau douce supérieure du Locle

JACCARD (1869) décrit 4 groupes pour l'OSM de la région du Locle. Bien que les limites entre chaque faciès soient un peu arbitraires, il différencie de haut en bas :

a	Calcaires siliceux (ménilite), lignites
b	Calcaire blanc crayeux, couches à feuilles
c	Marnes et calcaires marneux à fossiles triturés, marnes à <i>Melanopsis</i>
d	Grands bancs de calcaire dur à Hélices, Planorbes et Linnées

FAVRE (1911) reprend la subdivision de JACCARD (1869) et fait une rapide description de ces 4 groupes qu'il nomme **Complexe a**, **b**, **c** et **d**. Il mentionne une puissance de 20m pour le **Complexe a**, 12m pour le **Complexe b**, 40m pour le **Complexe c** et 20m pour le **Complexe d**. Il précise également plusieurs couches du **Complexe b** qui ont fourni la riche flore du Locle (HERR, 1855-59). Il mentionne encore quelques remarques au sujet du contenu en mollusques de chaque complexe.

Complexe a : Ces couches « paraissent renfermer un certain nombre d'espèces de Mollusques qui ne se retrouvent pas dans les assises inférieures »

Complexe b : « La fréquence des Acéphales (*Unio*) et la rareté comparative des autres mollusques terrestres et d'eau douce semblent constituer un caractère particulier à cette assise ».

Complexe c : « Les Mollusques de cette assise diffèrent assez sensiblement de ceux des couches à lignites (complexe a). On n'y retrouve pas ces nombreuses paludines ; les petites espèces de planorbes sont moins abondantes ; en revanche, les échantillons et les débris de *Helix sylvestrina* (*Cepaea silvana* ou *hortensis* var. *miocaenica*), *Planorbis mantelli* et *Limneus pachygaster* (*dilatatus*) sont fréquents et indiquent la transition à l'assise suivante. »

Complexe d : « Inutile de chercher ici les petites espèces des couches à silex. ».

FAVRE (1911) publie encore les principales espèces de flore communes à la carrière d'Oeningen : *Populus latior*, *Populus mutabilis*, *Podogonium knorri* et *Acer trilobatum*. GREPPIN (1870) signale *Chara meriani* et *Chara escheri*.

SCHARDT & DUBOIS (1903) décrivent un profil détaillé de la Formation d'eau douce supérieure du Locle qu'ils obtiennent grâce à un contrôle des eaux de la commune du Locle, à la Côte de l'Envers. Les Marnes à *Melanopsis* et les Couches à feuilles de Jaccard (1869) n'ont pas été retrouvées. De plus la subdivision de Jaccard (1869) n'est pas applicable à tout le synclinal du Locle - La Chaux-de-Fonds.

FAVRE *et al.* (1937) proposent de réunir les couches des **Complexes b** et **c** sous le nom de Marnes et calcaires marneux et de les lier aux Grands bancs calcaires du **Complexe d**, dont le lithofaciès est différent, mais la faune similaire. Ainsi l'agencement suivant résulte, de haut en bas :

Complexe II	Calcaires siliceux, lignites
Complexe I	b. Marnes et calcaires marneux
	a. Grands bancs de calcaire dur

JACCARD (1869) reste confus lorsqu'il parle de l'âge de cette formation et se contente de placer cette série au-dessus de la Molasse marine de l'« Helvétien » (voir 2.2.2 **Conglomérats & Grès de l'OMM** et 2.2.3 **Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM**). FAVRE (1911) précise un âge « vindobonien » supérieur (Tortonien). FAVRE *et al.* (1937) considèrent le **Complexe Ia** et **Ib** comme Tortonien, alors que le **Complexe II** est mis dans le Sarmatien (Miocène supérieur). Enfin BOURQUIN (1946) place tous les dépôts de l'OSM du synclinal du Locle - La Chaux-de-Fonds dans le Tortonien.

KÜBLER (1962) présentent une étude complète des assises lacustres du synclinal du Locle – La Chaux-de-Fonds. Plus tard BURGER & SCHAER (1996) parle d'un Grand lac oeningien du Haut-Jura neuchâtelois dans un ouvrage consacré au paysage et à l'histoire géologique de la vallée du Locle.

KĀLIN *et al.* (2001) exposent les résultats sur plus de 20 ans de recherche dans la Molasse d'eau douce supérieure du Jura neuchâtelois. Ils donnent en particulier une révision biostratigraphique de dépôts de l'« Oeningien » dans les synclinaux des Ponts-de-Martel et du Locle – La Chaux-de-Fonds. Ils illustrent les profils et les sondages de la Combe Girard (549.22/211.71), de la Combe des Enfers (549.54/213.159), du Haut du Crêt (549.75/213.77), du Pied du Crêt (549.32/213.43), du Verger Sous-le-Stand (548.68/213.10), de la Combe du Stand (548.58/213.09), de la Rue Huguenin (548.29/212.58), des Tours dixi (546.79/211.32), du Terrain de sport (546.56/211.33), de l'Usine Klaus (F1=546.97/211.66) (F2=547.01/211.65) (F3=547.00/

211.65) et des Eplatures (551.44/215.21). La coupe de la Combe Girard présente près de 60m d'« Oeningien » datée par micromammifères (*Megacricetodon* aff. *germanicus*) de la zone MN6 jeune (plus jeune que Rümikon). La coupe du Verger Sous le Stand présente 30m d'« Oeningien » supérieur et est datée par micromammifères (*Megacricetodon gregarius*, *Megacricetodon minor*, *Megacricetodon similis*, *Megacricetodon* aff. *germanicus*, *Collimys transversus*) de la zone MN7. Enfin les dépôts lacustres affleurant sporadiquement au-dessus de la coupe du Bied (545.74/204.82) devraient correspondre à la zone MN5-7 (voir **2.2.3 Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM**).

La coupe Cdl de ce travail (550.75/214.20) présente également un lithofaciès « oeningien » marneux de quelques mètres surmontant la Gompholithe à *Microcodium elegans* (voir **2.2.3 Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM**). Malheureusement une fois encore les résidus de lavage de cette coupe se sont révélés stériles et aucune datation n'a pu être déterminée.

FAVRE (1911), HOFMANN (1958) et KÜBLER (1962) mentionnent encore une intercalation de Montmorillonite dans la partie marneuse des calcaires lacustres du Locle, à la localité de la Combe du Stand. KÄLIN *et al.* (2001) signalent également un horizon à bentonite à la Combe du Stand (548.58/213.09) et un autre à la Combe Girard (549.22/211.71). Malheureusement ces horizons n'ont pas donné de datation isotopique. De plus il est impossible de les corréliser avec les horizons à bentonite de Leimbach (14.2±0.08 Ma), de Künsnacht (14.91±0.09 Ma) et de Urdorf (15.27±0.12 Ma) qui sont tous plus vieux (partie supérieure de MN5 à partie inférieure de MN6) (KÄLIN & KEMPF, 2002). Toutes ces bentonites de Zürich et du Locle ne sont pas synchrones. Les éruptions ont dû se succéder pendant plus d'un million d'années et pourraient provenir d'une même source.

La dénomination de Formation d'eau douce du Locle n'était plus utilisée, mais remplacée par l'« Oeningien » ou l'OSM. Dans ce travail, je reconsidère la Formation d'eau douce supérieure du Locle au sens de JACCARD (1869), c'est-à-dire comme une formation locale propre au synclinal du Locle – La Chaux-de-Fonds. La puissance de ses dépôts atteint près de 200m (KÜBLER, 1962 ; KÄLIN *et al.*, 2001).

Couches à Cypris

JACCARD (1869) : « Ailleurs encore, et occupant toujours le même niveau stratigraphique, on voit une variété de couches moins siliceuses, d'un calcaire grisâtre à feuilletés très réguliers, d'un à trois centimètres d'épaisseur, dans lequel on distingue à l'oeil nu, une énorme quantité de carapaces de *Cypris*, de véritables lits, très réguliers, d'une seule variété de Litorinelle (*L. acuata*) que l'on ne retrouve pas dans les autres couches. De nombreuses aiguilles et des cônes de pin (*Pinus saturni*), des graines (*Carpolites mucronatus*, *Carpolites parvulus*, *Borriginites induratus*), se rencontrent encore dans les mêmes bancs. Ceux-ci alternent avec des marnes calcaires blanches sans fossiles, ou bien aussi avec des couches d'un calcaire blanc jaunâtre remarquablement homogène, rappelant les calcaires lithographiques ; ils sont épais de 4 à 5 centimètre, et renferment de rares empreintes de feuilles d'une conservation parfaite (*Quercus mediterranea*, *Planera ungeri*) et aussi des grains (*Carpolites pumilio*). »

Les « Couches à Cypris » appartiennent au **Complexe a** de la Formation d'eau douce supérieure du Locle. JACCARD (1869) ne rapporte aucune épaisseur de ces couches, qu'il considère comme un faciès particulier de la partie centrale et sud du Vallon du Locle. Dans le Bassin de Mayence GREPPIN (1867) signale un équivalent de ces Couches à Cypris dans le Niveau der Littorinellenkalke (Formation du Calcaire à Littorinelles).

Cette formation représente un faciès à intégrer dans la Formation d'eau douce supérieure du Locle.

Couches à feuilles

Ces couches furent décrites dans un premier temps par DESSOR & GRESSLY (1859). Jaccard (1869) les révisé et donne une description de leur succession (de haut en bas) :

a	Calcaires brun tendre, homogène à coquilles brisées ou friables	5.0m
b	Marne calcaire bitumineuse noirâtre, avec fragments de coquilles et débris charbonneux	1.0m
c	Marne calcaire schistoïde, rubanée, avec empreintes de <i>Thypha</i> entrelacées	0.2m
d	Schiste calcaire, blanc crayeux, se divisant en plaquettes régulières, sur lesquelles sont étendues les feuilles. C'est la zone qui renferme le plus grand nombre.	0.2m
e	Calcaire crayeux bleu, passant au bleuâtre, puis au blanchâtre et renfermant dans sa partie moyenne des empreintes de feuilles beaucoup plus rares que la couche précédente ; en revanche les coquilles d' <i>Unio</i> y sont très abondantes. Malgré les différences de teintes, il forme un seul banc homogène puissant	1.6m
f	Calcaire à texture grossière, quoique tendre, de couleur blanchâtre ou brunâtre, se divisant en couches irrégulières ; les fossiles y sont rares et mal conservés ; ce sont encore des <i>Unio</i> , de petits Planorbes et des tiges et graines de <i>Chara</i>	4.0m

Il mentionne encore des fragments de poissons et des restes d'insectes (*Calosoma jaccardi*, *Calosoma caraboïdes*, *Buprestis loclensis*) dans la **couche d**. La **couche a** a révélé une mouche, *Limnobia jaccardi*. La flore est décrite par HERR (1855-59) et reprise par BERGER (1992).

Ces Couches à feuilles correspondent au **Complexe b** de la Formation d'eau douce supérieure du Locle. Elles reposent sur les Marnes et calcaires marneux et Marnes à *Melanopsis* (**Complexe c**) et sont surmontées par les Calcaires siliceux, lignites (**Complexe a**), lesquels contiennent les Couches à Cypris.

Cette formation représente un faciès à intégrer dans la Formation de d'eau douce supérieure du Locle.

Marnes à *Melanopsis*

JACCARD (1869) : « Ce système se compose généralement de nombreuses alternances de marnes de couleur foncée, brunes ou noirâtres, bitumineuses, et de calcaires marneux tendres, de couleur plus claire ; les marnes, et quelquefois aussi les calcaires, renferment une prodigieuse quantité de coquilles brisées ou entières de mollusques terrestres ou d'eau douce. Aucune autre formation de nos terrains ne m'a présenté une accumulation pareille de débris d'animaux, et cela sur une épaisseur de 40 mètres, comme on peut le voir à la Combe Girard. »

« Au flanc N du vallon (du Locle), les couches sont moins puissantes, mais on y remarque deux couches subordonnées de marnes blanches, avec fossiles fluviatiles appartenant à des genres ou espèces qui ne se trouvent pas dans les autres couches. Parmi ceux-ci, les *Melanopsis* sont excessivement abondants. On y trouve aussi, plus rarement, des Nérîtines et des Anodontes à test très épais ».

Ces dépôts correspondent au **Complexe c** de la Formation d'eau douce supérieure du Locle. La localité type de cette formation est l'affleurement de la gare du Locle et son étendue se limite au nord du vallon du Locle.

Cette formation représente un faciès à intégrer dans la Formation de d'eau douce supérieure du Locle.

Marnes à ossements de la Chaux-de-Fonds

NICOLET (1839) : « une marne calcaire, analogue à celle du bassin du Locle qui renferme la lignite de cette localité, repose sur le calcaire d'eau douce, elle

est très irrégulièrement répandue sur le calcaire et contient çà et là des stries charbonneuses, des dépôts tourbeux avec fossiles brisés ; ces nombreux fossiles triturés appartiennent aux genres *Paludina*, *Limnaea* et *planorbis*. Cette marne renferme des ossements fossiles très altérés. »

Ces Marnes à ossements de la Chaux-de-Fonds représentent un faciès lignitique, qui correspond au **Complexe c** de la Formation d'eau douce supérieure du Locle.

Cette série s'étend du Crêt du Locle jusqu'à la Chaux-de-Fonds. La localité type est le gisement de la Place du (553.93/217.25) au centre de la Chaux-de-Fonds dont BOURQUIN (1946) donne la liste faunique suivante : *Listriodon splendens* (MN6-9 ; FORTELIUS *et al.*, 1996), *Pseudocyon sansaniensis* (MN6 ; GINSBURG, 1999), *Gomphotherium angustidens* (MN4-9 ; ANTOINE *et al.*, 1997 ; GÖHLICH, 1999). Il mentionne encore *Palaeomeryx bojana* (?) et *Dinotherium levius* (?)

JACCARD (1869) signale également, *Dinotherium giganteum* (MN6-10 ; ANTOINE *et al.*, 1997), *Hyothe-rium soemmeringi* (MN5-6 ; FORTELIUS *et al.*, 1996). Il mentionne encore *Mastodon simorensis* (?), *Lophiochoerus blainvillei* (?), *Palaeomeryx scheuchzeri* (?), *Palaeomeryx medius* (?), *Rhinoceros incisivus* (?) et *Aceratherium minutum* (?)

Les deux espèces de Rinocerotidae de la Chaux-de-Fonds sont des déterminations fausses dont il faudrait au minimum réactualiser les noms du genre et de l'espèce. D'après le peu de matériel que j'ai pu réviser, il y a deux espèces bien différentes par leur taille, vraisemblablement un *Brachypotherium brachypus* (MN6-8) et un *Dicerorhinus sansaniensis* (MN4-9) (voir 5 – **Rhinoceroïde**).

La datation de cette localité de la Place du Marché (553.93/217.25) donnée par la littérature est généralement MN7/8. Les données biostratigraphiques des macromammifères ne permettent pas plus de précisions.

Cette formation représente un faciès à intégrer dans la Formation de d'eau douce supérieure du Locle.

Pierre Morte

Schardt & Dubois (1905) : « La pierre morte est une craie lacustre durcie, formée dans un lac d'une certaine profondeur, tandis que les alternances, qui deviennent de plus en plus fréquentes vers le haut de la

formation, attestent un assèchement progressif du lac avec formation de dépôts tourbeux (lignite) et retour temporaire de la sédimentation calcaire. Celle-ci est cependant de plus en plus remplacée par des dépôts terrigènes argileux. »

La dénomination Pierre Morte est introduite par H.Schardt pour la description du profil dans l'« Oeningien » de la Côte des Envers, au sud-ouest du Crêt du Locle. SCHARDT & DUBOIS (1905) donnent un profil, de haut en bas :

4bis	Marne vert jaunâtre, sans fossile	0.35m
4	Marne blanche sableuse avec débris de calcaire	3.0m
3	Calcaire lacustre compact, fissuré grenu, pseudo-oolitique, Pierre morte typique	6.0m
2	Marne noirâtre avec fossiles écrasés (<i>Unio</i> , <i>Planorbis</i>)	0.15m
1	Calcaire (Pierre morte) en gros bancs, superficiellement fragmenté, présence de <i>Chara</i>	15.0m

Il s'agit de la partie inférieure de la Formation d'eau douce supérieure du Locle (**Complexe d**).

JACCARD (1869) donne une interprétation différente de la Pierre morte. Il emploie ce nom pour les Marnes et calcaires marneux, marnes à *Melanopsis*, c'est-à-dire son groupe c de la Formation d'eau douce du Locle. Il en donne la description suivante : « C'est surtout cette assise qui a reçu dans le vallon le nom caractéristique de pierre morte. Toutes les couches, lorsqu'elles ont subi l'action de la gelée, se réduisent en poussière ; aussi sont-elles impropres aux travaux de construction, à l'exception des travaux intérieurs, tels que caves et cheminées. En revanche, elles sont beaucoup moins sujettes aux éboulements qu'on ne serait tenté de le croire au premier abord. Cela tient à ce que les marnes sont essentiellement calcaires et non point argileuses ; elles ne diffèrent du calcaire que par une moindre cohésion des éléments. »

Cette formation représente un faciès à intégrer dans la Formation de d'eau douce supérieure du Locle.

B. Autres formations de calcaires lacustres de l'OSM

B.1 Calcaires lacustres de Foradrai

CLÉMENT & BERGER (1999) présentent trois forages (GL FOR 1, 2, 3) (579.97/240.51, 579.97/240.49, 579.94/240.48) dans la région de Foradrai, chacun présentant une quinzaine de mètres d'un lithofaciès lacustre calcaire, calcaire-marneux et marneux. Ces dépôts surmontent un calcaire gréseux de l'OMM dans le

forage GL FOR 2 (voir 2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM) et sont nommés Calcaires de Foradrai. Des restes de micromammifères (*Eumyaryon* sp., *Megacricetodon* cf. *minor*) dans deux forages (GL FOR 1 et 3) a donné une datation MN5-8 sûre, et plus probablement le niveau Tobel Hombrechtikon (MN5).

Cette formation représente un lithofaciès et une biostratigraphie à intégrer dans la Formation de l'« Oeningien ».

B.2 Süßwasserkalk von Nebelberg

LEHNER (1920) décrit, au Nord-Est d'Engi, des fragments de calcaires d'eau douce gris riches en fossiles, dont des restes de vertébrés, et crée la Formation des Süßwasserkalk von Nebelberg.

Une année auparavant, en 1919, le Musée d'histoire naturelle de Bâle avait découvert des calcaires d'eau douce suite à des travaux de drainage à la ferme de Nebelberg et élaboré le profil suivant, de haut en bas :

A	Humus
B	Débris de Malm
C	Argile induré, jaune vert passant petit à petit à une argile vert foncée à bleu
D	Argile vert foncée à bleu
E	Couches noirâtres sapropéliques avec des restes de plantes, de dents de mammifères et de fragments d'os
F	Calcaire marneux jaune gris, riche en coquilles d'Hélicidés et de Clausilidés Quelques dents et fragments d'os Epaisseur variable de 0 à 0.25m comme calcaire encroûtant et remplissant les fissures
G	Calcaire d'eau douce massif blanc ou gris, qui contient les mêmes faunes

Dans un autre affleurement, environ 300m plus au nord-est, le niveau E sapropélique et le niveau F marneux n'ont pas été retrouvés. Ces deux niveaux semblent être seulement des phénomènes locaux. Les associations de fossiles des couches E, F et G incitent les anciens auteurs à parler du « Vindobonien » supérieur.

WAIBEL (1925) mentionne des calcaires similaires dans la région de Vermes. Cependant il les définit comme calcaires « oeningiens » et les place dans le Sarmatien. Plus tard BAUMBERGER (1934) les replacera dans le Tortonien.

La localité type des Süßwasserkalk von Nebelberg est la fouille de 1919 du Musée d'histoire naturelle de Bâle (613.80/250.60).

BAUMBERGER (1934) donne la liste faunique de gastéropodes terrestres suivante : *Zonites (Aegopsis) costatus subcostatus*, *Oxychilus subnitens subnitens*, *Trichia (Leucochroopsis) kleini*, *Helicodonta (Helicodonta) involuta scabios*, *Canariella disciformis*, *Tropidomphalus (Pseudochlorites) zelli*, *Cepaea sylvestrina gottschicki*, *Triptychia (Triptychia) grandis* et *Pupilla (Pupilla) submuscorum*.

HÜRZELER (1939) donne la liste faunique de mammifères suivante : *Prolagus oeningensis*, *Stenofiber minutus* et *Listriodon splendens*

KÄLIN & ENGESSER (2001) publient la faune d'une nouvelle campagne de fouilles récoltée entre 1990 et 1994 dans les Süsswasserkalk von Nebelberg. Le nouveau gisement mis au jour, Nebelbergweg (613.07/250.24), permet de calibrer une faune de mammifères, dont *Schizogalerix voesendorffensis*, *Schizocricetodon huerzeleri*, *Anomalomys aff. gaillardi*, *Eomyops aff. oppligeri*, *Megacricetodon robustus* et *Collimys longidens*, dans la partie basale de la zone MN9.

La région de Nebelberg a encore dernièrement mis au jour de nouveaux affleurements durant la construction du Gazoduc (TRG3) (BERGER *et al.*, 2001 ; ENGESSER 2001). La coupe NB de ce travail (613.40/250.65) révèle près de 50m de dépôts des Süsswasserkalk von Nebelberg, dont plusieurs niveaux riches en mammifères et gastéropodes. C'est ainsi qu'a été découvert pour la première fois en Suisse *Microtocricetus molasicus* (KÄLIN & KEMPF, 2002). Cette espèce est le taxon caractéristique de la zone MN9 et fait de la nouvelle localité Nebelberg TGL III le plus jeune affleurement daté de Suisse par micromammifères.

Süsswasserkalk mit Hydrobia trochulus

KOCH (1923) décrit des dépôts de calcaires lacustres plaquetés, fracturés, blanc, charbonneux riches en *Hydrobia* dans le synclinal de Laufon. GREPPIN (1870) mentionne des calcaires en alternance avec des Juranagelfluh et détermine des fossiles comme *Paludina acuta*.

Les *Hydrobia trochulus* de ces calcaires ne se rencontrent pas dans le bassin de Mayence, mais sont caractéristiques de l'OSM du Ries en Souabe. La localité type est Darenmatt (609.95/250.35) à Fehren. D'autres affleurements sont signalés entre Breitenbach et Fehren.

Cette formation représente un faciès à intégrer dans le Süsswasserkalk von Nebelberg.

B.3 Süsswasserkalk von Anwil

MERIAN (1821) : « ... des dépôts marneux indurés bleus gris et blancs sales, contenant de nombreux fossiles très bien conservés (*Helix*, Limnées, Planorbes) affleurent au-dessus de la vallée d'Ergol, dans le village d'Anwil. Des niveaux azoïques de calcaire poreux, massif, blanchâtre semblent également appartenir à ces dépôts. » MERIAN (1821) mentionne également dans ces marnes grises un petit filon de roche charbonneuse à Planorbes, qui contient dans ses foliations une quantité de Planorbes. Cependant il ne donne aucune indication sur l'âge de ces dépôts.

BUXTORF (1901) place ces calcaires d'eau douce d'Anwil et de Zeglingen dans le Miocène supérieur, mais insiste sur l'état de conservation des fossiles qui ne permet pas de détermination certaine et ainsi pas de datation précise. Par contre il fait remarqué que les Helicidenmergel sous-jacentes sont datées de l'« Helvétien » supérieur (voir **2.2.3 Marnes rouges & Gompholites de l'OMM**).

BAUMBERGER (1927) examine les mollusques d'Anwil, les compare aux Silvanaschichten du Jura souabe et les date ainsi du Tortonien. Les Süsswasserkalk von Anwil correspondent aux Süsswasserkalk von Nebelberg du Jura soleurois (voir *Süsswasserkalk von Nebelberg*, ci-dessous).

La localité type des Süsswasserkalk von Anwil se trouve dans une vieille carrière (638.35/255.25), 500m au sud-est du village. Les calcaires affleurants contiennent de nombreux moules d'Hélicidés. On retrouve plus haut dans la série un affleurement de marnes d'eau douce bleuâtres et grises à pyrite et niveaux charbonneux (638.20/255.65).

WAIBEL & BURRI (1961) publient la liste de mollusques suivante : *Zonites (Aegopsis) costatus subcostatus*, *Oxychilus subnitens subnitens*, *Gonydiscus (Gonydiscus) pleuradra pleuradra* (= *Pyramidula supracostata*), *Trichia (Leucochroopsis) kleini* (= *Helix (Zenobia) carinulata*), *Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus*, *Klikia (Apula) coarctata*, *Cepaea silvana*, *Cepaea eversa larteti*, *Triptychia (Triptychia) grandis*, *Radix (Radix) socialis dilatata*, *Radix (Radix) socialis praelongata*, *Coretus cornu mantelli*, *Gyraulus (Gyraulus) trochiformis kleini*, *Bythinia glabra glabra*.

ENGESSER (1972) publie la très riche faune de mammifères dans un gisement de Süsswasserkalk von Anwil et la date de la zone MN8. Cette nouvelle

localité (638.05/255.78) est d'ailleurs la localité européenne de référence pour la zone MN8.

MÜHLBERG (1908) mentionne des calcaires similaires dans la région d'Oltingen et à Zeglingen. KÄLIN (1993) présente plusieurs profils dans la région de Zeglingen, dont les lithofaciès matérialisent toujours des alternances de calcaires, de calcaires marneux et de marnes qui pourraient correspondre aux Süswasserkalk von Anwil. Cependant la faune de mammifères mise au jour (*Eumyarion medius*, *Democricetodon gaillardii*, *Cricetodon sansaniensis*) est beaucoup plus vieille que celle du gisement d'ENGESSER (1972). KÄLIN (1993) date le gisement de Zeglingen Hof Flümatt (635.09/252.45) de la zone MN6. Un autre profil dans cette même région est celui de Häfelfingen RB-28 (632.79/251.71). Malheureusement ce dernier n'a pas pu être daté.

2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung

Définition

J'ai regroupé sous le terme Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung toutes les formations à faciès conglomératique, sableux et marneux matérialisant les vastes éventails alluviaux d'origine nordique de l'OSM, conséquence du soulèvement des massifs des Vosges et la Forêt Noire. Dans les zones marginales de ces éventails, des dépôts lacustres peuvent s'intercaler, notamment à leur base (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**).

Dans ce travail, je me suis limité aux quatre cônes alluviaux localisés sur le terrain d'étude (Vogesenschüttung, Juranagelfluh von Montfaucon, Juranagelfluh des Beckens von Laufen, Basler Juranagelfluh) et au Glimmersandschüttung.

Position stratigraphique

Les formations de ce groupe reposent généralement sur des dépôts variés selon leur position géographique.

Pour la Formation du Bois de Raube, le Membre d'Ajoie et le Membre du Bois de Raube reposent sur les assises du Malm. Par contre le Membre du Montchaibeux repose sur les Rote Mergel von Montchaibeux à Delémont (voir **2.2.3 Marnes rouges & Gompholites de l'OMM**) et sur le Süswasserkalk von Vermes à Vermes (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**).

Le Juranagelfluh von Montfaucon repose vraisemblablement sur le Malm, étant donné que 100% de ces galets en sont issus.

A Röttler Schloss le Juranagelfluh des Beckens von Laufen repose sur le Hauptrogenstein, alors qu'à Tonilöchli (610.42/246.60) il repose sur la Molasse alsacienne et à Girlang (609.70/246.03) sur des grès de l'OMM

Le Basler Juranagelfluh repose à Gisiberg (629.00/254.56) et à Zeglingen sur des dépôts lacustres des Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**). Par contre à Nussdorf-Göltshete il repose sur du Dogger.

Le Glimmersandschüttung surmonte des calcaires lacustres au Golat et semble se trouver intercalé entre des conglomérats de l'OMM (voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM**) et des faciès lacustres au sondage Tramelan - La Tuilerie (577.35/230.90) (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**).

Age

La composition des galets dans toutes les coupes du groupe montre toujours un dépôt à forte hétérochronie, à l'exception du Juranagelfluh von Montfaucon. Les terrains sources mis à l'érosion alimentent les éventails jurassiens avec des éléments de plus en plus vieux. Cette tendance s'observe très bien sur plusieurs profils comme celui du Bois de Raube 13 (585.19/246.40) ou de Tonilöchli (610.42/246.60). Cependant à l'exception de la biostratigraphie de la Formation du Bois de Raube, les affleurements des Vogesenschüttung & Juranagelfluh sont relativement mal datés. Les auteurs estiment généralement ces éventails alluviaux actifs durant toute la période de l'OSM, c'est-à-dire environ de 14 à 10 Ma (BERGER, 1996 ; KÄLIN 1993, 1997 ; KÄLIN & KEMPF, 2002). De plus, beaucoup de corrélations se font à partir d'affleurements datés dans les Calcaires et Marnes lacustres de l'OSM intercalés (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**) (Fig. 2-7).

En Ajoie, les sablières à *Hippotherium primigenium* de Charmoille (582.24/252.94) et de Lugnez (574.80/259.40) sont datées de la zone MN9. Dans le Bois de Raube, la localité Bois de Raube 3 (586.04/246.14) est datée de la zone MN7. Quant à la localité du Montchaibeux (593.42/242.77) son âge approximatif, en tenant compte que le Membre du Montchaibeux surmonte les Süswasserkalk von

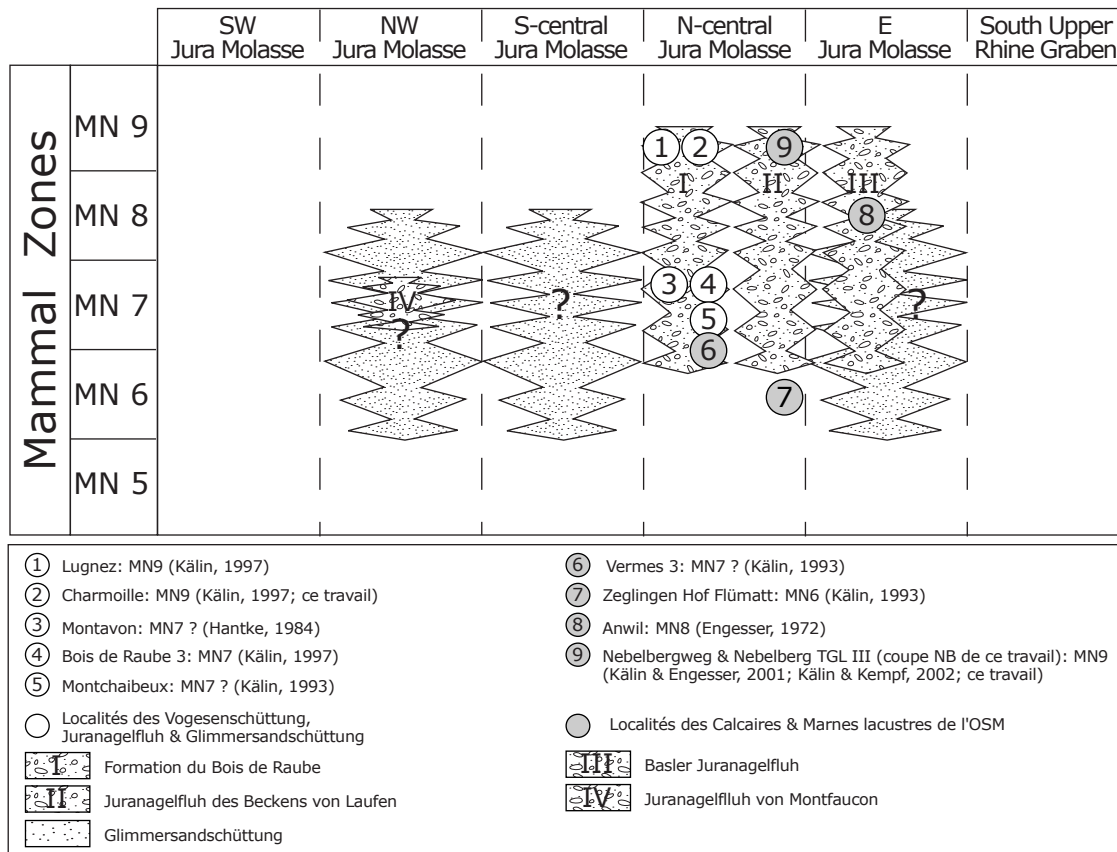


Fig. 2-7 Localisation, biostratigraphie et lithostratigraphie des Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung.

Vermes, est de MN7, bien que la datation du gisement Vermes 3 à la zone MN7 reste incertaine. A Montavon, HANTKE (1984) propose une datation douteuse MN7 basée sur la paléoflore.

A Tramelan et au Golat, les calcaires « oeningiens » sont datés approximativement de l'intervalle MN5-7 (KÄLIN, 1993). Les sables du Glimmersandschüttung intercalés ne permettent pas plus de précision.

Dans le synclinal de Laufon la datation MN9 du Nebelberg TGL III (coupe NB de ce travail) (613.40/250.65) et du Nebelbergweg (613.07/250.24) pourrait donner un âge minimal au Juranagelfluh des Beckens von Laufon.

Dans les synclinaux de Hölstein et de Häfelfingen la datation MN6 de Zeglingen Hof Flühmatt (635.09/252.45) pourrait donner un âge maximal au Basler Juranagelfluh. La datation MN8 de Anwil (638.05/255.78), quant à elle, précise son extension stratigraphique.

Le Glimmersandschüttung ne présente aucune localité datée. BERGER (1996) donne l'intervalle stratigraphique de MN6 à MN7/8.

Les données biostratigraphiques de ce groupe se résument ainsi :

Montchaibeux (KÄLIN, 1993)	(593.42/242.77)	Formation du Bois Raube ; Membre du Montchaibeux	MN7 ?
Bois de Raube 3 (KÄLIN, 1997)	(586.04/246.14)	Formation du Bois Raube ; Membre du Bois de Raube	MN7
Montavon (HANTKE, 1984)	?	Formation du Bois Raube ; Membre du Bois de Raube ?	MN7 ?
Charmoille (KÄLIN, 1997)	(582.24/252.94)	Formation du Bois Raube ; Membre d'Ajoie	MN9
Lugnez (KÄLIN, 1997)	(574.80/259.40)	Formation du Bois Raube ; Membre d'Ajoie	MN9

Ainsi les Vogesenschüttung & Juranagelfluh se déposent dans leur ensemble durant l'intervalle MN7-9, ce qui correspond approximativement au Serravalien et à la base du Tortonien. Cependant avec les datations définies dans les Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM on peut penser que les premiers dépôts de ce groupe ont pu débiter dès la fin de MN6 (Fig. 2-7).

Formations regroupées sous le terme *Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung*

A. *Vogesenschüttung*

KÄLIN (1993) introduit le terme de *Vogesenschüttung* pour nommer le vaste éventail fluvial qui alimente depuis le massif des Vosges toute une partie de l'Ajoie et la partie Ouest et centrale du synclinal de Delémont. Il révisé également la lithostratigraphie de ses dépôts qu'il classe dans la Formation du Bois de Raube (KÄLIN, 1997).

Formation du Bois de Raube (Rötliche Mergel und Sande des Bois de Raube, Dinotheriensande des Mont Chaibeux, Vogesensande des Bois de Raube, Sables et galets vosgiens à Dinotherium giganteum, Vosgesenschotter des Bois de Raube, Vosgesen-Schotter und –Sande von Charmoille, Hipparion-Sande von Charmoille)

Les dépôts vosgiens étaient déjà connus des anciens géologues par leur contenu en galets exotiques provenant du Sud des Vosges. GREPPIN (1855) utilisait le terme de *Rötliche Mergel und Sande des Bois de Raube* pour la région boisée s'étendant du Nord de Courfaivre jusqu'à Montavon, dans la partie Ouest du bassin de Delémont. Il considérait ces dépôts comme une unité locale équivalant aux *Dinotheriensande des Mont Chaibeux*. De plus la présence de *Dinotherium giganteum* aux Neufs Champs (587.40/244.13), près de Courfaivre incita ROLLIER (1898) à parler de *Sables et galets vosgiens à Dinotherium giganteum*.

HUMMEL (1914) et STEHLIN (1914), suite à la découverte d'*Hipparion gracile* dans le gisement à

macromammifères de Charmoille, parlaient également des *Hipparion-Sande von Charmoille*.

LINIGER (1925) reconnaissait dans le synclinal de Delémont une partie inférieure fine, les *Vogesensande des Bois de Raube*, et une partie supérieure plus grossière les *Vogesenschotter des Bois de Raube*. Il assignait alors les *Vogesensande des Bois de Raube* aux *Vosgesen-Schotter und –Sande von Charmoille*, équivalent des *Hipparion-Sande von Charmoille*, en Ajoie, du fait des similitudes de leur faciès. Cependant il avait déjà observé l'absence quasi totale de composants jurassiens en Ajoie, alors qu'ils en constituaient près de 30% au Bois de Raube.

Hipparion gracile était considéré comme caractéristique du « Pontien ». Liniger (1964) déplaçait alors les *Hipparion-Sande von Charmoille* dans les *Vogesenschotter des Bois de Raube*. Aujourd'hui *Hipparion gracile* se nomme *Hippotherium primigenium* et est caractéristique de l'« *Hippotherium Datum* » et de la zone à mammifères MN9.

KÄLIN (1997) révisé la lithostratigraphie de tous ces dépôts vosgiens en Ajoie et dans le synclinal de Delémont. Du fait de leur utilisation abusive il crée une nouvelle formation, la Formation du Bois de Raube. Cette formation se définit comme une série de dépôts de marnes, de sables et de galets, dont une majorité provient du Sud des Vosges. Il divise encore cette formation en trois membres, le Membre du Montchaibeux, le Membre du Bois de Raube et le Membre d'Ajoie qu'il distingue par la nature de leur contenu en minéraux lourds et en galets (voir 4 – **Minéralogie**). La puissance maximale de cette formation atteint 300m (Fig. 2-8).

Kälin (1997)		Formations of former authors	Lithology	Pebbles	Heavy minerals
Bois de Raube Formation	Ajoie Member	Hipparion-Sande von Charmoille Vosgesen-Schotter und -Sande von Charmoille	Gravel, sand, marl, clay and formations of iron pisolithes	Pebbles Ajoie Type (no local calcareous pebbles)	Strong decrease of garnet and epidote contents Zircon dominance
	Bois de Raube Member	Vogesenschotter des Bois de Raube Sables et galets vosgiens à <i>Dinotherium giganteum</i>	Gravel, sand and marl	Pebbles Ajoie Type (no local calcareous pebbles) + Mischschotter (full range of pebbles)	Garnet dominance High content of zircon
	Monchaibeux Member	Vogesensande des Bois de Raube Dinotheriensande des Mont Chaibeux Rötliche Mergel und Sande des Bois de Raube	Sand and marl	No pebbles level	Stable presence of Epidote and tourmaline

Fig. 2-8 Définition de la Formation du Bois de Raube, lithologies, galets et minéraux lourds (modifiée d'après KÄLIN, 1997).

La seule modification que j'apporte à la définition de la Formation du Bois de Raube de KÄLIN (1997) est l'exclusion des Rote Mergel des Montchaibeux que j'ai intégrées dans le Groupe des Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM (voir **2.2.3 Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM**).

Membre du Montchaibeux

Le Membre du Montchaibeux constitue un lithofaciès de sables et de marnes, ne présentant pas de niveaux à galets. Son spectre de minéraux lourds est dominé par le grenat (plus de 40%) ainsi que l'épidote, le zircon et la tourmaline. Il forme la base de la Formation du Bois de Raube dans le synclinal de Delémont et correspond aux Vogesensande des Bois de Raube de LINIGER (1925). De bons affleurements s'observent très bien à la Lovère, dans la partie Est du Bois de Raube (coupes LOV de ce travail) (586.90/244.48 et 586.62/245.10). Plus à l'Ouest on retrouve d'autres affleurements à la Courte Queue (583.87/244.83). Les sables et les marnes du Montchaibeux ainsi qu'un médiocre affleurement (602.10/241.50) de grès quartzeux, grossier rouge surmontant des calcaires de la Formation de l'« Oeningien » près de Vermes appartiennent également à ce Membre du Montchaibeux (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**).

Les dépôts du Membre du Montchaibeux se limitent au synclinal de Delémont et atteignent une puissance maximale de 110m. Ils peuvent reposer directement sur les assises du Mésozoïque (Sud de l'anticlinal de Vorbourg), sur les Marnes rouges (Montchaibeux), sur la Molasse alsacienne (Rossemaison) ou sur des calcaires de la Formation de l'« Oeningien » (Vermes). La coupe Montchaibeux (593.42/242.77) de KÄLIN (1993) est la localité type de ce membre. Elle se compose d'une microflore de charophytes (*Chara minutissima*, *Stephanochara* sp., *Lychnothamus* sp.) et d'une microfaune de micromammifères (*Galerix* sp., *Megacricetodon* aff. *minor*, *Cricetodon* sp., *Miodryomys aegercii*, *Lagomorpha* gen. et sp. indet.). CLÉMENT (1998) y signale également des restes de faune marine (mollusques, échinodermes et foraminifères). Cependant ces fossiles marins sont mal préservés, en partie recristallisés et semblent remaniés, au contraire des foraminifères du profil Montchaibeux-basis (594.25/243.00) (voir **2.2.3 Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM**). Un gisement à macromammifères existe également (*Brachypotherium brachypus*, *Prodeinotherium bavaricum*) dans la région de Rossemaison (voir **5 – Rhinocerotidae**).

Le Membre du Montchaibeux, bien que sa micro- et macrofaune ne permettent pas une meilleure datation que MN6-7, est attribué de la zone MN7 par KÄLIN (1993). Ceci essentiellement du fait qu'il doit être plus jeune que Vermes 3 (MN7) et plus vieux que Bois de Raube 3 (MN7).

Membre du Bois de Raube

Le Membre du Bois de Raube constitue un lithofaciès de niveaux conglomératiques à galets, à intercalations de sables et de marnes. Son spectre de minéraux lourds est assez semblable à celui du Membre du Montchaibeux, c'est-à-dire grenat, épidote, zircon et tourmaline. Il correspond aux Vosgesenschotter des Bois de Raube de LINIGER (1925). Les niveaux à galets sont composés principalement de galets calcaires (Malm, Dogger, Muschelkalk) dans la partie inférieure de la série. Dans la partie supérieure le nombre de galets calcaires diminuent et sont remplacés par une augmentation du nombre de galets de quartzite, de Buntsandstein et de cristallin. En fait deux types distincts de galets forment ce membre, les « Mischschotter » (mélange de galets calcaires et de galets Vosgiens ; à ne pas confondre avec la Formation des Mischotter de LINIGER, 1970 ; voir **2.2.6 Cailloutis & Argiles post-molassiques**) et les « Schotter Typ Ajoie » (uniquement des galets vosgiens).

KÄLIN (1993) cite encore un affleurement de marnes grises à paléoflore près de Montavon. HEER (1855-59) publie la liste suivante : *Populus mutabilis*, *Populus* var. *laurifolia*, *Populus balsamoides*, *Salix angusta*, *Salix varians*, *Acer brachyphyllum*, *Carpinus* sp., *Xanthoxylon integrifolium*, *Cinnamomum polymorphum*, *Cinnamomum scheuchzeri*, *Planera ungeri*, *Scleroticum populicola*, *Piruelia oeningensis*, *Liquidambar europaea*, *Podogonium knorri*, *Podogonium lyellianum*, *Podogonium oehningense*, *Quercus mediterranea*, *Echitonium sophiae*, *Laurus princeps*, *Juglans* sp., *Ficus* sp.. HANTKE (1984) date cette localité de la zone MN7 en s'appuyant sur cette liste de paléoflore. Cependant sa localisation exacte demeure inconnue et son appartenance au Membre du Bois de Raube plutôt qu'au Membre du Montchaibeux n'est pas certaine.

GREPPIN (1855) publie une liste faunique complète pour les sables à *Dinotherium* du Bois de Raube : *Dinotherium giganteum*, *Rhinoceros incisivus*, *Helix insignis*, *Helix inflexa*, *Helix silvestrina*, *Helix gingensis*, *Helix ehingensis*, *Helix orbicularis*, *Helix gyrorbis*, *Clausilia antiqua*, *Clausilia grandis*, *Planorbis laevis*, *Melanopsis praerosa*, *Melanopsis subulata*, *Achtina inflata*, *Paludina ovata*, *Neritina grateloupana*, *Unio*

mandelslohi, *Congerina spathula*, *Cyrena* sp.. Le *Rhinoceros incisivus* est une fausse dénomination (voir 5 – **Rhinocerotidea**). Tout comme dans l’affleurement de Montavon, les localisations exactes de ces découvertes sont inconnues et leur appartenance au Membre du Bois de Raube plutôt qu’au Membre du Montchaibeux n’est pas certaine.

L’étendue des affleurements de ce membre se limite au synclinal de Delémont. Sa puissance maximale est de 90m. La localité type est la ferme du Mont Choisi (586.61/244.12) (WAIBEL & BURRI, 1961). Le profil Bois de Raube 13 présente également un très bon affleurement pour ce Membre du Bois de Raube (KÄLIN, 1993). Cette localité a d’ailleurs révélé une importante faune de micromammifères qui a permis une datation MN7 grâce à la présence de *Megacricetodon gregarius* (KÄLIN, 1997). Il surmonte directement les dépôts du Membre du Montchaibeux.

Membre d’Ajoie

Le Membre d’Ajoie constitue essentiellement un lithofaciès de sables et de marnes avec quelques niveaux à galets. Des horizons argileux apparaissent fréquemment et des formations autochtones de pisolites de fer sont également limitées à ce membre. Il correspond aux Vosgesen-Schotter und –Sande von Charmoille ou *Hipparion*-Sande von Charmoille de LINIGER (1964). Les niveaux à galets sont exclusivement des « Schotter Typ Ajoie » (uniquement des galets vosgiens). Son spectre de minéraux lourds est différent de ceux du Membre du Montchaibeux et du Membre du Bois de Raube. On retrouve une nette diminution du grenat, de l’épidote et de la tourmaline, pour laisser place à une dominance presque totale du zircon (plus de 80%).

L’étendue des affleurements se limite à l’Ajoie et à la localité de Pfatterhouse - Le Fahy-GA (581.13/260.14), alors que dans le synclinal de Delémont ce membre est complètement érodé. On le retrouve toujours en contact avec les assises mésozoïques. Sa puissance maximale est de 50-60m. La localité type est la sablière de Bonfol (578.87/258.03). Il subsiste encore aujourd’hui des affleurements visibles au Nord et au Sud de l’étang de Bonfol (coupe EBN et EBS de ce travail) (578.90/258.00 et 579.15/257.60). Cependant la localité la plus connue reste l’ancienne sablière de Charmoille (582.24/252.94) et son gisement à macro-mammifères. La faune découverte, avec notamment *Hippotherium primigenium*, *Aceratherium incisivum* et *Dicerorhinus sansaniensis*, a permis de dater le Membre d’Ajoie de la zone MN9 (voir 5 – **Rhinocerotidea**). La sablière de Lugnez (574.80/259.40)

mérite également d’être citée. Cette dernière n’a malheureusement pas mis au jour une aussi belle faune que celle de Charmoille, mais la présence de *Hippotherium primigenium* et de *Aceratherium incisivum* la date également de la zone MN9.

En plus des macromammifères, LINIGER (1925) publie une liste de mollusques fossiles récoltés dans les niveaux marneux et sableux de Charmoille : *Zonites (Aegopis) costatus subcostatus*, *Tropidomphalus (Pseudochlorites) incrassatus*, *Tropidomphalus (Pseudochlorites) sp.*, *Hemicycla nayliesi*, *Cepaea cf. dephinensis*, *Clausilia sp.*, *Unio flabellatus*, *Planorbis cornu*. Dans une rapide interprétation paléoécologique il parle d’espèces typiques des substrats durs (*Tropidomphalus*), d’espèces typiques des forêts et buissons (*Hemicycla* et *Cepaea*), d’espèces typiques des litère (*Zonites*) et d’espèces typiques d’eau douce (*Unio* et *Planorbis*). Il mentionne encore des niveaux à feuilles dont le genre dominant est *Populus*.

B. Juranagelfluh

B.1 Juranagelfluh von Montfaucon

KÄLIN (1993) cite une série de bancs conglomératiques laissant affleurer deux niveaux de marnes gris foncé riches en hélicidés dans le synclinal de Montfaucon, au Sud-Ouest du Pré Petitjean. Cette localité (573.18/236.50) avait déjà été signalée par FORKERT (1933). Les galets présents dans les conglomérats appartiennent tous au Malm. Ainsi il semblerait qu’on ne retrouve aucun matériel provenant des Vosges ou de la Forêt noire, au contraire de la Formation du Bois de Raube du Vogesenschüttung. Le spectre de minéraux lourds est largement dominé par le zircon (LINIGER, 1967). On pourrait se demander si cette formation ne correspondrait pas plutôt à une gompholithe et ainsi être attribué au Groupe des Marnes rouges & Gompholithes de l’OMM (voir c. **Marnes rouges & Gompholithes de l’OMM**). Cependant la présence d’hélicidés d’une part et pour suivre le travail de KÄLIN (1993) d’autre part m’incitent à la laisser pour l’instant dans le groupe des Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung.

Malheureusement aucune datation n’est possible. Cette formation reste limitée à la région de Montfaucon.

B.2 Juranagelfluh de la Forêt Noire

Il s’agit de dépôts conglomératiques à intercalations de grès et de marnes. Ils bordent le Sud de la Forêt Noire et forment de grands cônes alluviaux ali-

mentant les terrains du Jura dès le retrait de l'OMM, et ceci durant toute la période de l'OSM, environ de 14 Ma à 10 Ma. Dans leurs parties marginales, ils peuvent s'intercaler avec des dépôts à faciès lacustre (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**).

KÄLIN (1993) reprend les différents Juranagelfluh de la littérature et en améliore les descriptions. Il interprète notamment de nouvelles analyses sur la nature de leurs galets et le spectre de leurs minéraux lourds, tout en reconsidérant les anciens. Il donne également une vision synthétique de la biostratigraphie de ces dépôts.

Pour le terrain d'étude de ce travail, je ne prends en considération que le Juranagelfluh des Beckens von Laufen et le Basler Juranagelfluh.

Juranagelfluh des Beckens von Laufen (Juranagelfluh des Tonilöchli)

Le Juranagelfluh des Beckens von Laufen est décrit en détail par LEHNER (1920) et KOCH (1923). L'étendue de ces dépôts se prolonge du Nord au Sud sur plus de 30km le long de la flexure du Fossé rhénan, de Röttler Schloss à Tonilöchli. Les niveaux conglomératiques se composent en moyenne par de nombreux galets de Malm (30%) et de Muschelkalk (50%), peu de galets de Dogger et passablement de galets de quartzites et d'éléments cristallins.

Dans le profil de Tonilöchli (610.42/246.60), la base de la série se compose essentiellement de galets de Malm et de Dogger des assises locales, alors qu'au top, on retrouve de nombreux galets de Muschelkalk et autres éléments originaires de la Forêt Noire. L'augmentation sensible des galets de Buntsandstein, de quartzite, de Hornstein et d'éléments cristallins indique, selon KÄLIN (1993), une érosion de terrains de plus en plus vieux.

A Röttler Schloss, les galets de Tertiaire et de Trias manquent complètement. On retrouve alors essentiellement des galets de Hauptrogenstein, de rares galets de Malm et très peu de galets de Dogger. Malgré l'absence des galets de Muschelkalk, composant caractéristique du Juranagelfluh des Beckens von Laufen, Röttler Schloss appartient bien à ce dernier. Le terrain source soumis à l'érosion, le Dinkelberg, a dû commencer il y a environ 14 Ma à approvisionner le Juranagelfluh des Beckens von Laufen et également le Basler Juranagelfluh. Les assises du Trias n'ont donc pas toujours été affleurantes, ce qui ex-

plique leurs absences dans certains affleurements. De plus la position géographique de Röttler Schloss le long de la flexure du Fossé rhénan consolide son appartenance au Juranagelfluh des Beckens von Laufen.

Le spectre de minéraux lourds est dominé par le grenat (35%) et le zircon (39%). L'épidote (5%) montre des teneurs supérieures aux autres Juranagelfluh en position plus orientale. Ce fait semble dû à la possibilité de remaniement de Molasse alsacienne, ce qui donne un spectre de minéraux lourds proche de celui de la base du Vogesenschüttung.

Il n'existe pas de gisement daté dans ces Juranagelfluh von Laufen. De plus la composition des galets montre un dépôt à forte hétérochronie Nord-Sud, comme pour les galets de la Formation du Bois de Raube. Cependant latéralement les dépôts lacustres du Nebelberg sont datés de la zone MN9 (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**).

Basler Juranagelfluh

SCHAAD (1908) donne une première description du Juranagelfluh des Basler Jura. L'étendue de ce Juranagelfluh se limite à un vallon local de direction générale Nord-Sud. Sa partie marginale recouvre le domaine des synclinaux de Hölstein et de Häfelfingen. La composition de ses galets montre relativement peu de Malm, beaucoup de Dogger et de Muschelkalk, et très peu de quartzites et d'éléments cristallins.

A Nussdorf-Gölschete, au Nord du synclinal de Hölstein, on retrouve essentiellement de gros blocs de Hauptrogenstein (47%), des galets de Dogger (20%) et de Malm (22%). Ceci, au même titre que Röttler Schloss pour le Juranagelfluh des Beckens von Laufen, ne correspond pas du tout à la composition du Basler Juranagelfluh. L'absence de galets de Tertiaire et de Trias s'explique de la même manière et c'est à nouveau la position géographique et topographique qui consolide l'appartenance de cet affleurement au Basler Juranagelfluh.

KÄLIN (1993) cite des niveaux conglomératiques du Basler Juranagelfluh à Gisiberg (629.00/254.56) et à Chli Dietisberg (630.43/249.78).

Le spectre de minéraux lourds est dominé par le grenat (25%) et surtout le zircon (65%). L'épidote montre des teneurs très faibles d'environ 1%, qui s'expliquent par l'absence de terrain de Molasse alsacienne sur l'étendue du Basler Juranagelfluh.

Les dépôts du Basler Juranagelfluh remplissent dans un premier temps des rigoles à l'intérieur de son vallon local, et seulement par la suite se développe son large éventail fluvialite conglomératique. La base de ces dépôts n'est jamais en contact avec l'OMM, mais toujours avec des dépôts lacustres comme par exemple sur le profil de Gisiberg (629.00/254.56) ou de Zeglingen Hof Flühmatt (635.09/252.45). Le ravinement des premières rigoles a dû se faire après le retrait de l'OMM, alors que de premiers environnements lacustres s'étaient installés (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**).

Il n'existe pas de gisement daté dans ce Juranagelfluh. Mais à Zeglingen il surmonte les marnes et calcaires lacustres de Zeglingen Hof Flühmatt (635.09/252.45) datés de la zone MN6 (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**).

Le développement et l'évolution de l'Aargauer Juranagelfluh est similaire à celle du Basler Juranagelfluh (KÄLIN, 1993).

C. Glimmersandschüttung (Sorvilier, Tramelan, Cortébert)

Le Glimmersandschüttung (HOFMANN, 1960) représente un système fluvialite formant un axe de drainage Est-Ouest situé entre les fans alpins (Napf, Hörnli, Bodensee-Pfänder) et les Juranagelfluh et Vogesenschüttung. Ce système se met en place dès le retrait de l'OMM et sera actif durant tout l'OSM. Certains auteurs le nomment également Glimmersand-Stromsystem (HOFMANN, 1969) ou Granat-Epidot Schüttung (LEMCKE, ENGELHARDT & FÜCHTBAUER, 1953). On peut le suivre de la région d'Irschel jusqu'au synclinal de Saint-Imier (Cortébert), en passant par Untersee, Zürich, Sorvilier et Tramelan. Son lithofaciès est un sable fluvialite pratiquement pas cimenté, riche en micas et quartz. Sa puissance correspond en moyenne à 100m.

Au Golat, au Nord de Sorvilier, KÄLIN (1993) cite des sables à micas intercalés avec des calcaires et des marnes d'eau douce (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**). Les analyses de minéraux lourds présentent toujours une dominance du groupe grenat et épidote (près de 70%).

Au bord de l'église de Court, des cailloutis jurassiens non cimentés reposent encore sur des sables micacés gris olive. Ils contiennent de rares galets de quartzites.

KÄLIN (1993) signale également des sables à micas dans la région de Tramelan. Il cite notamment des conglomérats à galets calcaires au Nord-Ouest et à l'Ouest de Tramelan. Dans le sondage Tramelan - La Tuilerie (577.35/230.90) la base des calcaires « oeningiens » présente une dizaine de mètres de sables, silts et calcaires. Le spectre de minéraux lourds est similaire à celui des sables du Golat.

HOFMANN (1969) attribue cette série de gisement sableux à la Glimmersand-Stromsystem, qui a atteint un domaine de formation de carbonates lacustres dans le synclinal de Tramelan-Tavannes-Court. KÄLIN (1993) utilise le terme de Glimmersandschüttung.

A Vermes des grès et des sables semblent surmonter les calcaires de Vermes. Aux Abues (602.10/241.50), dans le cœur du synclinal, PFIRTER (1997) signale de mauvais affleurements montrant un grès quartzueux, grossier, rouge, à galets et concrétions ferrugineuses, associé à des argiles rouges sableuses, également à concrétions ferrugineuses. Cette formation débiterait à la limite MN6/MN7 et se poursuivrait jusqu'à MN9 (Kälin 1993). Cependant le spectre des minéraux lourds est quelque peu différent de celui du synclinal Tramelan-Tavannes-Court avec une dominance du grenat et du zircon. Il s'apparente plus au spectre des dépôts du Membre du Bois de Raube et du Montchaibeux (voir *Membre du Bois de Raube* et *Membre du Montchaibeux*, ci-dessus). PFIRTER (1997) cite encore une formation de galets bruns arrondis, surtout de quartzites s'étendant sur la bordure sud du synclinal de Delémont, à l'Ouest de la Tuilerie et à l'Est de la Geugie.

Les niveaux sableux et conglomératique du Sud-Est du synclinal de Delémont semblent trop nordiques pour appartenir au Glimmersandschüttung et devraient marquer l'influence la plus australe du Vogesenschüttung.

Jusqu'à présent le Glimmersandschüttung ne présente aucune localité datée. BERGER (1996) le considère comme actif de MN6 à MN7/8.

2.2.6 Cailloutis & Argiles post-molassiques

Définition

J'ai regroupé sous le terme Cailloutis & Argiles post-molassiques toutes les formations à cailloutis, isolés ou pris dans une matrice argileuse, matérialisant les divagations des systèmes fluvialites postérieurs aux dépôts molassiques, il y a environ 10 Ma.

J'ai assimilé les Wanderblöcke et les Hoehenschotter dans ce groupe, même si certains auteurs les considèrent comme équivalents ou contemporains aux Vogesenschotter (voir 2.2.5 **Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**).

Position stratigraphique

Les formations de ce groupe peuvent reposer sur une grande variété de formations du jurassique aux derniers dépôts de l'OSM.

Age

Il n'existe pratiquement aucune datation pour ce groupe. Les seules localités signalées restent Irchel, datée de la zone MN17 (BOLLIGER *et al.*, 1996), et le remplissage karstique de la Vue des Alpes, daté de la zone MN15 (BOLLIGER *et al.*, 1993).

PETIT *et al.* (1996) donnent un intervalle 4.18 et 3.58 Ma (MN15) pour les Cailloutis de Desnes, équivalent latéral des Sundgauschotter dans le Fossé de la Bresse, et MN16a pour les Sables de Neublans, derniers dépôts à influence alpine dans le Fossé de la Bresse. Ceci ne semble pas correspondre à la biostratigraphie MN17 (entre 2.5 et 1.8 Ma) du gisement à Proboscidea de Dôle (LINIGER, 1970).

Les Cailloutis & Argiles post-molassiques se déposent de façon certaine après la zone MN9 de

Charmoille et du Nebelberg (voir 2.2.5 **Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung** et 2.2.4 **Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**), et certainement pas avant les 4.18 Ma de PETIT *et al.* (1996), excepté peut-être pour les Wanderblöcke et les Hoehenschotter (Fig. 2-9).

Formations regroupées sous le terme Gravieres & Marnes post-molassiques

Hoehenschotter

LINIGER (1925, 1967) observe des reliques de cailloutis quartzitiques et de Buntsandstein qui affleurent à plusieurs endroits dans les régions de Delémont et Movelier sur les sommets des anticlinaux. Ces dépôts sont nommés les Hoehenschotter.

LINIGER (1925) cite des cailloutis de la taille d'un poing dans le synclinal de Mettembert. Il décrit des Quartzites, des galets de Buntsandstein, des Porphyres, des galets granitiques, des galets de Malm, beaucoup de pisolithes de fer et des concrétions de ferrugineuses. Cet affleurement repose sur les assises du Kimmeridgien. Ce qui frappe LINIGER (1925) c'est de ne pas trouver seulement des Quartzites, mais également d'autres galets provenant des Vosges (Porphyre, galets granitiques) à des altitudes aussi élevées. Cependant, on retrouve normalement dans ces Hoehenschotter au minimum 80% de Quartzites (en fait des composants isolés issus des Hauptconglomerat du Buntsandstein).

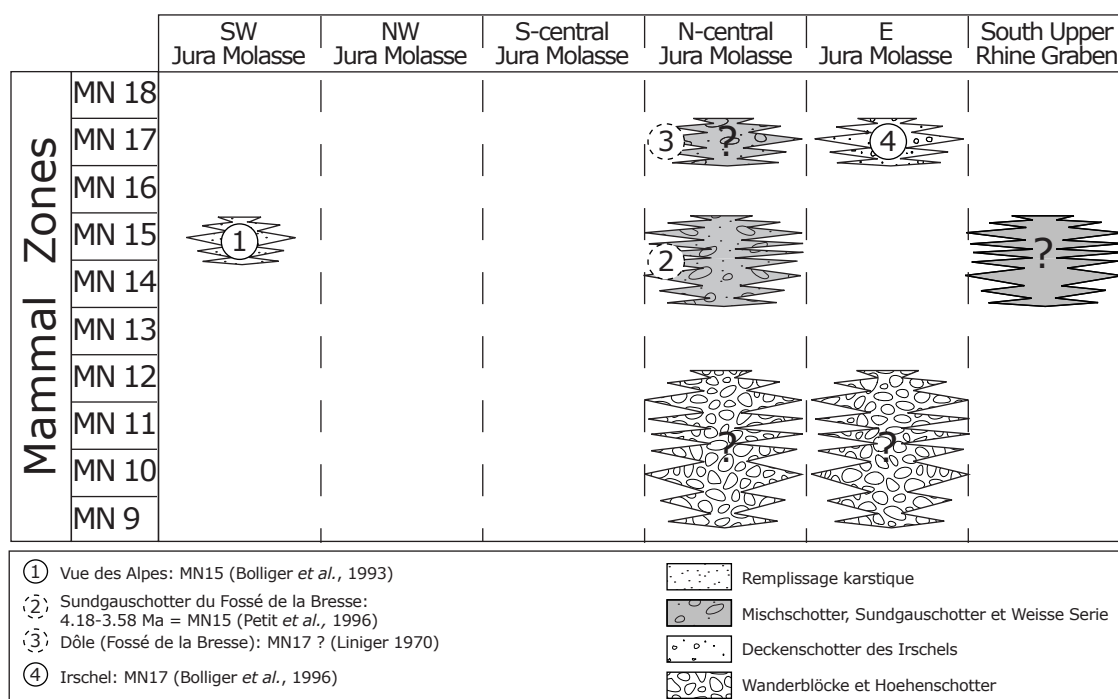


Fig. 2-9 Localisation, biostratigraphie et lithostratigraphie des Cailloutis & Argiles post-molassiques.

Par contre, les cailloutis de Charmoille et du Bois de Raube montrent un échantillonnage de composants plus variés (Quartzites, galets du Jura, Kulmstein, Porphyre, Porphyrite, Diabastuffe, galets des Hauptkonglomerat) (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**). De nombreux galets d'origine vosgienne font ainsi défauts dans les Hoehenschotter. LINIGER (1925) pensait que ces deux types de cailloutis étaient contemporains, mais que pour les Hoehenschotter, seuls les éléments les plus résistants étaient encore présents. Il parle alors de reliques pour désigner ces couvertures de cailloutis, comme l'avaient déjà dit auparavant GREPPIN (1870) et ROLLIER (1893). LINIGER & KELLER (1930) parlent également de Vogesenschotter appauvris qui recouvrent une pénélaine pré-pontienne, c'est-à-dire ante-plissement.

KOCH (1923) cite des cailloutis quartzitiques similaires dans le bassin de Laufon. Comme localité type pour les Hoehenschotter, LINIGER (1925) mentionne la partie Ouest du synclinal de Mettembert.

La distribution de ces dépôts de cailloutis s'étend de l'Ouest du synclinal de Laufon jusqu'en Ajoie. Vers le Sud-Ouest, ces cailloutis affleurent également dans les hauts plateaux des Franches Montagnes. On retrouve des cailloutis similaires à Hobel et à Gleterkinden, dans la partie orientale du Jura.

Wanderblöcke

Les Wanderblöcke se composent en grande partie de Buntsandstein (KOCH, 1923). Les dimensions des cailloutis de Buntsandstein varient passablement, de la taille d'un bout du doigt jusqu'à des blocs atteignant 1m de diamètre. Les blocs sont insérés dans une matrice argilo-sableuse. L'origine des blocs est à chercher dans la bordure Sud de la Forêt Noire. Dans des proportions similaires au Buntsandstein on trouve également des cailloutis de Quartzites qui sont des composants isolés issus des Hauptkonglomerat du Buntsandstein. Les Quartzites ont en général un diamètre de 3-4cm. Leur couleur, généralement jaune blanc vire de temps à autre au rouge ou rouge-brun.

Parfois on trouve des brèches de Quarzporphyre ou des tufs volcaniques de Quarzporphyre. Des cailloutis semblables se trouvent dans la bordure Sud de la Forêt Noire. Les éléments cristallins sont aussi cités. Ils sont presque tous classés parmi les granites et les Quarzporphyres, qui sont connus dans la Forêt Noire. Finalement on retrouve encore des fragments de calcaires lacustres tertiaires, de Hornstein et de Muschelkalk.

La localité type des Wanderblöcke est Kastelhöhe, un haut plateau à 5 km au Nord-Est de Laufon.

La répartition des Wanderblöcke est probablement due à un fleuve, lequel transportait les cailloutis du Sud de la Forêt Noire le long de la flexure du Fossé rhénan jusque dans la région du synclinal de Laufon. LINIGER (1967) estime la datation des Wanderblöcke au Pliocène moyen.

Weisse Serie

La Weisse Serie représente le produit d'un démantèlement pliocène de massifs triasiques, peut-être les Vosges où les sables et les argiles (Illite) étaient blanchis. Ce produit de démantèlement est charrié vers le Sud durant le Pliocène supérieur et intercalé dans les Sundgauschotter (LINIGER, 1970). Les meilleurs affleurements se trouvent dans la région Nord-Est de Bonfol. Cette série pourrait également avoir été transportée, durant le Pliocène supérieur, depuis le Sud de la Forêt Noire par des affluents latéraux du Paleo-Aare et s'intercaler dans les Sundgauschotter.

LINIGER (1970) mentionne une puissance de 3-5m. Environ 6m de marnes grises claires, rouges ou beiges affleurent (voir coupe BOD de ce travail) à la décharge de Bonfol (579.35/259.35). Plusieurs forages de cette décharge ont récemment été mis à disposition de l'Université de Fribourg et sont en cours d'étude dans le travail de diplôme de BAECHLER (2004). Les géologues locaux nomment « Argiles de Bonfol » ces dépôts de la décharge de Bonfol.

Sundgauschotter

Les Sundgauschotter représentent des cailloutis alpins venant du Napfschüttung, du plateau et de la partie marginale de l'arc alpin (LINIGER, 1970). Ils ont été déposés par le Paleo-Aare qui s'écoulait le long de la marge Sud de la Forêt Noire et des Vosges, et se dirigeait vers le Bassin de la Bresse entre 4.18 et 3.58 Ma (PETIT *et al.*, 1996). Durant la même période, le bassin versant du Rhin était la région du Kaiserstuhl. Au début du Quaternaire, la subsidence dans le Sud du Fossé rhénan reprend et la région du Sundgau montre un uplift. Le Paleo-Aare change alors de bassin versant et rejoint le Rhin qui s'écoule maintenant dans le Fossé rhénan en direction du Nord, son ancien bassin versant du Kaiserstuhl étant complètement rempli (SCHUMACHER, 2002).

La plupart des galets sont très bien arrondis, bien que certains montrent des formes aplaties. Ils con-

tiennent de nombreux quartzites, avec des diamètres jusqu'à 50cm, en partie originaires des nappes austro-alpines. On ne retrouve que de faibles proportions de galets originaires de la Forêt Noire, des Vosges ou du Jura. Ses roches prédominantes sont des radiolarites, des graviers calcaires originaires du Crétacé helvétique et du flysch. On peut retrouver des dépôts de ses cailloutis sur un large éventail de formations, du Rauracien (Jurassique supérieur) jusqu'à la Weisse Serie.

Les fossiles sont quasi inexistantes dans les Sundgauschotter, cependant LINIGER (1970) signale dans un gisement à Dôle (Fossé de la Bresse) des restes de *Mastodon arvernense* et *Elephas meridionalis*. Dans la littérature actuelle (GUÉRIN & PATOU-MATHIS, 1996), ces deux espèces de Proboscidea ont été révisées, mais pas les spécimens de Dôle. Ces dernières pourraient tout de même être attribuées à *Anancus arvernensis* (MN14-17) et *Mammuthus meridionalis* (MN17-MNQ21) et donner une estimation quant à l'âge des dépôts du Sundgau, à condition que leur détermination soit correcte. La zone MN17 se situe dans la dernière zone à mammifères du Pliocène, plus précisément dans le Villanyian. Malheureusement ce résultat ne se corrèle pas très bien avec les 4.18 et 3.58 Ma de PETIT *et al.* (1996), attribuées à une faune de micromammifères (*M. occitanus*, *M. davakosi*) trouvée dans les Cailloutis de Desnes (équivalent latéral des Sundgauschotter dans le Fossé de la Bresse) et correspondant à la zone MN15 (FEJFAR *et al.*, 1997). Dans le Fossé de la Bresse, la fin des dépôts d'origine alpine se situe précisément à la limite entre les Sables de Neublans (MN16a) et les Marnes de Cessey (MN16b). Ainsi les Sundgauschotter, par équivalence latérale, devraient correspondre à la zone MN15 sûre, peut-être perdurer encore dans la zone MN16a, mais se terminer définitivement avant la zone MN16b.

LINIGER (1970) mentionne une puissance de 5-20m.

Mischschotter

On retrouve ces cailloutis dans une zone étroite au Sud du tracé du Paleo-Aare du Pliocène supérieur (LINIGER, 1970). Les galets sont à 50% originaires des Vosges et appartiennent pour le 50% restant au Sundgauschotter (voir *Sundgauschotter*, ci-dessus). En fait, au Nord de l'Ajoie, le Paleo-Aare s'écoule durant le Pliocène moyen sur les dépôts des Vogesenschotter (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**).

LINIGER (1970) mentionne une puissance de 0-5m.

Deckenschotter des Irchels

BOLLIGER *et al.* (1996) mettent au jour un gisement à micromammifères, daté de la zone MN17 (2.5 à 1.8 Ma) à Irchel, dans le canton de Zürich. Ces Deckenschotter sont considérés comme des dépôts d'un système fluvio-glaciaire.

Les auteurs parlent d'une nouvelle phase de sédimentation entrecoupée par des phases d'érosion qui s'amorce il y a 2.5 Ma, suite au développement des glaciers alpins. En effet après les derniers dépôts molassiques de Charmoille (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**) et du Nebelberg (voir **2.2.5 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**), une période de non-dépôt et d'érosion s'installe suite à la forte surrection du Plateau et des Alpes (environ entre 10 Ma et 2.5 Ma). La seule localité datée durant cette période en Suisse reste le remplissage karstique de la Vue des Alpes (MN15) (BOLLIGER *et al.*, 1993).

2.3 DISTRIBUTION DES GROUPES LITHO-STRATIGRAPHIQUES PAR SYNCLINAL

Pour faciliter la compréhension et l'élaboration de la carte géologique (Fig. 2-12 et 2-13), ce paragraphe va résumer sous forme de tableaux les différents groupes présents dans chaque synclinal du Jura. Les noms et les localisations de ces synclinaux sont présentés dans la Fig. 1-1.

PICOT (2002) a déjà précisé dans le détail les différentes formations paléogènes de chaque synclinal. Ici je ne ferai que synthétiser ses résultats et ne présenterai que les groupes lithostratigraphiques, tant pour le Paléogène que pour le Néogène.

1. Synclinal du Locle - La Chaux-de-Fonds	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Pas de sédimentation	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM Marne rouges & Gompholites de l'OMM Conglomérats & Grès de l'OMM

2. Synclinal des Ponts-de-Martel	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Pas de sédimentation	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM Marne rouges & Gompholites de l'OMM Conglomérats & Grès de l'OMM

3. Synclinal du Val de Ruz	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Molasse alsacienne	Cailloutis & Argiles post-molassiques OMM ?

4. Synclinal de Saint-Imier	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Grès & Marnes grises à gypse	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM Marne rouges & Gompholites de l'OMM Conglomérats & Grès de l'OMM

5. Synclinal de Châtillon	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
?	?

6. Synclinal de Montfaucon	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Pas de sédimentation	Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.

7. Synclinal d'Orvin	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Calcaires delémontiens ?	?

8. Synclinal de Perry-Reuchenette	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Calcaires delémontiens Molasse alsacienne ?	Marne rouges & Gompholites de l'OMM Conglomérats & Grès de l'OMM

9. Synclinal de Tramelan-Tavannes-Court	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Calcaires delémontiens Molasse alsacienne Sidérolithique	Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glim. Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM Conglomérats & Grès de l'OMM

10. Synclinal de Sornetan-Bellelay	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Calcaires delémontiens Molasse alsacienne Calcaires inférieurs & Terre jaune Sidérolithique	?

11. Synclinal de Moutier	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Calcaires delémontiens Molasse alsacienne Calcaires inférieurs & Terre jaune Sidérolithique	Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glim. Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM Conglomérats & Grès de l'OMM

12. Synclinal de Soulce	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Molasse alsacienne Calcaires inférieurs & Terre jaune Sidérolithique	Conglomérats & Grès de l'OMM

13. Synclinal de Delémont	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Calcaires delémontiens Molasse alsacienne Septarienton Meeressand & Calcaires marins Calcaires inférieurs & Terre jaune Sidérolithique	Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glim. Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM Marne rouges & Gompholites de l'OMM Conglomérats & Grès de l'OMM Top Calcaires delémontiens

14. Synclinal de Bressaucourt-Porrentruy	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Septarienton Meeressand & Calcaires marins Gompholithes & Conglomérats	Pas de sédimentation

15. Synclinal de Courgenay-Charmoille	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Molasse alsacienne Septarienton Meeressand & Calcaires marins Sidérolithique	Cailloutis & Argiles post-molassiques Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.

16. Bonfol	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Septarienton Calcaires inférieurs & Terre jaune	Cailloutis & Argiles post-molassiques Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.

17. Synclinal de Mettembert	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Meeressand & Calcaires marins Sidérolithique	Cailloutis & Argiles post-molassiques Conglomérats & Grès de l'OMM

18. Synclinal de Löwenburg	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Septarienton	Conglomérats & Grès de l'OMM

19. Synclinal de Liesberg	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Calcaires delémontiens	Karst de Liesberg ?

20. Rodersdorf	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Calcaires delémontiens Septarienton Meeressand & Calcaires marins Calcaires inférieurs & Terre jaune Sidérolithique	Cailloutis & Argiles post-molassiques Conglomérats & Grès de l'OMM

21. Synclinal de Laufon	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Calcaires delémontiens Molasse alsacienne Septarienton Meeressand & Calcaires marins Sidérolithique	Cailloutis & Argiles post-molassiques Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glim. Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM Conglomérats & Grès de l'OMM

22. Synclinal de Welchenröhr-Balstahl	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Molasse alsacienne Sidérolithique	?

23. Synclinal de Mümliswil	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Molasse alsacienne Sidérolithique	Conglomérats & Grès de l'OMM

24. Synclinal de Waldenburg	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Calcaires delémontiens	Top Calcaires delémontiens

25. Synclinal de Hölstein	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Molasse alsacienne	Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glim. Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM Conglomérats & Grès de l'OMM

26. Synclinal de Häfelfingen	
Groupes du Paléogène	Groupes du Néogène
Pas de sédimentation	Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glim. Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM Conglomérats & Grès de l'OMM

2.4 SYNTHÈSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

La synthèse de la hiérarchisation des formations du Paléogène est présentée dans le **Chap. 2.1 Les Groupes lithostratigraphiques paléogènes**. Les formations du Néogène sont synthétisées de la même façon dans le tableau ci-dessous.

Formations regroupées sous le terme Aquitaniens		
Calcaires de la Chauv	ENGESSER & MAYO	1987
Grès et Marnes Grises à Gypse	KISSLING	1974
Obere Bunte Mergel	ALTHAUS	1947
Formations regroupées sous le terme Conglomérats & Grès de l'OMM		
Grès coquillier	STUDER	1824
Molasse grise	BAUMBERGER	1915
Grès verts burdigaliens	ROLLIER	1911
Poudingue polygénique	ROLLIER	1898
Poudingue à fossile albiens remaniés	FAVRE	1911
Marine Bildungen	BUXTORF & CHRIST	1936
Tenniker Muschelagglomerat	MERIAN	1836
Turritellenbreccien und Kalksandstein	FISCHER	1965
Sables à galets	ROLLIER	1892
Sables à <i>Cerithium crassum</i>	SCHLAICH	1934
OMM de Foradrai et de Glovelier	CLÉMENT & BERGER	1999
Formations regroupées sous le terme Marnes rouges & Gmpholithes de l'OMM		
Marnes vertes à <i>Ostrea crassissima</i>	FAVRE	1911
Marnes rouges et vertes à <i>Helix</i>	FAVRE	1911
Helicidenmergel	MOESCH	1857
Rote Mergel von Corban	LINIGER	1925
Rote Mergel des Mont Chaibeux	LINIGER	1925
Roterkalk mit Landschnecken	BUXTORF & CHRIST	1936
Gompholithe, conglomérat à <i>Microdium elegans</i>	FAVRE	1937
Gompholithe jurassique du Locle	JACCARD	1869
Formations regroupées sous le terme Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM		
Formation de l'« Oeningien »	GREPPIN	1859
Calcaires lacustres de Foradrai	CLÉMENT & BERGER	1999
Öhninger Zone	BÜCHI	1957
Formation d'eau douce supérieure du locle	JACCARD	1869
Couches à <i>Cypris</i>	JACCARD	1869
Couches à feuille	DESSOR & GRESSLY	1859
Marnes à <i>Melanopsis</i>	JACCARD	1869
Marnes à ossements de la Chauv-de-Fonds	NICOLET	1839
Pierre Morte	SCHARDT & DUBOIS	1905

Süsswasserkalk von Nebelberg	LEHNER	1920
Süsswasserkalk mit <i>Hydrobia trochulus</i>	KOCH	1923
Süsswasserkalk von Anwil	MERIAN	1821
Formations regroupées sous le terme Vogesenschütung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung		
Formation du Bois de Raube	KÄLIN	1997
Juranagelfluh von Montfaucon	KÄLIN	1993
Juranagelfluh des Beckens von Laufen	LEHNER	1920
Basler Juranagelfluh	SCHAAD	1908
Glimmersandschüttung	HOFFMANN	1960
Formations regroupées sous le terme Cailloutis & Argiles post-molassiques		
Hoehenschotter	LINIGER	1925
Wanderblöcke	KOCH	1923
Weisse Serie	LINIGER	1970
Sundgauschotter	LINIGER	1970
Mischschotter	LINIGER	1970
Deckenschotter des Irschels	BOLLIGER <i>et al.</i>	1996

En conséquence de la lithostratigraphie, six zones ont été différenciées dans la Molasse du Jura. Chacune de ces zones regroupe une série de synclinaux ou dépressions à remplissage molassique en fonction de leur position géographique et de leur histoire géologique.

- 1. Le Sud-Ouest de la Molasse du Jura :** synclinaux de Valserine, de la Vallée de Joux, de l'Auberson, du Val de Travers et du Val de Ruz
- 2. Le Nord-Ouest de la Molasse du Jura :** synclinaux des Verrières, des Ponts-de-Martel, du Locle – La Chauv-de-Fonds
- 3. Le centre Sud de la Molasse du Jura :** synclinaux de Saint-Imier, de Châtillon, d'Orvin, de Perry-Reuchenette, de Montfaucon, de Tramelan-Tavannes-Court, de Welchenröhr-Balstahl, de Sornetan-Bellelay, de Moutier
- 4. Le centre Nord de la Molasse du Jura :** synclinaux de Soulce, de Delémont, de Laufen, de Courgenay-Charmoille, de Bressaucourt-Porrentruy, de Liesberg, de Löwenburg, de Mettembert
- 5. L'Est de la Molasse du Jura :** synclinaux de Mümliswil, de Waldenburg, de Hölstein, de Häfelfingen
- 6. Le Sud du Haut Rhin :** Bonfol, Rodersdorf, Altkirch

La lithostratigraphie est ensuite calibrée sur la charte biostratigraphique grâce aux nombreuses localités de la littérature, du travail de (PICOT, 2002) et de ce travail (Fig. 2-10 et 2-11).

2.4.1 Coupes et affleurements paléogènes

Datations par mammifères ou nannofossiles (voir aussi Fig. 2-10)

1	Sidérolithique	Egerkingen	MP14	SCHMIDT-KITTLER, 1987	
2		Eclepens gare MP 16	MP16	HOOKE & WEIDMANN, 2000	
3		Gösgen-Kanal	MP18	SCHMIDT-KITTLER, 1987	
4		Mormont-Entreroches	MP19	HOOKE & WEIDMANN, 2000	
8	Calcaires inférieurs & Terres Jaunes	Wynau	MP27	ENGESSER, 1990	
10		Delémont	MP21	WEIDMANN, comm. écrit.	
12	Meeressand	Kleinblauen	MP22	ce travail	
13	Septarienton	Bressaucourt	NP21	PICOT, 2002	
14		Laufen	NP22	PICOT, 2002	
15		Delémont	NP23-24	CLÉMENT, 1998	
16		Courgenay	NP24-25	BERGER, 1992	
19	Molasse alsacienne	Moutier Tuilerie	MP27	REICHENBACHER <i>ET AL.</i> , 1996	
20		Mümliswil	MP26	MAYO, 1980	
21		Soulce	MP23	ENGESSER, comm.écrit.	
22		Aarwanger Molasse	MP27-29	ENGESSER, 1990	
27		Delémont	MP23-26	CLÉMENT, 1998	
28		Dornachbrugg	MP22	ENGESSER & MAYO, 1987	
29		Delémont (Del 1)	MP27-29	WEIDMANN, COMM. ÉCRIT.	
30		La Beuchille	MP23-24	ce travail	
34		Calcaires delémontiens	SE Pré Godat	MN1	THEILER, 1998
35			Brochene Fluh	MP29-30	PICOT <i>et al.</i> , 1999
36	Reconvilier (F1-F4)		MP30	WEIDMANN, COMM. ÉCRIT.	
38	Waldenburg-Humbel		MN1	ENGESSER & MÖDDEN, 1997	

Datations par charophytes (voir aussi Fig. 2-10)

5	Calcaires inférieurs & Terre Jaune , Delémont (BERGER, 1992, CLÉMENT 1998). zone à <i>Harrisichara gr tuberculata</i>
6	Calcaires inférieurs & Terre Jaune , Sud Fossé rhénan (PICOT, 2002) « Streifige Mergel », zone à <i>Harrisichara gr tuberculata</i>
7	Calcaires inférieurs & Terre Jaune , Moutier (REICHENBACHER <i>et al.</i> , 1996). zone à <i>Harrisichara gr tuberculata</i>
9	Calcaires inférieurs & Terre Jaune , Wynau forage RB6/RB7 (PICOT, 2002) zone à <i>microcera</i> ou <i>major</i> , zone à <i>ungeri</i>
11	Meeressand , Develier (PICOT, 2002) zone à <i>Harrisichara gr tuberculata</i>
17	Molasse alsacienne , Moutier (REICHENBACHER <i>et al.</i> , 1996). zone <i>major</i> à <i>microcera</i>
18	Molasse alsacienne , Tavannes (FAVRE, 1998). zone <i>ungeri</i> à <i>notata</i>
23	Molasse alsacienne , Tavannes, tunnel de Rochette (FAVRE, 1998). zone à <i>ungeri</i>
24	Molasse alsacienne , Loveresse, forage RB6 (PICOT, 2002) zone <i>ungeri</i> à <i>notata</i>
25	Molasse alsacienne , Moutier-Belprahon (PICOT, 2002) zone <i>major</i> ou <i>microcera</i>
26	Molasse alsacienne , coupe Viaduc de Moutier (PICOT, 2002) zone <i>major</i> ou <i>microcera</i> et zone à <i>ungeri</i>
31	Calcaires delémontiens , Saicourt (FAVRE, 1998). zone <i>ungeri</i> à <i>notata</i>

32	Calcaires delémontiens , Reconvilier, forage RE2 (Picot, 2002) zone <i>ungeri</i> à <i>notata</i>
33	Calcaires delémontiens , Courfaivre (Picot, 2002) zone <i>ungeri</i> à <i>notata</i>
37	Calcaires delémontiens , Tavannes, coupe TT (ce travail) zone à <i>Nitida</i>
39	Top Calcaires delémontiens , Brochene Fluh (Picot <i>et al.</i> , 1999). zone à <i>Nitida</i>

2.4.2 Coupes et affleurements néogènes

Datations par mammifères ou nannofossiles (voir aussi Fig. 2-11)

1	Aquitaniens (pas localisé sur la carte)	La Chaux 6, 7, 11, 17, 20	MN2a	ENGESSER & MÖDDEN, 1997
2		Boudry 1, 2	MN1	MOJON <i>et al.</i> , 1985
3	Top Calcaires delémontiens	SE Pré Godat	MN1	THEILER, 1998
4		Waldenburg-Humbel	MN1	ENGESSER & MÖDDEN, 1997
5	Conglomérats & Grès de l'OMM	Châtelet (TNR)	MN3	DE BEAUMONT <i>et al.</i> , 1985
6		Cortébert	MN3	ENGESSER, 1990
7		Karst Glovelier (GLO)	MN4	HUG <i>et al.</i> (in prep.)
8	Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM	Centre Sportif	NN5	KÄLIN <i>et al.</i> , 2001
9		Cridor	MN6	KÄLIN <i>et al.</i> , 2001
10		Villers-le-Lac	MN5	KÄLIN <i>et al.</i> , 2001
11		Le Bied	MN5	KÄLIN <i>et al.</i> , 2001
12		Rue des Régionaux	MN6 ?	ce travail
13		Hammerstein	MN5-6 ?	ce travail
14	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM	Combe girard	MN7	KÄLIN <i>et al.</i> , 2001
15		Verger Sous le Stand	MN7	KÄLIN <i>et al.</i> , 2001
16		Place du Marché	MN7/8 ?	ce travail
17		Tramelan, Godat	MN5-7 ?	KÄLIN, 1993
18		Foradrai	MN5 ?	CLÉMENT & BERGER, 1999
19		Vermes 1, 2	MN5	KÄLIN, 1993
20		Vermes 3	MN7 ?	KÄLIN, 1993
21		Nebelbergweg	MN9	KÄLIN & ENGESSER, 2001
22		Nebelberg TGL III (NB)	MN9	KÄLIN & KEMPF, 2002
23		Zeglingen Hof Flümatt	MN6	KÄLIN, 1993
24		Anwil	MN8	ENGESSER, 1972
25	Vogeschüttug, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung	Lugnez	MN9	KÄLIN, 1997
26		Charmoille	MN9	KÄLIN, 1997
27		Montavon	MN7 ?	HANTKE, 1984
28		Bois de Raube 3	MN7	KÄLIN, 1997
29		Monchaibeux	MN7 ?	KÄLIN, 1993
30	Cailloutis & Argiles post-molassiques	Vue des Alpes	MN15	BOLLIGER <i>et al.</i> , 1993
31		Dôle (Fossé de la Bresse)	MN17 ?	LINIGER, 1970
32		Irschel	MMN17	BOLLIGER <i>et al.</i> , 1996
33		Fossé de la Bresse	MN15	PETIT <i>et al.</i> , 1996

Datations par charophytes (voir aussi Fig. 2-11)

34	Top Calcaires delémontiens , Brochene Fluh (Picot <i>et al.</i> , 1999). zone à <i>Nitida</i>
35	Top Calcaires delémontiens , Tavannes, coupe TT (ce travail) zone à <i>Nitida</i>

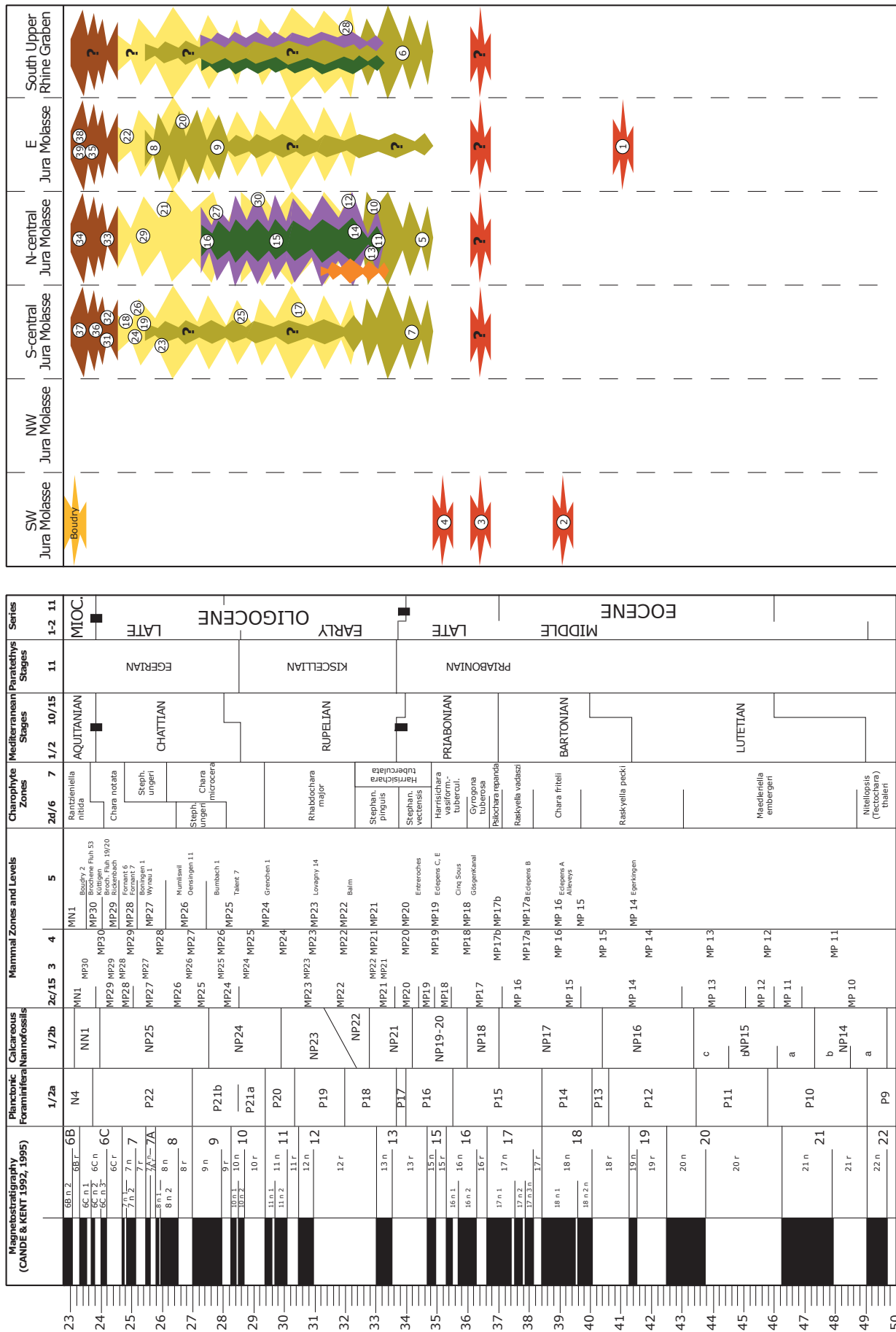


Fig. 2-10 Lithostratigraphie du Paléogène jurassien (modifiée d'après Picot, 2002) ; voir légende Fig. 2-13 pour les couleurs et 2.4.1 Coupes et affretements paléogènes pour les numéros.

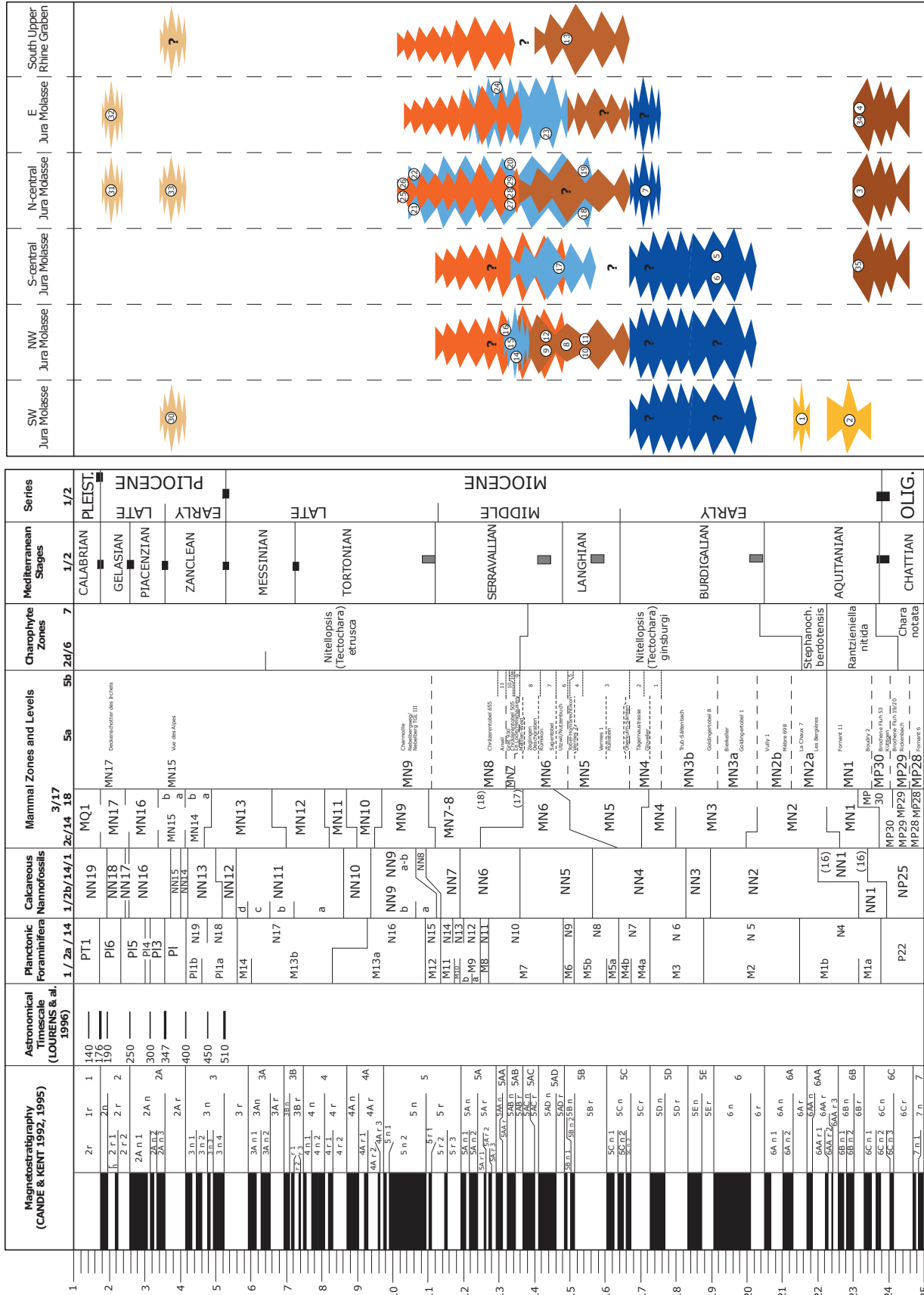


Fig. 2-II Lithostratigraphie du Néogène jurassien ; voir légende Fig. 2-13 pour les couleurs et 2.4.2 Coupes et affleurements néogènes pour les numéros.

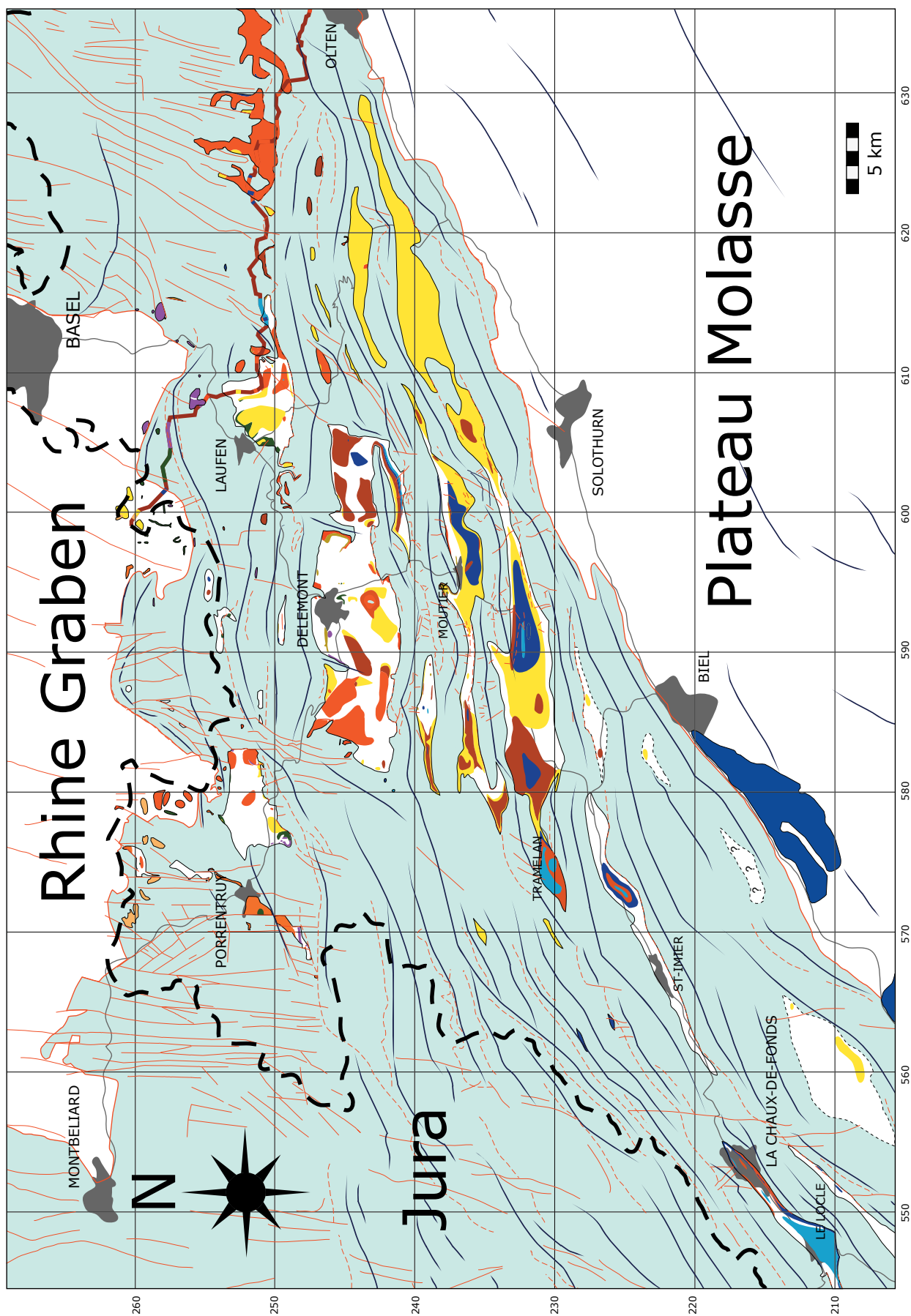


Fig. 2-12 Carte géologique du Tertiaire jurassien, basée sur les groupes lithostratigraphiques définis dans ce travail et par Picot. (2002).

2.5 CARTE GÉOLOGIQUE DES SYNCLINAUX JURASSIENS

La Fig. 2-12 présente une carte géologique synthétique des synclinaux jurassiens. Seuls les groupes du Paléogène et du Néogène sont figurés, le Mésozoïque étant uniformément coloré en bleu. Les principaux accidents tectoniques et les axes des anticlinaux ont également été reportés. La légende est figurée dans la Fig. 2-13, les couleurs utilisées pour chaque groupe étant les mêmes que celles qui sont utilisées pour la lithostratigraphie des Fig. 2-10 et 2-11.

Cette carte géologique synthétique a été élaborée à partir de nombreuses cartes géologiques au 1:25'000 de la région étudiée, ainsi que des cartes de publica-

tions annexes comme celles de la série des « Matériaux pour la carte géologique de la Suisse ». Les principaux travaux utilisés sont ceux de BITTERLI-BRUNNER *et al.* (1984); BOURQUIN *et al.* (1946); BOURQUIN *et al.* (1968); DIEBOLD (1960); DIEBOLD *et al.* (1963); FISCHER (1965a, 1965b); GREPPIN (1908); GUTZWILLER & GREPPIN (1915); KELLER & LINIGER (1930); KOCH (1923); KOCH *et al.* (1936); LAUBSCHER (1963); LINIGER (1925, 1969); MÜHLBERG (1907, 1914); PFIRTER *et al.* (1996); ROLLIER (1894, 1901, 1904); ROLLIER & FAVRE (1910); SCHÄR *et al.* (1971); SCHNEIDER (1960); SUTER (1936); Tschopp (1960); VOGEL (1934); WITTMANN *et al.* (1970); Ziegler (1956).

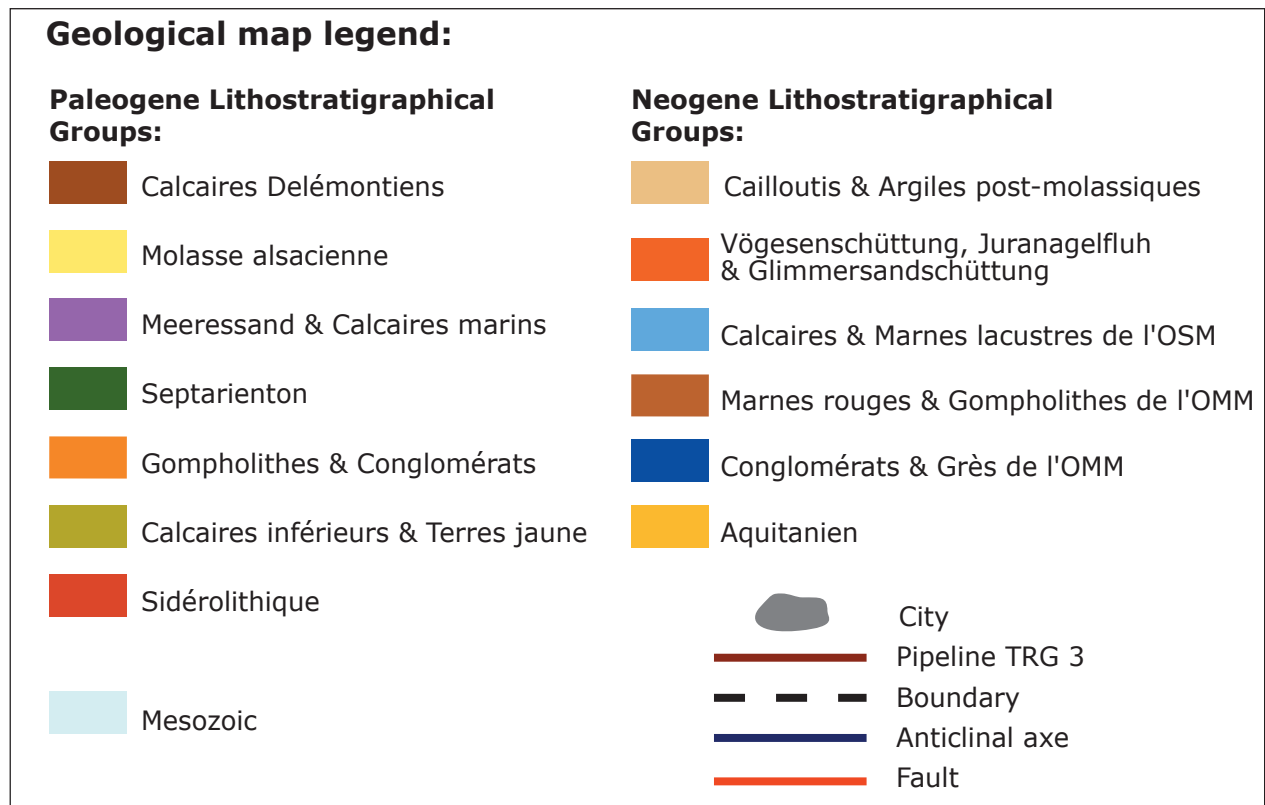


Fig. 2-13 Légendes des Fig. 2-10, 2-11 et 2-12.

3 – SÉDIMENTOLOGIE & PALÉONTOLOGIE

3.1 LOCALISATION DES COUPES ET DES AFFLEUREMENTS

Dans le cadre de ce travail, plus de septante localités sont considérées. La liste des coupes et affleurements localisés dans les limites du terrain d'étude (Fig. 3-1) est présentée dans la Fig. 3-2. Viennent encore s'ajouter à cette étude la marnière de Walleried (voir **3.2 Nouvelles localités**) et les gisements à *Rhinoceroidea* du Mormont, de Bumbach et de Engehalde (voir **3.3 Localités à *Rhinoceroidea* et 5 – *Rhinoceroidea***).

Bien entendu ces localités n'ont pas toutes la même importance, ni la même utilité. On peut les regrouper de la manière suivante.

- Les localités paléogènes à valeur biostratigraphique, généralement tirées de la littérature, et simplement indiquées sur la carte de localisation de la Fig. 3-1 et la liste de la Fig. 3-2
- Les localités néogènes à valeur biostratigraphique, généralement tirées de la littérature (voir **2 – Lithostratigraphie**)
- Les localités présentées dans le travail de Picot (2002) et utilisées dans ce travail pour l'étude des minéraux argileux (voir **4 – Minéralogie**)
- Les nouvelles localités visitées, dont certaines sont utilisées pour l'étude des minéraux argileux (voir **3.2 Nouvelles localités et 4 – Minéralogie**)
- Les localités à *Rhinoceroidea* (voir **3.3 Localités à *Rhinoceroidea* et 5 – *Rhinoceroidea***)

3.2 NOUVELLES LOCALITÉS

3.2.1 Molasse alsacienne

3.2.1.1 La Beuchille (BEU)

En automne 2001, les chantiers autoroutiers de l'A16 (Transjurane) ont mis au jour de nombreux affleurements de Molasse alsacienne supérieure dans le cadre du creusement de la tranchée couverte de La Beuchille (BEU), au Sud de Delémont. Le terrassement effectué sur ce site m'a permis, dans le cadre de mon travail à la Section de Paléontologie (SPA) de l'Office du patrimoine historique du Canton du Jura, de lever une dizaine de coupes et de participer à une fouille paléontologique (Fig. 3-3). Cette dernière a amené la découverte d'une importante paléoflore et paléofaune de l'Oligocène inférieur (BECKER & CIVELLI, 2002 ; BECKER & LAPAIRE, 2003 ; BECKER *et al.*, 2004a ; PICOT, 2002).

A. Lithofaciès et sédimentologie

Coupes de La Beuchille (Fig. 3-3)

Toutes les coupes de La Beuchille sont situées entre les fermes de la Deute et de La Beuchille et appartiennent à la Molasse alsacienne supérieure (voir **2 – Lithostratigraphie**). Ces coupes ont été corrélées grâce à la sédimentologie et la biostratigraphie.

L'interprétation sédimentologique de l'ensemble des coupes est relativement difficile en raison de la présence constante d'une tectonique composée de nombreux replis et failles. Il est ainsi extrêmement délicat de corréler ces coupes entre elles, faute de

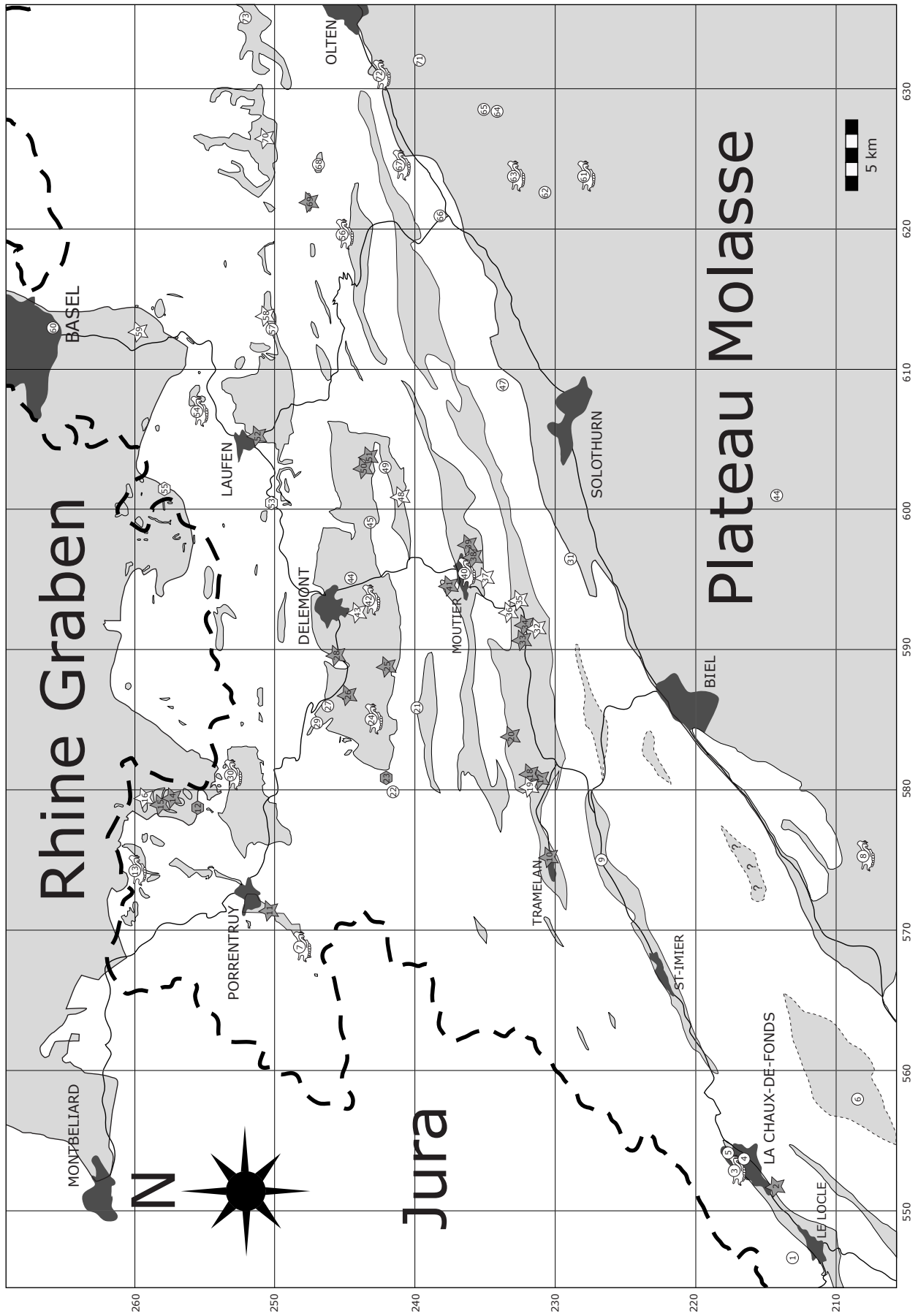


Fig. 3-1 Carte de localisation des coupes et karsts visités, des gisements à Rhinocerotoida et des localités à valeur biostratigraphique (légende voir Fig. 3-2).

Legend of the location map



Visited section

Visited karst

Visited section used for the
clay minerals studyVisited karst used for the
clay minerals study

Locality with Rhinoceroidea remains

Locality with biostratigraphic importance

Sections and outcrops list

Localities	Coord.	Chapter concerned	Age	Lithostratigraphy
01. Verger Sous le Stand	(548.68/213.10)	(2 - Lithostratigraphie)	(MN7)	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM
02. Crêt-du-Loche (CdL)	(550.75/214.20)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(Serravalian?)	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM
Crêt-du-Loche (CdL)	(550.75/214.20)	(3 - Séd. & Pal.)	(Langhian?)	Marnes rouges & Gompholites de l'OMM
Crêt-du-Loche (CdL)	(550.75/214.20)	(3 - Séd. & Pal.)	(MN3?)	Conglomérats & Grès de l'OMM
03. Place du marché	(553.93/217.25)	(5 - Rhinoceroidea)	(MN7/8?)	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM
04. Rue des Régionaux	(553.75/216.70)	(2 - Lithostratigraphie)	(MN6?)	Marnes rouges & Gompholites de l'OMM
05. Cridor	(554.13/217.57)	(2 - Lithostratigraphie)	(MN6)	Marnes rouges & Gompholites de l'OMM
06. Vue-des-Alpes	(558.07/212.40)	(2 - Lithostratigraphie)	(MN15)	Remplissage karstique
07. Bressaucourt	(569.55/248.20)	(5 - Rhinoceroidea)	(MP22-23)	Meeressand
08. Brüttelen	(576.80/207.05)	(5 - Rhinoceroidea)	(MN3a)	Luzerner Schichten
09. Cortébert	(574.62/226.80)	(2 - Lithostratigraphie)	(MN3)	Conglomérats & Grès de l'OMM
10. Tramelan (TR)	(575.30/230.53)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(MN5-7?)	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM
11. Bressaucourt (BRE)	(571.30/230.35)	(Picot, 2002 / 4 - Min.)	(Early Rupelian)	Gompholites & Conglomérats
12. Vendincout (VEND)	(578.80/255.28)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(?)	Remplissage karstique
13. Lugnez	(574.80/259.40)	(5 - Rhinoceroidea)	(MN9)	Vögesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.
14. Etang de Bonfol S (EBS)	(579.15/257.60)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(MN9?)	Vögesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.
15. Etang de Bonfol N (EBN)	(578.90/258.00)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(MN9?)	Vögesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.
16. Bonfol Décharge (BOD)	(579.35/259.35)	(3 - Séd. & Pal.)	(Pliocene?)	Cailloutis & Argiles post-molassiques
17. Tavannes Route (TNR)	(581.17/231.22)	(3 - Séd. & Pal.)	(MN3)	Conglomérats & Grès de l'OMM
18. Tavannes Décharge (TND)	(580.95/231.55)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(MN3?)	Conglomérats & Grès de l'OMM
19. Tavannes Tramelan (TT)	(580.20/231.88)	(3 - Séd. & Pal.)	(MN3?)	Conglomérats & Grès de l'OMM
Tavannes Tramelan (TT)	(580.20/231.88)	(3 - Séd. & Pal.)	(MP29-MN1?)	Calcaires Delémontiens
20. Reconviilier (RE2)	(538.80/233.80)	(Picot, 2002 / 4 - Min.)	(MP29-MN1?)	Calcaires Delémontiens
21. Soulce	(586.28/239.98)	(biostrati. locality of the litterature)	(MP23?)	Molasse alsacienne
22. Foradrai	(579.95/240.50)	(2 - Lithostratigraphie)	(MN5?)	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM
23. Glovelier (GLO)	(580.36/242.08)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(MN4)	Conglomérats & Grès de l'OMM
24. Neuf Champs	(587.30/243.00)	(5 - Rhinoceroidea)	(MN7?)	Vögesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.
25. Courfaivre (CRF)	(588.80/242.00)	(Picot, 2002 / 4 - Min.)	(MP29-MN1?)	Calcaires Delémontiens
26. La Lovère (LOV)	(586.90/244.48)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(MN7?)	Vögesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.
27. Bois de Raube 3	(586.04/246.14)	(2 - Lithostratigraphie)	(MN7)	Vögesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.
28. Develier (DEV)	(589.58/245.80)	(Picot, 2002 / 4 - Min.)	(Early Rupelian)	Meeressand
29. Montavon	(?/?)	(2 - Lithostratigraphie)	(MN7?)	Vögesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.
30. Charmoille (CH)	(582.24/252.94)	(4 - Min. / 5 - Rhinoceroidea)	(MN9)	Vögesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.
31. Grenchen 1	(596.50/224.88)	(biostrati. locality of the litterature)	(MP24)	Molasse alsacienne (?)
32. Court (CO2)	(591.80/232.00)	(3 - Séd. & Pal.)	(MN3?)	Conglomérats & Grès de l'OMM
33. Pré Golat Centre (PGC)	(590.75/232.35)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(MN5-7?)	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM
34. Pré Golat Est (PGE)	(591.70/232.12)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(MN3?)	Conglomérats & Grès de l'OMM
35. Les Condémines (COND)	(593.50/232.50)	(3 - Séd. & Pal.)	(Quaternary?)	Contaminations de l'OMM (?)
36. Court (CO1)	(592.72/232.11)	(3 - Séd. & Pal.)	(MN3?)	Conglomérats & Grès de l'OMM
37. Pavillon Moutier (PMO)	(595.00/235.00)	(Picot, 2002 / 4 - Min.)	(MP29-MP30?)	Calcaires Delémontiens
38. Viaduc Moutier (VMO)	(596.62/236.20)	(Picot, 2002 / 4 - Min.)	(MP22-26?)	Molasse alsacienne
39. Moutier Belprahon (MB)	(597.22/237.60)	(Picot, 2002 / 4 - Min.)	(MP22-26?)	Molasse alsacienne
40. Moutier Gare	(595.33/236.45)	(5 - Rhinoceroidea)	(MP24-28)	Molasse alsacienne
41. Pâturage (PAT)	(594.60/237.30)	(Picot, 2002 / 4 - Min.)	(Rupelian?)	Calcaires inférieurs & Terres jaune
42. Montchaibeux	(593.42/242.77)	(5 - Rhinoceroidea)	(MN7)	Vögesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.
43. Beuchille (BEU)	(593.12/244.58)	(3 - Séd. & Pal.)	(MP23-24)	Molasse alsacienne
44. Birse	(595.02/243.80)	(biostrati. locality of the litterature)	(MP23)	Molasse alsacienne
45. SE Pré Godat	(598.93/243.00)	(2 - Lithostratigraphie)	(MN1)	Calcaires Delémontiens
46. Messen 1, 2	(600.95/214.22)	(biostrati. locality of the litterature)	(MN1)	Obere Bunte Mergel (?)
47. Balm	(608.90/233.88)	(biostrati. locality of the litterature)	(MP22)	Calcaires inférieurs & Terres jaune
48. Sur Fédoloi (FED)	(601.05/241.45)	(3 - Séd. & Pal.)	(Chattian?)	Calcaires Delémontiens (?)
49. Vermes 1, 2 et 3?	(602.98/241.96)	(2 - Lithostratigraphie)	(MN5, MN7?)	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM
50. Corban (COR)	(603.20/243.85)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(Langhian?)	Marnes rouges & Gompholites de l'OMM
51. Corban (ESTHER)	(603.42/243.35)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(Burdigalian?)	Conglomérats & Grès de l'OMM
52. Laufon (LAU)	(605.25/251.00)	(Picot, 2002 / 4 - Min.)	(NP22)	Septarienton
53. Liesberg (LB)	(600.36/250.20)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(Miocene?)	Remplissage karstique
54. Kleinblauen	(607.95/255.85)	(5 - Rhinoceroidea)	(MP22)	Meeressand
55. Karst OMM TRG3 (KTRG)	(601.70/257.90)	(3 - Séd. & Pal.)	(MN4?)	Conglomérats & Grès de l'OMM
56. Mümliswil-Hardberg	(619.53/244.90)	(5 - Rhinoceroidea)	(MP26)	Molasse alsacienne (?)
57. Nebelbergweg	(613.07/250.24)	(biostrati. locality of the litterature)	(MN9)	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM
58. Nebelberg TGLIII (NB)	(613.40/250.65)	(3 - Séd. & Pal. / 4 - Min.)	(MN9)	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM
59. Dornachbrugg (DOR)	(612.75/259.80)	(Picot, 2002 / 4 - Min.)	(MP22)	Molasse alsacienne
60. Basel St. Jakob	(613.85/265.73)	(biostrati. locality of the litterature)	(MP29)	Calcaires Delémontiens (?)
61. Wischberg	(624.65/227.63)	(5 - Rhinoceroidea)	(MN1)	Obere Bunte Mergel (?)
62. Bannwil	(624.03/223.70)	(biostrati. locality of the litterature)	(MP30)	Aarwanger Molasse (?)
63. Aarwangen	(625.96/233.18)	(5 - Rhinoceroidea)	(MP27)	Aarwanger Molasse (?)
64. Wynau	(628.49/234.45)	(biostrati. locality of the litterature)	(MP27)	Calcaires inférieurs & Terres jaune
65. Wolfwil-Kennisbännli	(628.36/234.65)	(biostrati. locality of the litterature)	(MP27)	Aarwanger Molasse (?)
66. Oensingen	(620.85/238.10)	(biostrati. locality of the litterature)	(MP26)	Calcaires inférieurs & Terres jaune
67. Egerkingen	(625.34/240.98)	(5 - Rhinoceroidea)	(MP14)	Sidérolithique
68. Waldenburg-Humbel	(624.88/246.98)	(biostrati. locality of the litterature)	(MN1)	Calcaires Delémontiens (?)
69. Brochene Fluh (BrFl)	(621.90/247.54)	(Picot, 2002 / 4 - Min.)	(MP29-30, MN1?)	Calcaires Delémontiens
70. Bennwil (BEN)	(625.55/251.35)	(3 - Séd. & Pal.)	(Serravalian?)	Vögesenschüttung, Juranagelfluh & Glim.
71. Boningen	(630.91/239.67)	(biostrati. locality of the litterature)	(MP27)	Aarwanger Molasse (?)
72. Rickenbach	(632.20/242.30)	(5 - Rhinoceroidea)	(MP29)	Aarwanger Molasse (?)
73. Zeglingen	(635.09/252.45)	(2 - Lithostratigraphie)	(MN6)	Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM

Fig. 3-2 Légende de la carte de localisation de la Fig. 3-1.

véritable niveau repère. Cependant d'une manière générale elles montrent toujours une sédimentation de faible énergie, loin des grands systèmes de drainage de l'époque. Les assemblages de lithofaciès sont toujours assez typiques. On retrouve essentiellement des lithofaciès sableux, silteux et marneux de la plaine d'inondation (**Sh**, **Sp**, **Sm**, **Fm**, **Fl**, cf. Fig. 1-5 et Tab. 1-1). Les éléments architecturaux dominants sont soit des dépôts de plaine d'inondation indifférenciés (**FF**), soit de vastes couvertures de sables fins laminés (**CS**) caractéristiques des dépôts de débordement, des chenaux de crevasse (**CC**) ou des barres sableuses distales (**SB(CC)**) que l'on retrouve dans les lits de ces derniers.

Fouille de La Beuchille (Fig. 3-4 et 3-5)

Du point de vue stratigraphique, la fouille de La Beuchille, au sud de la Deute, indique, la base des dépôts molassiques mis au jour par les travaux de l'A16.

Tout comme pour les coupes de La Beuchille, une interprétation fine de ces dépôts est rendue relativement difficile par les impacts tant de la tectonique que de la diagenèse. Cependant dans son ensemble la fouille de La Beuchille montre également un milieu de dépôt alluvial de basse énergie, à l'abri des grands systèmes de drainage de l'époque. Par le biais des coupes 1 et 2, il est possible d'émettre quelques hypothèses sédimentologiques supplémentaires.

La base de la fouille (banc 100) montre un vaste banc sableux (**Sh**), qui pourrait représenter un dépôt de remplissage d'un petit chenal de crevasse splay (**CC** ou **SB(CC)**). Cependant lorsque l'on regarde son extension latérale sur le pourtour de la fouille, on pourrait aussi l'interpréter comme une couverture sableuse d'un drainage distal d'inondation (**CS**). Par la suite, dans le banc 200 (**Fl**), on semble passer à des dépôts de fin de crue, dans une zone plus distale de la plaine d'inondation (**FF**). Avec les couches 300 (**Sp**) et 400 (**Sp**, **Sm** à **Ss**) l'énergie de drainage augmente légèrement et permet la mise en place de dépôts sableux remplissant les petites dépressions formées par des chenaux de débordement (**CC**) lors de la crue. Finalement au sommet de la fouille la couche 510 (**Fsm**) présente soit un remplissage d'un bras de chenal abandonné (**FF(CH)**), soit un niveau palustre dans une dépression latérale humide appelée chute (**FF** proximale). La couche 520 (**Ss**, **Sm** à **Sl**) avec sa base érosive ravinante et son litage oblique type point bar (**LA**) semble, quant à elle, montrer une forme d'accrétion latérale souvent associée à une

migration de chenal. Ici certainement un chenal distal de débordement (**CC**).

B. Paléontologie

Les coupes de La Beuchille se sont révélées très pauvres en macrofossiles et microfossiles. Seuls de rares fragments de vertébrés et de gastéropodes fluvio-terrestres peuvent être observés dans quelques niveaux marneux. 31 sacs de lavages ont été échantillonnés, afin d'isoler quelques formes sous le microscope binoculaire.

La fouille de La Beuchille a mis au jour un grand nombre d'objets fossiles. Au niveau de la paléobotanique, on ne retrouve pas moins de 21 troncs et branches dans des états de conservation divers. Les trois troncs les plus spectaculaires ont pu être moulés, dégagés et préservés à la Section de paléontologie de canton du Jura. De plus de nombreux cônes, fruits et graines fossiles viennent compléter la flore du site.

En ce qui concerne la faune, elle est certes moins riche, mais pas moins intéressante. De nombreux os entiers ou en fragments ont pu être dégagés. On notera en particuliers trois fragments de mâchoires d'*Iberomeryx minor*, une quinzaine de dents plus ou moins entières de micro- et macromammifères, dont une superbe molaire supérieure d'*Anthracotherium* sp.. Sur l'ensemble de la fouille près 500kg ont été lavés.

Le Tab. 3-1 présente une brève synthèse des découvertes paléontologiques du site.

Palynologie

Neuf échantillons ont été préparés pour des analyses palynologiques. Deux niveaux (p-BEU-600-M1 et p-BEU-600-4) de la fouille ainsi qu'un autre niveau de la coupe BEU-XI (p-BEU-XI.8) se sont révélés très riches. Les autres niveaux sont de moins bonne qualité, mais présentent tous quelques formes palynologiques. Une étude approfondie de ces palynofaciès est en cours et les résultats seront prochainement publiés.

Chacun des échantillons présente une forte teneur en matière organique (fragments de bois) et en grains de pyrite. Les résultats préliminaires des palynofaciès indiquent une dominance claire des Taxodiaceae et des Pinaceae. Régulièrement on retrouve encore des pollens d'angiospermes, dont des très belles formes de Juglandaceae et d'*Alnus* sp., ainsi que des spores (fougères).

Un fait curieux est encore la présence de dinoflagellés, dont on ne sait si ils sont remaniés. Une

Fossiles / Fouille et Coupes		BEU-fouille	BEU-I	BEU-II	BEU-VII	BEU-X
Flora	Fruits ind.	✓	✓	BEU-II.6		✓
	Bois ind.	✓	✓	✓	✓	✓
	Charophyta ind.	✓				
Foraminifera	Foraminifera ind.	BEU-500-A2B2				BEU-X.3
Invertebrata	Mollusca ind.	✓	✓	✓	✓	✓
	<i>Helix ramondi</i>	BEU-000-F6.3				
	Helicidae	✓	✓	✓	✓	✓
	<i>Lymnaea</i> sp.	✓	✓	✓	✓	✓
	<i>Planorbis</i> sp.	BEU-000-J2.7				
	<i>Bythinia</i> sp.		✓			
Poissons	Os et dents ind.	✓				
Reptilia	Reptilia ind.					BEU-X.4
	Testudinata ind.	BEU-500-B2.3				
	Trionychidae ind.	BEU-200-P4.1				
	<i>Ophisaurus</i> sp.	✓			✓	✓
Mammalia	Os et dents ind.	✓	✓	✓	✓	✓
Marsupialia	Didelphidae ind.					BEU-X.2
Insectivora	cf. Nyctitheriidae ind.					BEU-X.3
Rodentia	Theridomyidae ind.				BEU-VII.7	BEU-X.2 BEU-X.4 BEU-X-102
	<i>Blainvillimys avus</i>		BEU-I.4			
	<i>Theridomys</i> sp.	BEU-500-A2B2				BEU-X.2
	Gliridae ind.					
	<i>Glivarus</i> sp.					BEU-X.2
	<i>Bransatoglis</i> sp.					BEU-X.2
	Cricetidae ind.					
	<i>Atavocricetodon</i> sp.				BEU-VII.7	BEU-X.4
	<i>Pseudocricetodon</i> cf. <i>montalbanensis</i>					✓
Artiodactyla	Ruminantia ind.	✓				
	<i>Iberomeryx minor</i>	BEU-200-A4 BEU-500-A2 BEU-700-J1				
	Anthracotheriidae ind.	✓				
	<i>Anthracotherium</i> sp.	BEU-510-A4.4 BEU-510-A4.5 BEU-520-A5.2				

Tab. 3-1 Liste des fossiles de La Beuchille (BEU) (✓ présent sur l'ensemble de la coupe ou fouille).

détermination de ces formes pourrait répondre à la question du remaniement ou de la présence proche de la côte marine rhénane.

Macroflore

Les 21 troncs et branchages retrouvés à La Beuchille sont en cours d'étude à l'ETHZ par W.H. SCHOCH. Les résultats préliminaires indiquent un mélange de feuillus (arbre 1, 4, 12, 17, 18 et 20) et de conifères (arbre 2, 3, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 13, 14, 15 et 16). Les nombreux cônes ou pives appartiennent à des Pinaceae.

Nannofossiles

Trois échantillons ont été préparés pour les nannofossiles. Le premier provient de galets mous prélevés dans la fouille (n-BEU-200.G1) et les deux autres de niveaux argileux des coupes BEU-II (n-BEU-II-6) et BEU-IV (n-BEU-IV-1). Étonnamment les trois échantillons se sont révélés très riches en nannofossiles. Cependant à chaque fois ils correspondent à des zones à nannos de l'Eocène moyen et supérieur (Tab. 3-2).

Sample	n-BEU-200.G1	n-BEU-II-6	n-BEU-IV-1
Total fossils	859	1056	624
Nannozone	upper NP17	NP20	middle NP17
Lithology	Mud pebbles	Grey clay	Grey clay
<i>Blackites tenuis</i>	1	1	
<i>Campylosphaera dela</i>	1		
<i>Chiasmolithus consuetus</i>	3		2
<i>Chiasmolithus grandis</i>	2	2	
<i>Chiasmolithus modestus</i>		1	
<i>Chiasmolithus omaruensis</i>		1	
<i>Chiasmolithus solitus</i>	3		
<i>Chiasmolithus titus</i>	3		
<i>Clausiococcus cribellus</i>		1	1
<i>Clausiococcus fenestratus</i>	3		1
<i>Clausiococcus subdistichus</i>	1		
<i>Coccolithus miopelagicus</i>			1
<i>Coccolithus pelagicus</i>	200	200	200
<i>Criboecentrum reticulatum</i>	1	1	1
<i>Cyclicargo. floridanus</i> (<9)	1	1	
<i>Cyclicargolithus marismontium</i>	3		
<i>Dictyococcites bisecus bisecus</i>	15	40	10
<i>Dictyococcites perplexus</i>	3		
<i>Dictyococcites stavensis</i>	5	3	1
<i>Discoaster barbadiensis</i>		1	1
<i>Discoaster deflandrei</i>		1	
<i>Discoaster lodoensis</i>			1
<i>Discoaster multiradiatus</i>	1		1
<i>Discoaster saipanensis</i>		1	1
<i>Discoaster tanii</i>	2		1
<i>Discoaster tani nodifer</i>		1	
<i>Ellipsolithus distichus</i>			1
<i>Ericsonia formosa</i>	10	30	2
<i>Ericsonia ovalis</i>	200	200	100
<i>Fasciculithus tympaniformis</i>	1		
<i>Geminilithella bramlettei</i>		1	
<i>Helicosphaera bramlettei</i>	1	1	

Tab. 3-2 Liste des nannofossiles de La Beuchille (BEU).

Sur l'ensemble du site de La Beuchille, je n'ai jamais pu mettre en évidence de faciès saumâtre ou marin, à l'exception peut-être des niveaux à foraminifères décrits ci-dessous. Cependant CLÉMENT & BERGER (1999) décrivent des faciès en « interfingering » entre des sédiments marins côtiers et des sédiments fluvio-terrestres dans les forages de la Communance, 1km plus à l'Ouest. Les coupes et la fouille de La Beuchille ont montré à chaque fois des faciès fluvio-terrestres francs. De plus la biostratigraphie déduite de cette nannofaune (Eocène moyen à supérieur) n'est

<i>Helicosphaera compacta</i>		3	
<i>Helicosphaera seminulum</i>	2		
<i>Isthmolithus recurvus</i>		1	
<i>Lanternithus minutus</i>	2		1
<i>Markalius inversus</i>	1		
<i>Neococcolithes dubius</i>	1		
<i>Neocrepidolithus biskayae</i>	1		
<i>Pemma basquense</i>		1	
<i>Pontosphaera lateora</i>		1	
<i>Pontosphaera versa</i>			1
<i>Prinsius martinii</i>	3		10
<i>Reticulofenestra caucasia</i>	3	1	1
<i>Reticulofenestra coenura</i>		1	
<i>Reticulofenestra daviesi</i>		2	
<i>Reticulofenestra dictyoda</i>	100	300	200
<i>Reticulofenestra gartnerii</i>			1
<i>Reticulofenestra hampdenensi</i>		1	1
<i>Reticulofenestra hillae</i>		2	
<i>Reticulofenestra hillae</i> (8-14)	10	10	4
<i>Reticulofenestra minuta</i>	200	200	10
<i>Reticulofenestra pelycomorpha</i>	1		1
<i>Reticulofenestra samodurovii</i>	2		1
<i>Reticulofenestra umbilicus</i>	1	1	2
<i>Sphenolithus anarrhopus</i>	1		
<i>Sphenolithus conspicuus</i>	1		
<i>Sphenolithus moriformis</i>	5	3	3
<i>Sphenolithus pseudoradians</i>		1	
<i>Sphenolithus radians</i>	1	3	1
<i>Sphenolithus spiniger</i>	3		
<i>Toweius crassus</i>			1
<i>Toweius eminens</i>	5	2	1
<i>Toweius pertusus</i>	50	30	50
<i>Toweius rotundus</i>			5
<i>Toweius serotinus</i>			3
<i>Toweius tovae</i>			1
<i>Transversopontis obliquipons</i>	3	1	1
<i>Zygrhablithus bijugatus</i>	3	5	
<i>Reworked Cretaceous</i>	500	500	500

pas du tout en accord avec celle déduite de la faune mammalienne (MP23-24). Il est évident qu'il y a non seulement transport, mais également remaniement. Cette nannofaune pourrait provenir des flyschs alpins (transport par le vent ?).

Foraminifères

Deux lavages (BEU-500-A2B2 et BEU-X.3) ont révélé quelques rares foraminifères benthiques, systématiquement recristallisés, dans des états de conservation très médiocres. Aucune détermination

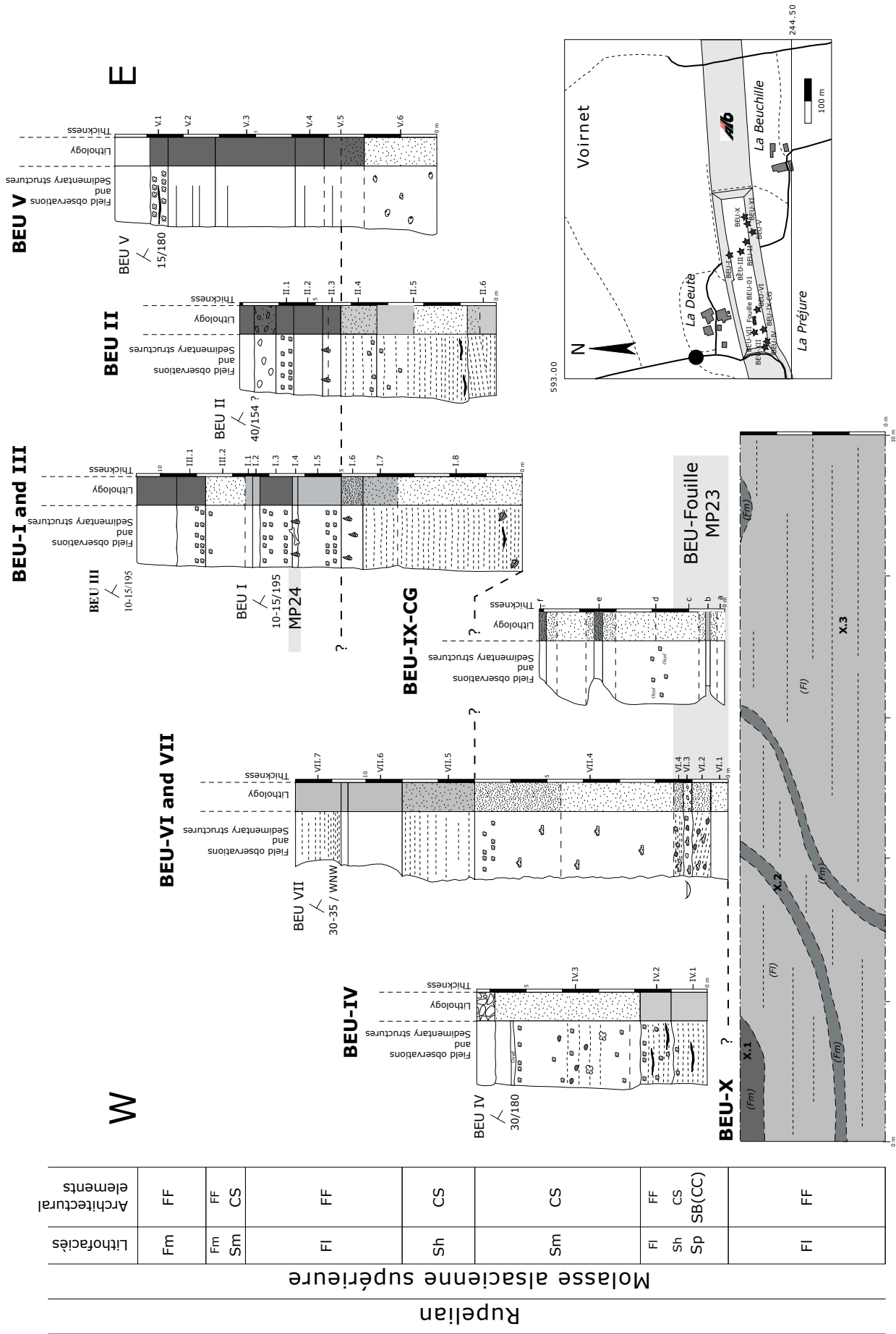
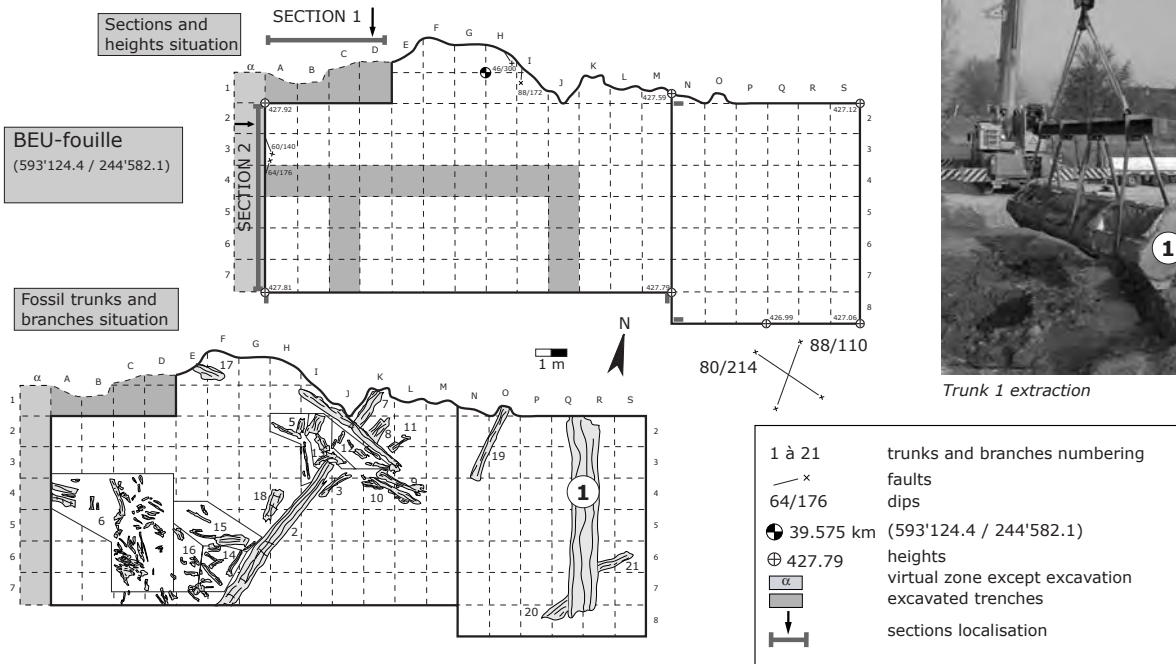


Fig. 3-3 Synthèse des coupes de La Beuchille.

Excavation La Beuchille



SECTION 2 A2-A7

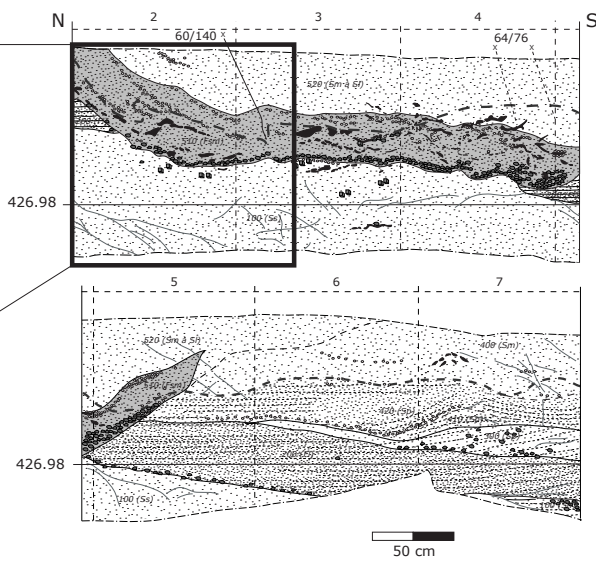
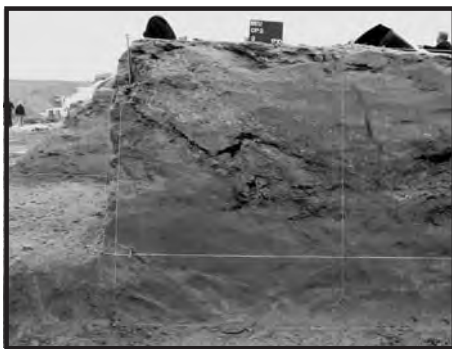
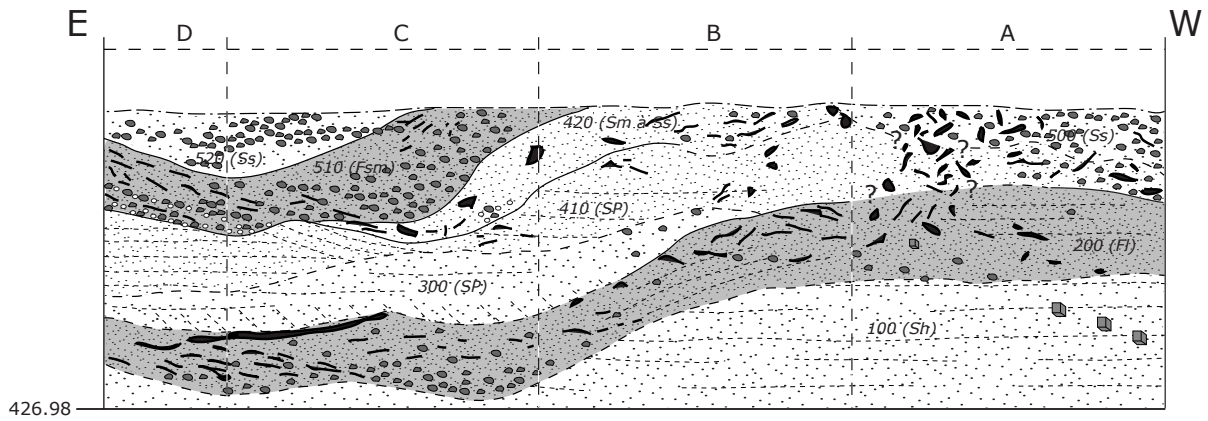


Fig. 3-4 Situation de la fouille de La Beuchille.

BEU - fouille
(593'124.4 / 244'582.1)

Coupe 1 D1-A1



Coupe 2 A2-A7

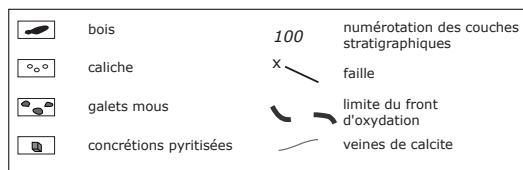
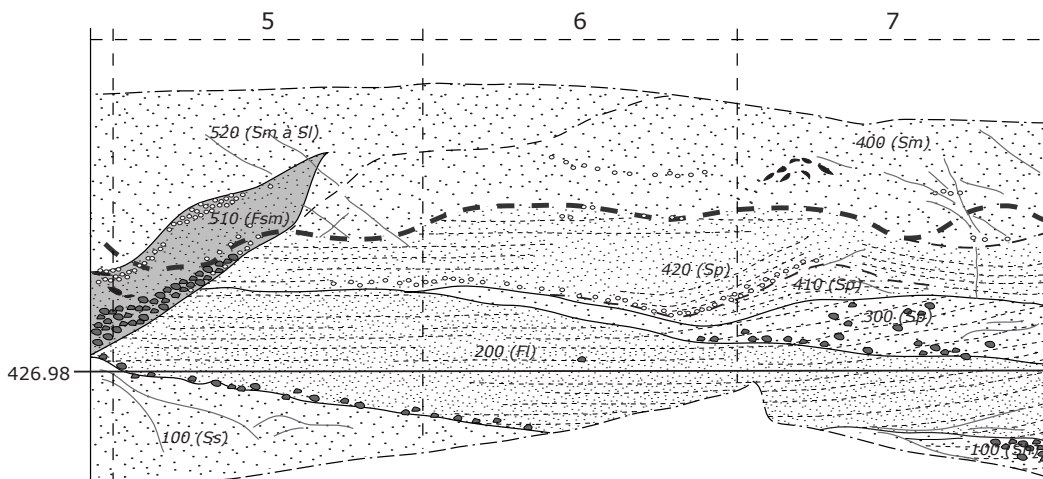
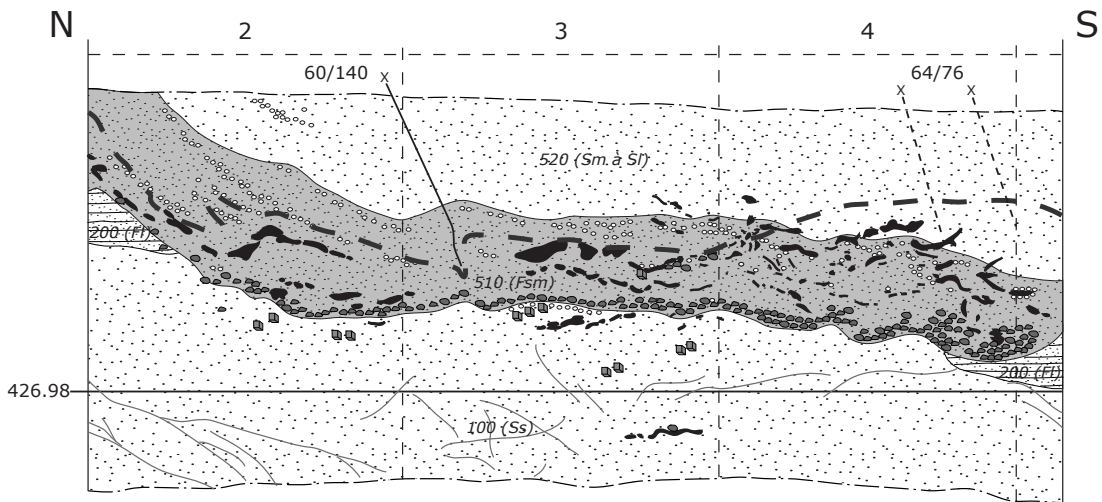


Fig. 3-5 Coupes de la fouille de La Beuchille.

n'a été possible pour l'instant. Cependant l'intérêt de cette découverte réside dans la question du transport ou du remaniement. S'il est certain que les nanno-fossiles sont remaniés et proviennent probablement des flyschs alpins, qu'en est-il des foraminifères ? Ils ne sont probablement pas originaires des Alpes, car il s'agit de formes benthiques sans affinité avec les flysch alpins. Ils peuvent donc n'être remaniés que du Jurassique (ou Crétacé ?) local, pour autant que le relief de l'époque le permette, ou transportés par les courants de marées de l'UMM rhénane. Cette dernière possibilité confirmerait l'hypothèse de l'« interfingering » des faciès marins côtiers et fluvio-terrestres de CLÉMENT & BERGER (1999) et surtout la présence de la mer rhénane dans le synclinal de Delémont au Rupélien supérieur (MP23-24).

Gastéropodes

Pratiquement tous les lavages de La Beuchille ont fourni des fragments de mollusques, dont la totalité semble être des gastéropodes.

Les tris sous la binoculaire présentent toujours une forte dominance des Helicidae (de 95% à 100%), complétée par quelques spécimens de *Lymnaea* sp.. Sur quelques macroformes dégagées dans la fouille, on reconnaît un *Helix ramondi* (BEU-000-F6. 3) et un *Planorbis* sp. (BEU-000-J2.7). L'échantillon BEU-I.4 a encore fourni des opercules de *Bythinia* sp.

La faune de gastéropodes de La Beuchille se compose donc essentiellement de formes terrestres (Helicidae), accompagnée par quelques formes d'eau douce (*Lymnaea* sp., *Planorbis* sp.).

Poissons

Seules quelques rares dents pharyngiennes et des fragments d'os ont pu être attribués à des poissons.

Reptiles

Des ostéoderme d'*Ophisaurus* se retrouvent régulièrement sur l'ensemble du site, mais jamais en nombre important.

Le niveau BEU-X-4 a révélé plusieurs fragments de mandibule de reptile indéterminé.

Tortues

Deux pièces appartenant à deux espèces différentes ont été trouvées. Il s'agit d'abord d'un hypoplastron de Trionychidae (BEU-200-P4.1). Une détermination plus précise semble être possible, mais il faudrait un accès à beaucoup de matériel de comparaison. La deuxième pièce (BEU-500-B2.3) est une plaque dor-

sale présentant une ornementation différente des Trionychidae. Elle montre notamment un sillon indiquant la présence d'écussons, caractère absents chez les Trionychidae. D'après le Dr. H. Tong (comm. écrite) il n'existe pas de tortue tertiaire avec une ornementation semblable. La question d'un remaniement du Jurassique, bien qu'improbable, semble tout de même se poser.

Les Trionychidae représente la famille des tortues à carapace molle. Leur biotope préférentiel est aquatique, plus ou moins palustre, sous un climat chaud. Ils vivent volontiers dans la vase et les fonds sableux des lacs ou des étangs. Généralement omnivores, les espèces actuelles se nourrissent volontiers d'insectes et d'écrevisses.

Micromammifères

De nombreux lavages ont révélé des fragments de dent et d'os divers, mais les formes entières et déterminables sont assez rares. La pièce la plus intéressante est une molaire inférieure déterminée comme *Blainvillimys avus* (BEU-I.4), espèce typique du niveau mammalien MP24. Le reste de la faune de micromammifères se compose de Gliridae, de Cricetidae et de Theridomyidae qui ne contredisent pas cette datation (Fig. 3-6).

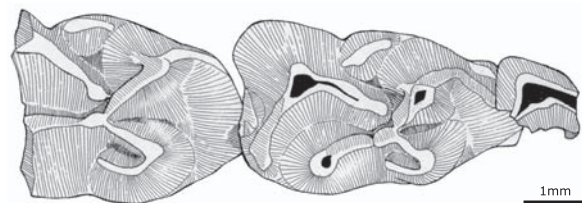


Fig. 3-6 *Iberomeryx minor* (Filhol, 1882)
Mand. dext. M1 (frag.)-M3 (frag.), BEU-fouille, BEU-700-J1
Dessin par B. Engesser, Musée d'Histoire Naturelle, Bâle.

Macromammifères

Deux espèces de macromammifères ont été découvertes, *Anthracotherium* sp. et *Iberomeryx minor* (Fig. 3-7). Cette dernière représente un petit ruminant primitif connu seulement par des restes dentaires. Cependant elle est l'élément discriminant pour la biostratigraphie du site.

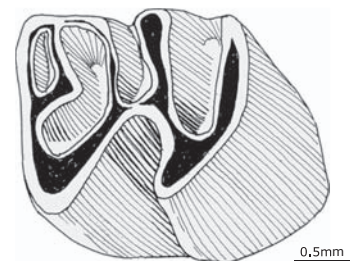


Fig. 3-7 *Blainvillimys avus* (Stehlin & Schaub, 1987)
m2 sin., BEU-coupes, BEU-I.4
Dessin par B. Engesser, Musée d'Histoire Naturelle, Bâle.

C. L'anthrocothère de La Beuchille

Anthracotherium Cuvier, 1822

Distribution stratigraphique et géographique

Les plus vieux Anthracotheriidae sont connus en Asie, dans l'Eocène moyen de Birmanie (Tsubamoto *et al.*, 2002a et b). En Europe, le genre *Anthracotherium* n'arrive qu'après la « Grande Coupure », avec *Anthracotherium alsaticum* que l'on retrouve dans les Phosphorites du Quercy (MP21). *Anthracotherium* est très commun durant l'Oligocène européen, mais semble disparaître juste avant le Miocène. On retrouve une dernière espèce, *Anthracotherium cf. magnum*, à Rickenbach (MP29). En Asie, ils persistent en tout cas durant le Miocène inférieur, voire le Miocène moyen.

HÜRZELER (1982) cite un Anthracotheriidae de Casteani/Ribolla (Toscane, MN12) que VAN DER MADE (1999) attribue au genre *Anthracotherium*. Dans le même ouvrage ce dernier auteur mentionne encore un possible Anthracotheriidae d'Oschiri (Sardaigne, MN2). L'origine de ces formes insulaires demeure pour l'instant incertaine (ENGESSER, 1989).

Description du matériel de La Beuchille

M3 sin. (BEU-510-A4.2)

Molaire supérieure bunodonte à usure faible, subrectangulaire et tétraradiculée, aux tubercules volumineux en forme de pyramides basses, les quatre principaux sont sensiblement de la même

hauteur. Protoconule bien développé, marqué par une longue crête partant de son sommet en direction du cingulum antérieur bien marqué. Métaconule bien développé. Cingulum postérieur marqué, cingulum lingual absent. Cingulum labial discontinu, prolongeant le métaconule et s'effaçant au niveau du métastyle et du parastyle. Protocône et hypocône avec deux plis crescentiformes ; de plus un pli médian part du sommet du protocône en direction de l'arrière du protoconule. Parastyle et mésostyle robustes ; métastyle plus faible. Paracône et métaconule avec pli médian se dirigeant vers le sommet du métaconule.

Frag. M1 ou P4 dext. (BEU-510-A4.5)

Fragment trop petit pour une détermination, mais la taille semble correspondre à une M1 ou P4. Les tubercules principaux semblent bien isolés du type bunodonte de l'*Anthracotherium*.

McII sin. légèrement roulé (BEU-520-A5.2)

Métacarpe plutôt court et trapu. Diaphyse large en face antérieure et légèrement recourbée médialement. Section de la diaphyse subtriangulaire, avec un grand côté rectiligne antérieur, un petit côté rectiligne postéro-médial et un côté moyen postéro-latéral concave distalement et convexe proximale. Epiphyse distale avec une quille-guide sur la face distale, se prolongeant légèrement postérieurement et dont la partie latérale est plus haute distalement et plus longue postérieurement. Epiphyse proximale plutôt étroite dont la facette répondant du trapézoïde montre un triangle allongé antéro-postérieurement. Bord médial semble

	MP22	MP22	MP23 ?	MP23	MP27
M3	Weinheim <i>A. sp.</i> N=1	Weinheim <i>A. alsaticum</i> ? N=1	Quercy <i>A. alsaticum</i> N=4	Beuchille <i>A. sp.</i> N=1	St. André <i>A. sp.</i> N=1
L	48.5	41.5	41.6	48.5	47.5
l	54.5	45.5	47.0	54.5	55.0
H	22.5	19.0	20.6	25.5	22.0
	?	MP29	MP29	MP29	
	Szapar <i>A. valdense</i> N=1	Rochette <i>A. valdense</i> N=1	Belmont <i>A. magnum</i> N=1	Rickenbach <i>A. cf. magnum</i> N=2	
L	53.5	57.0	48.0	51.5	
l	60.0	63.0	56.5	68.5	
H	-	24.5	24.0	26.0	

Tab. 3-3 Dimensions comparées des M3 d'*Anthracotherium* : *A. sp.* de Weinheim, NHMBern (W.4, W.2) ; *A. alsaticum* du Quercy, NHMBasel (Q.V.H11, Q.W.629-31, Q.A.8, Q.V.449-51) ; *A. sp.* de St. André, NHMBasel (MAR669) ; *A. valdense* de Szapar, NHMBasel (T.O.987) ; *A. valdense* de la Rochette, NHMBasel (U.M.6861) ; *A. magnum* de Belmont, NHMBern (sans numéro) ; *A. cf. magnum* de la Rickenbach, NHMBasel (H.R.188, U.M.3184). L = longueur, l = largeur, H = hauteur de la couronne (en millimètres).

montrer une petite facette roulée répondant au trapèze et le bord latéral une autre de faible hauteur et allongée antéro-postérieurement répondant au magnum.

	MP23 Beuchille A. sp. N=1	MP23 Quercy A. alsaticum N=1
L	112.0	109.5
DT prox.	22.5 ?	19.0
DAP prox.	25.5 ?	29.0
DT dia.	24.0	23.0
DAP dia.	15.0	16.5
DT dist.	29.0	27.5
DAP dist.	24.5	29.0

Tab. 3-4 Dimensions comparées des McII d'*Antracotherium* : *A. alsaticum* du Quercy, NHMBasel (Q.L.9). L = longueur maximale, DT prox. = diamètre transversal proximal articulaire, DAP prox. = diamètre antéro-postérieur maximal, DT dia. = diamètre transversal de la diaphyse en son milieu, DAP dia. = diamètre antéro-postérieur de la diaphyse en son milieu, DT dist. = diamètre transversal articulaire de l'épiphyse distale, DAP dist. = diamètre antéro-postérieur articulaire de l'épiphyse distale (en millimètres).

Discussion

La M3 de La Beuchille présente indiscutablement les caractères morphologiques principaux du genre *Antracotherium*, avec sa forme subrectangulaire, ses tubercules volumineux, ainsi que ses protocône et hypocône à plis crescentiformes. Ses dimensions sont nettement plus faibles que celles d'*A. valdense* de Scazpar (Hongrie) et de la Rochette, ainsi que celles d'*A. cf. magnum* de Rickenbach. Par contre elles sont relativement proches de l'*A. magnum* de Belmont, mais les caractères morphologiques diffèrent au niveau du parastyle, qui présente une double crête chez *A. magnum*, et au niveau de la fermeture de la vallée médiane, qui est double chez *A. magnum* et simple à La Beuchille ou chez *A. alsaticum* du Quercy. La M3 de La Beuchille s'accorde bien avec la morphologie d'*A. alsaticum* du Quercy, mais ses dimensions sont clairement plus grandes. Les M3 de Weinheim présentent deux morphométries différentes. La plus petite semble appartenir à *A. alsaticum*, alors que la deuxième est très proche de celle de La Beuchille, au même titre que celle de St. André (Marseille) (Tab. 3-3).

Il est très difficile de déterminer l'*Antracotherium* de La Beuchille au niveau spécifique, les caractères dentaires du genre souffrant d'une trop grande monotonie. De par ses dimensions et sa morphologie, on peut tout de même déjà exclure *A. magnum* et *A.*

valdense. De par la biostratigraphie de la fouille de La Beuchille (MP23), une espèce similaire à celle de St. André semble improbable. *A. alsaticum*, qui a priori serait l'espèce la plus attendue, est vraiment plus petit. Par contre la grande forme de Weinheim, qui malheureusement n'est pas déterminée au niveau spécifique, pourrait bien représenter la même espèce.

Il est regrettable que le matériel de comparaison de Kleinblauen (MP22), et de l'*A. bumbachense* de Bumbach (MP25) n'est pas disposé de M3 et de McII. Ce d'autant plus que STEHLIN (1914) mentionnait *A. bumbachense* à Kleinblauen, dont la biostratigraphie est identique à celle de Weinheim et très proche de celle de La Beuchille. Cependant il est à noter que BRUNET & VIANEY-LIAUD (1987) cite une première apparition d'*A. bumbachense* seulement à MP25 (Tab. 3-5).

Pour toutes ces raisons, une détermination spécifique définitive de l'antracothère de La Beuchille n'est pas possible pour l'instant. Il reste ainsi *Antracotherium* sp..

MP units	Reference locality	<i>A. dalmatinum</i>	<i>A. stehlini</i>	<i>A. alsaticum</i>	<i>A. magnum</i>	<i>A. cuvieri</i>	<i>A. bumbachense</i>	<i>A. hippoideum</i>	<i>A. valdense</i>
MP30	Coderet								
MP29	Rickenbach				cf.				
MP28	Pech du Fraysse								
MP27	Boningen								
MP26	Mas de pauffié								
MP25	Garouillas								
MP24	Heimersheim								
MP23	Itardies								
MP22	Villebramar								
MP21	Soumaille								

Tab. 3-5 Distribution stratigraphique d'*Antracotherium* en Europe centrale et occidentale.

Encore une fois, le matériel de comparaison manquait pour le McII de La Beuchille. L'unique McII observée provient du Quercy et appartient à *A. alsaticum*. Cependant cette pièce diffère sensiblement de celle de La Beuchille au niveau morphométrique. Elle est d'une part légèrement plus petite, mais également d'une allure plus trapue (Tab. 3-4). Ceci confirme encore une fois que l'antracothère de La Beuchille n'est pas un *A. alsaticum*, sa forme étant plus grande et certainement plus gracile.

D. Biostratigraphie

La molaire supérieure de l'*Anthracotherium* de la fouille donne une première approche biostratigraphique du site de La Beuchille. Les premières espèces connues du genre apparaissent en Europe juste après la « Grande Coupure » (MP21). La « Grande Coupure » est définie par STEHLIN (1909) à la transition Eocène-Oligocène dans les faunes d'ongulés du Bassin de Paris. Elle est marquée par une crise climatique globale (refroidissement) qui ferme le Déroit de Turgāi et crée ainsi un pont terrestre favorable à l'immigration de faunes asiatiques en Europe. L'anthracothère du gisement de La Beuchille, déterminé comme *Anthracotherium* sp., représente une espèce post-éocène.

Le petit ruminant primitif, *Iberomeryx minor*, est très rare et connu jusqu'à aujourd'hui seulement dans deux gisements à biostratigraphie clairement définie, Lovagny (Savoie) et Itardies (Quercy). Il semble être exclusif à la zone MP23 et date donc la fouille de La Beuchille de cette zone. On retrouve encore *Iberomeryx minor*, sous le nom de *Cryptomeryx gaudryi* (GAUDANT, 1979), dans un gisement à Soulce (Canton du Jura), dont la biostratigraphie reste malheureusement un peu floue.

Blainvillimys avus, théridomorphe primitif de la famille des Theridomyidae révélée dans le niveau BEU-I.4, est typique pour la zone MP24 et permet une première datation dans les coupes de La Beuchille

Ainsi la Molasse alsacienne supérieure de la région de La Beuchille indique deux datations différentes, MP23 (BEU-fouille) et MP24 (BEU-I), qui ne contredisent en aucun cas les résultats biostratigraphiques de CLÉMENT & BERGER (1999) et de PICOT (2002). Cependant, il se pourrait que les formations des Marnes noires de la Birse et de la base de la Molasse alsacienne supérieure soient synchrones à la zone mammalienne MP23 (Fig. 2-2).

E. Paléoécologie et paléoenvironnement

Les minéraux lourds (Tab. 3-6)

Les analyses des minéraux lourds ont été faites sur 7 échantillons de la fouille et des coupes de La Beuchille. Les spectres sont assez constants. Ils montrent une dominance du Grenat (46%-74%) et du groupe Epidote-Zoisite (8%-24%). Les autres minéraux lourds présents sont le Zircon (0%-21%), la Staurotide (6%-14%), la Tourmaline (2%-8%) et le Spinelle (0%-7%). La Glaucophane (0%-1%) est insignifiante, voire absente (Fig. 3.8). Ces spectres sont similaires à ceux de la Molasse alsacienne du synclinal de Laufon et de la bordure Sud-rhénane (PICOT, 2002). Par contre ils sont différents de ceux des synclinaux de Moutier et de Tramelan-Tavannes-Court, où le spinelle a disparu, les teneurs en Staurotide, Zircon et Tourmaline ont diminué et l'Epidote a pris l'ascendant sur le Grenat. Ceci n'est pas étonnant lorsque l'on considère le décalage spatio-temporel de la Molasse alsacienne des synclinaux de Moutier et de Tramelan-Tavannes-Court (plus méridionale et certainement plus jeune).

Le groupe Grenat et Epidote-Zoisite provient probablement du bouclier scandinave, très loin au Nord, alors que la Spinelle provient des Vosges. Le groupe Staurotide, Tourmaline et Zircon provient du Massif Central et est distribué par les systèmes fluviaux jurassiens de l'époque, la Molasse alsacienne (BRIANZA *et al.*, 1983). Le synclinal de Delémont devait alors être alimenté par trois systèmes de drainage différents durant le Rupélien supérieur (MP23-24). BRIANZA *et al.* (1983) précisent qu'aucune influence alpine n'est marquée avant le Chattien dans le Jura. L'augmentation de l'Epidote à Moutier et à Tavannes est due à l'influence du Thunerseeschüttung (ANTENNEN, 1973 ; PFIRTER, 1997) qui n'a certainement pas été actif aussi loin avant MP25 (Fig. 3.9).

Plusieurs considérations peuvent être tirées de ces analyses de minéraux lourds. A La Beuchille, les

	Gre	Horn	Glau	E+Z	Staur	Sil	Dis	And	Zir	Tou	Rut	Tit	Spi
h-BEU-I.8	44	1	1	22	6	0	<1	0	13	6	1	0	6
h-BEU-II.5	48	0	1	13	6	0	0	0	21	4	2	0	5
h-BEU-IV.3	54	0	0	19	9	0	<1	1	11	5	1	0	<1
h-BEU-V.6	56	0	1	12	14	<1	1	1	8	6	<1	0	1
h-BEU-X.1	58	0	<1	9	8	0	2	0	7	8	1	0	7
h-BEU-XI.4	46	0	0	24	5	0	1	0	11	4	2	0	5
h-BEU-300-A7	74	0	<0	8	14	0	2	0	0	2	0	0	0

Tab. 3-6 Minéraux lourds des coupes et de la fouille de La Beuchille : Gre=Grenat, Horn=Hornblende, Glau=Glaucophane, E+Z=groupe Epidote-Zoisite, Staur=Staurotide, Sil=Sillimanite, Dis=Disthène, And=Andalousite, Zir=Zircon, Tou=Tourmaline, Rut=Rutile, Tit=Titanite, Spi=Spinelle.

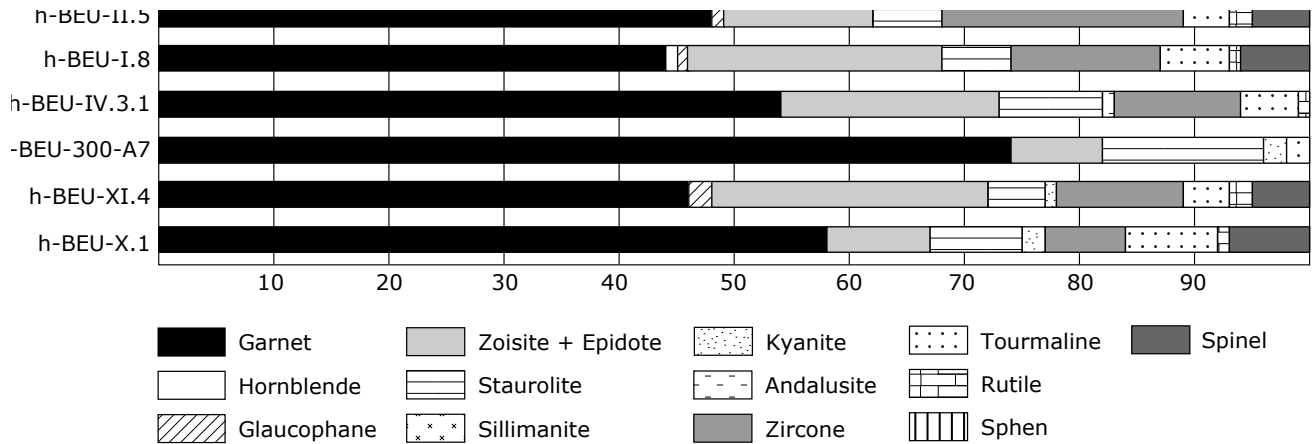


Fig. 3-8 Analyse des minéraux lourds de la Beuchille.

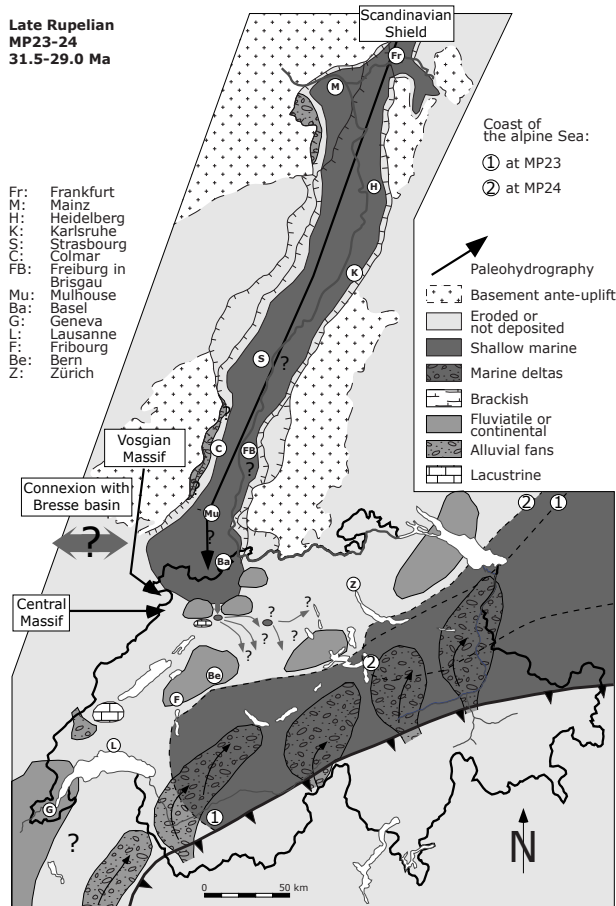


Fig. 3-9 Carte paléogéographique du Bassin molassique suisse et du Fossé rhénan au Rupélien supérieur.

dépôts ne sont pas les témoins du système de drainage principal de l'époque. On devrait en retrouver plus à l'Ouest ou au Nord, de part et d'autre du Fossé rhénan occupé par la mer rhénane à l'époque. PICOT (2002) signale le profil du Mont Russelin à l'extrémité Ouest du synclinal de Delémont. Cette coupe est datée de MP23-24, tout comme La Beuchille, et montre des lithofaciès (Gc, Ss) de plus haute énergie pouvant constituer les éléments architecturaux (CH, SB, LA) d'un système de drainage majeur. De même CLÉMENT (1998) signale des dépôts de milieux fluviatiles traduisant un certain dynamisme le long de la Birse. Plus au Nord-Est PICOT (2002) cite encore deux affleurement un peu plus vieux, la carrière de Laufon (NP22) et la coupe de Dornarbrugg (MP22).

L'absence d'influence alpine dans le Jura avant le Chattien pose un problème quant à l'origine des nannofossiles de La Beuchille, interprétés comme un remaniement du flysch alpin. Leur origine pourrait être simplement due à un transport par le vent.

Milieu de dépôt

Les dépôts de La Beuchille illustrent un paléoenvironnement distal de la plaine d'inondation. Aucune influence marine ne peut se déduire de la sédimentologie. Les sédiments sont souvent très riches en matière organique et pyrite, avec beaucoup de remaniement et de transport. Les structures sédimentaires témoignent toujours de courants assez faibles, même en ce qui

concerne les liserés conglomératiques que l'on retrouve à la base du grand arbre 1 ou à la base d'un chenal de crevasse (CC) au milieu de la fouille (non figuré sur les Fig. 3-4 et 3-5). Ces conglomérats sont composés de galets centimétriques subanguleux et d'une matrice gréseuse. En lame mince (éch. t-BEU-600-I2), on reconnaît des calcaires micritiques riches en quartz qui pourrait appartenir aux assises mésozoïques locales, mais rien ne permet de le prouver. Leur présence dans le site de La Beuchille doit être liée aux déracinements d'arbres et aux démantèlements de substrats durs qui en découlent. Par la suite ils sont piégés dans les racines de ces arbres et transportés par les courants de débordements. Ainsi ce n'est pas l'énergie qui est directement responsable de leur transport, mais la hauteur de la tranche d'eau. On peut estimer une profondeur de 1m avec la taille de l'arbre 1 (80cm de diamètre pour 6m de long). Cette hypothèse suggère une mise à l'érosion de terrains mésozoïque déjà au Rupélien, mais certainement pas un paléorelief important. L'inondation de la région sur plusieurs kilomètres ne pouvait se faire que dans une zone à relief très faible. Les accumulations de bois dans la fouille de La Beuchille se présentent soit sous forme de fragments centimétriques de bois roulé, soit sous forme de troncs ou de branches décimétriques à métriques. Le transport de ces objets, toujours assez doux, a pu se faire sur de grandes distances (plusieurs kilomètres). Il est très rare de retrouver des restes d'écorces sur les bois fossiles. Les troncs semblent alignés dans 3 directions de courant préférentielles (N-S, SE-NW et SW-NE), ce qui suppose un système de drainage instable typique des environnements de débordement.

En termes de modèle de faciès, le système alluvial de La Beuchille ne peut pas être représenté par l'entier d'un modèle architectural de MIALL (1996), le site ne correspondant qu'à une fraction d'un environnement global. L'ensemble des lithofaciès ainsi que les éléments architecturaux interprétés représentent toujours des dépôts distaux de plaine d'inondation ou de crevasse, avec des formes chenalées toujours faiblement définies. On remarque également une présence fréquente de petits chenaux de drainage de décrue, qui tendent généralement à prendre une direction préférentielle pour rejoindre naturellement l'écoulement du lit principal du système alluvial. La direction de cet écoulement naturel de décrue ne peut pas clairement être définie, mais il semblerait que sur les profils N-S les géométries chenalées soient pratiquement inexistantes, alors qu'elles sont relativement fréquentes sur les profils E-W. Ceci peut s'interpréter comme un drainage de direction N-S, ce qui est en accord avec les alignements des troncs.

Lors d'une forte crue, un éventail de débordement créé peut atteindre jusqu'à 10km de long et également jusqu'à 10 km de large à son extrémité. C'est précisément cette zone distale de l'éventail que matérialisent les dépôts de La Beuchille. Les éléments architecturaux du système de drainage principal (CH, SB, LA, LV) sont absents.

En termes de modèle, le système alluvial le plus représentatif doit être le classique « Sand-Bed Meandering River » de MIALL (1996), duquel on ne retiendrait que la zone liée à un crevasse splay. On retrouve ainsi une association typique de dépôts de crevasse (CC, CS, SB(CS)) et de plaine d'inondation (FF, (FF(CH))) dans un système alluvial bien drainé ne montrant jamais d'assèchement (Fig. 3.10). De tels environnements se rencontrent généralement sous des climats subtropicaux humides ou sous des climats tempérés. La prédominance des dépôts de crevasse par rapport aux dépôts palustres plaide en faveur d'un climat à tendance tempérée. Cette dernière remarque consolide l'idée de contraste saisonnier, mais certainement pas sous un climat tempéré, la faune de La Beuchille montrant plutôt des affinités avec un milieu tropical à subtropical.

Taphonomie, paléoécologie et paléoclimats

Les restes fossiles (paléoflore et paléofaune) indiquent toujours un transport. Ils sont souvent fragmentaires et jamais en connexion pour les fossiles de mammifères. Certains os montrent des marques d'abrasion ou même des surfaces polies. Le gisement de La Beuchille est une taphocénose typique de milieux fluviatiles avec tri des objets fossiles.

La communauté animale de La Beuchille montre une grande affinité avec les milieux aquatiques. La présence d'*Anthracotherium* sp. pourrait déjà traduire un environnement en partie palustre. Les tortues à carapace molle montrent clairement la présence d'étendues d'eau ou de rivières. Le paramètre de l'humidité du climat devait donc être important, mais certainement variable, si on se réfère aux nombreux témoins de crues dans les lithofaciès. Par contre les gastéropodes, bien que quelques formes aquatiques (*Planorbis*, *Lymnaea*) soient présentes, sont dominés par des formes terrestres (Helicidae), généralement liées à une dominance de buissons et de forêts.

Le représentant actuel le plus proche d'*Iberomyx minor* pourrait être le grand chevrotain malais, *Tragululus napu*, de la famille des Tragulidae. Cette famille se distingue des autres ruminants par certains traits encore archaïques (pas de cornes, un 4^{ème} doigt

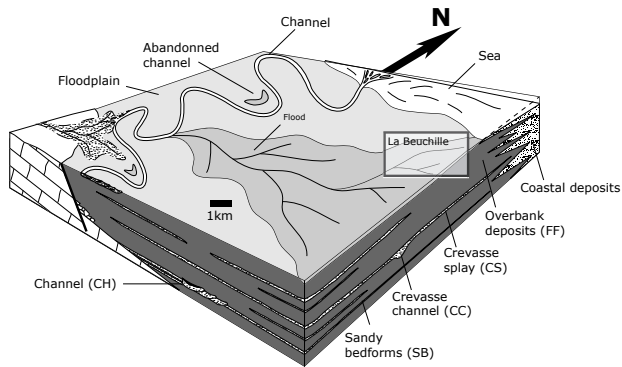


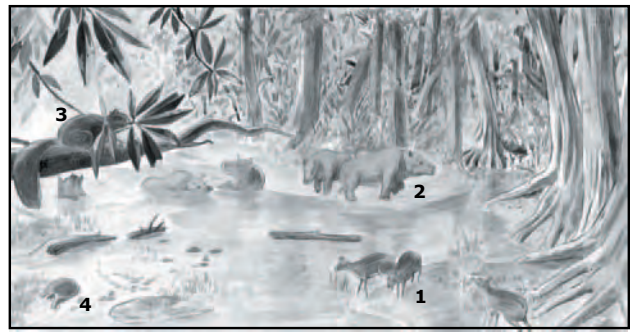
Fig. 3-10 Paléoenvironnement de la Beuchille.

bien développé, des canines supérieures à croissance continue). *Tragulus napu* pèse à peine 10kg pour une hauteur au garrot de 30-35cm, ses membres en forme d'allumettes sont typiques, et ses grands yeux ronds supposent un comportement nocturne. C'est un animal qui vit toujours à proximité d'une source d'eau douce et qui préfère les biotopes forestiers denses. Ainsi la présence d'*Iberomeryx minor* suppose également une importante couverture végétale et une affinité avec les milieux aquatiques. La structure de ses molaires, type buno-sélénodonte, témoigne d'un régime mixte composé à la fois de feuilles et de fruits, alors que sa petite taille suggère un mode de locomotion adapté aux milieux forestiers plutôt fermés, c'est-à-dire favorisant la course et les rapides changements de direction.

Les reptiles (tortues, *Ophisaurus*) sont de très bons indicateurs de paléotempérature. Celle-ci devait certainement montrer une faible variation annuelle et rarement descendre en dessous de 15°C. *Ophisaurus* peut indiquer l'existence de parcelles plus ouvertes d'arbustes et de buissons (BERGER, 1985).

L'influence marine n'est pas vraiment démontrée à La Beuchille, mais les dinoflagellés (s'ils sont marins) et les quelques foraminifères, s'ils ne sont pas remaniés, rappellent tout de même la proximité de la côte. D'ailleurs CLÉMENT (1998) signale, en plus des forages de la Communance, des tests de foraminifères dans le lavage d'un banc marneux de la Molasse alsacienne de la Birse (coupe Birse 4).

Un autre aspect intéressant réside dans la richesse de la paléoflore. La mixité entre les Pinaceae (cônes) et les Taxodiaceae suggère à la fois une bonne température avec peu de variations annuelles, une très forte humidité et un relief possible. La présence d'aulne



1. *Iberomeryx minor* 3. Gliridae
2. *Anthracotheirus* sp. 4. Trionychidae

(*Alnus*) ou de noyer (Juglandaceae) fait mention à une saisonnalité et celle des fougères cadre bien avec les environnements palustres. La dominance des conifères par rapport aux feuillus pourrait s'expliquer par un enracinement préférentiel des conifères sur des substrats durs. Lors d'une inondation, les racines sont dégagées par affouillement des sédiments meubles constituant une mince couche de sol. L'arbre devient alors instable et tombe sous son poids. Les arbres enracinés dans des sols plus épais sont mieux protégés, l'énergie des crues n'étant certainement pas assez forte pour les rendre instables.

La région de Delémont il y a 30 millions d'années

Il y a trente millions d'années, la région de Delémont se présentait sous l'aspect d'une vaste plaine d'épandage fluviale soumise à des inondations régulières qui ont ensablé et envasé toute la région. Elle était alimentée par plusieurs systèmes alluviaux et courants marins originaires du Nord et de l'Ouest. On pouvait y retrouver des biotopes forestiers denses et diversifiés, des zones marécageuses, et des parcelles un peu plus ouvertes à arbustes et buissons. La côte de la mer rhénane se trouvait à proximité et pouvaient montrer des fluctuations assez fréquentes. Le climat était constamment chaud, avec un contraste saisonnier au niveau de l'humidité qui pouvait induire de nombreuses crues aux conséquences parfois dévastatrices, telles celles du gisement de BEU-fouille. Cependant la plaine d'inondation ne semblait jamais connaître d'assèchement complet (Fig. 3.9 et 3.10).

3.2.2 Calcaires delémontiens

3.2.2.1 Pavillon-Moutier (PMO)

Les travaux autoroutiers de la Transjurane ont mis au jour un petit affleurement éphémère de Calcaires delémontiens à l'extrémité Sud du Synclinal de Moutier (595.00/235.00). Le profil levé montre une puissance de 5m et représente des dépôts classiques de marnes et de calcaires palustro-lacustres.

A. Lithofaciès et sédimentologie (Fig. 3-11)

La base du profil est matérialisée par un lithofaciès carbonaté micritique lacustre (**Lm**), typique des Calcaires delémontiens. Le sommet présente une succession de niveaux marneux, argileux et marno-calcaires, parfois marqués par de fines laminations (**Fm**, **Fl**). Les couleurs de ces dépôts de fines varient du noir au brun-beige, souvent marqués de barioles. Les éléments architecturaux déterminés sont dominés par des dépôts de plaine d'inondation *s.l.* (**FF**) et des dépôts lacustres (**LAC**).

B. Paléontologie

Fossiles / Echantillons		PMO2	PMO5
Flora	Charophyta ind.	✓	✓
	<i>Nitellopsis (Tectochara) meriani</i>		✓
	<i>Lychnothamnus (Stephanochara) ungeri</i>		✓
	Bois ind.		✓
Invertébrata	Mollusca ind.	✓	✓
Otolithe	<i>Palaeolebias weidmanni</i>		✓
	<i>Eleotridarum sectus</i>		✓

Tab. 3-7 Liste des fossiles de Pavillon-Moutier (PMO) (✓ présent).

Otolithe

Les deux espèces d'otolithes déterminées sont des représentants typiques des faunes de poissons de l'USM. Ils reflètent un caractère lacustre clair et permettent une première approche biostratigraphique.

C. Biostratigraphie

Les otolithes du niveau PMO5 (*Palaeolebias weidmanni* et *Eleotridarum sectus*) sont fréquents dans l'intervalle stratigraphique MP28-29, cependant on ne peut pas exclure un âge plus jeune ou plus vieux (REICHENBACHER, comm. écrit.).

Les charophytes *Nitellopsis (Tectochara) meriani* et *Lychnothamnus (Stephanochara) ungeri* sont caractéristiques de l'Oligocène supérieur.

Par contre je rappelle que PICOT *et al.* (1999) et PICOT (2002) précisent la biostratigraphie des Calcaires delémontiens à l'intervalle MP28-MN1.

D. Paléoécologie et paléoenvironnement

Minéraux lourds (Tab. 3-8)

Les lithologies utilisées (grès fins) pour les analyses de minéraux lourds sont très rares dans les Calcaires delémontiens. Aucune analyse n'a pu être effectuée pour la coupe PMO. Cependant le niveau BrFl64, au top de la Brochene Fluh (621.90/247.54), et l'échantillon SAI10 de la coupe de Saicourt (582.00/232.76 ; FAVRE, 1998) ont été analysés à titre de comparaison. Malheureusement l'échantillon BRFl64 s'est révélé très pauvre en minéraux lourds (seulement 57 minéraux lourds ont pu être identifiés). Son spectre doit donc être interprété avec précaution.

Les deux échantillons montrent des spectres très proches, à savoir une dominance du groupe Epidote-Zoisite (56% et 34%), du Grenat (19% et 34%), et du Zircon (14% et 16%) quasi identique au spectre du « Bone bed » de Wallenried (voir 3.2.3 Aquitanien). Les autres minéraux accessoires présents sont le Hornblende (5% et 2%), la Staurotide (4% et 6%) et la Sillimanite (2%).

Le niveau BrFl64 est probablement daté de l'Aquitainien inférieur (voir 2.2.1 Remarque sur l'Aquitainien de l'USM) et SAI10 du Chattien supérieur (MP29-30, d'après PICOT *et al.* 1999). Durant cette période, la région du Jura présente une zone pratiquement sans aucun système de drainage. On pourrait se poser la question d'une alimentation du Thunersees-

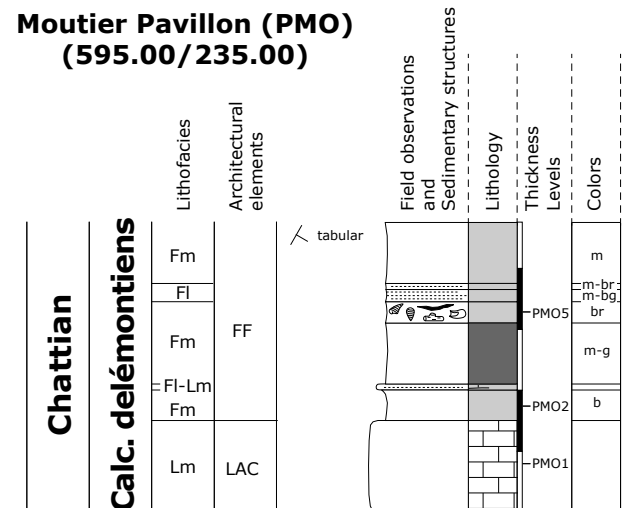


Fig. 3-11 Coupe Pavillon Moutier (PMO)

	Gre	Horn	Glau	E+Z	Staur	Sil	Dis	And	Zir	Tou	Rut	Tit	Spi
SAI10	34	2	0	34	6	2	<1		16	3	1	1	1
BrFl64	19	5	0	56	4	2	0	0	14	0	0	0	0

Tab. 3-8 Minéraux lourds de la Brochene Fluh (BrFl) : Gre=Grenat, Horn=Hornblende, Glau=Glaucophane, E+Z=groupe Epidote-Zoisite, Staur=Staurotide, Sil=Sillimanite, Dis=Disthène, And=Andalousite, Zir=Zircon, Tou=Tourmaline, Rut=Rutile, Tit=Titanite, Spi=Spinelle.

chüttung qui serait marquée par la forte teneur en Epidote-Zoisite, les autres minéraux lourds représentant probablement des apports locaux intermittents. Etant donnée la position plus occidentale de SAI10 et un âge encore oligocène supérieur, une influence mixte Thunerseeschüttung – Genferseeschüttung serait plus appropriée, comme le suggère ANTENEN (1973). Avec la coupe PMO, on devrait se retrouver dans le même cas de figure que SAI10.

Milieu de dépôt

Cette série de dépôts semble indiquer le passage d'un petit lac à une zone partiellement émergée, parsemée de marais et d'étangs.

En termes d'environnement, les dépôts de cette coupe matérialisent une zone lacustro-palustre. On pourrait considérer une sorte de plaine d'inondation très mal drainée, montrant des périodes où de petits lacs peuvent subsister (lacs éphémères), des périodes d'assèchement partiel caractérisées par la présence d'étangs ou de marais (Fig. 3-12.A). On pourrait également supposer des périodes d'émersion ou même d'assèchement complet, malheureusement aucun témoin de structures de dessiccation ou de

début de pédogenèse n'a été observé (Fig. 3-12.B). Cependant BECKER *et al.* (2002) et PICOT (2002) ont mis en évidence des périodes arides au sommet des Calcaires delémontiens des profils de la Brochene Fluh et de Courfaivre. PICOT (2002) signale des structures « clotted » dans des calcaires micritiques de la coupe de Courfaivre qu'il interprète comme un début de pédogenèse.

3.2.2.2 Tavannes-Tramelan (TT)

A la faveur de la réfection de la route à la sortie Nord de Tavannes (580.20/231.88), un profil unique, montrant le passage entre le sommet des Calcaires delémontiens et la base des dépôts transgressifs de la Molasse grise (voir 2.2.2 Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM), a été mis au jour. Cet affleurement à un intérêt de tout premier ordre car c'est le seul affleurement matérialisant clairement la transgression de l'OMM sur les Calcaires delémontiens dans la région des synclinaux de Tramelan-Tavannes-Court. De plus il illustre de manière significative la lacune sédimentaire de l'Aquitaniens, entre la fin des dépôts lacustres des Calcaires delémontiens et le début de la transgression de l'OMM.

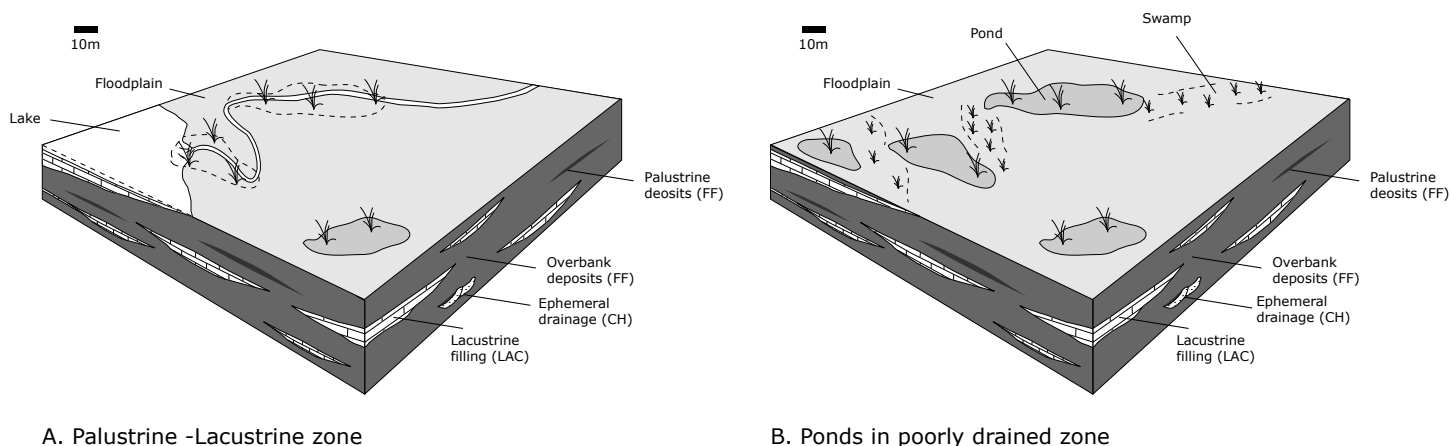


Fig. 3-12 Paléoenvironnement de PMO.

A. Lithofaciès et sédimentologie (Fig. 3-13)

Les 9 premiers mètres de la coupe appartiennent aux Calcaires delémontiens. Ils sont classiquement matérialisés par des alternances de niveaux marneux, argileux, marno-calcaires et marno-silteux, c'est-à-dire par une alternance de lithofaciès carbonatés micritiques lacustres (**Lm**) et de lithofaciès de fines (**Fm**). Les couleurs des niveaux calcaires sont toujours grises claires, alors que les niveaux marneux et argileux montrent tout un éventail de couleurs, du noir au gris-vert en passant par le brun, le beige et quelquefois par de légères bariolures rouges. Les éléments architecturaux déterminés sont typiques des dépôts de plaine d'inondation *s.l.* (**FF**) et de lacs (**LAC**) (Fig. 3-13).

Plusieurs niveaux de fines présentent à leur base des galets calcaires (Calcaires delémontiens). Ces galets sont certainement dus à la mise à l'érosion et au démantèlement de calcaires lacustres lors d'assèchements de la plaine d'inondation. Ils sont par la suite incorporés dans des dépôts palustres, lorsque le niveau des nappes phréatiques remonte et que la région devient plus humide.

Les limites d'un niveau à l'autre se font souvent sous forme de passages progressifs, avec des « coarsening-up ». Ceci témoigne encore une fois de l'instabilité et des fluctuations de la qualité de drainage de la plaine d'inondation.

Les 9 derniers mètres de la coupe matérialisent des dépôts sableux de la Molasse grise (voir 2.2.2 **Conglomérats & Grès de l'OMM**), certainement la Untere Graue Molasse d'ANTENEN (1973). Les lithofaciès de cette série marine sont à forte dominance sableuse et riche en mica. La base des bancs est souvent érosive et ravinante, surtout dans la partie inférieure de la série.

Le premier niveau (TT14), un banc de sable moyen-fin (**Sm**) à séquence de « coarsening-up », est marqué par une nette base érosive, ravinant les marnes des Calcaires delémontiens. Il matérialise probablement un chenal tidal (**TC**). Le niveau suivant (TT15) est un sable fin à lamines millimétriques à centimétriques (**Sh**), montrant des niveaux horizontaux à galets divers (Calcaires delémontiens, Quartzites, Mésozoïque, concrétions calcaires remaniées) dont la taille varie de 1 à 5cm, des rides de courants (**Sr**) et de nombreux drapages argileux sous forme de lentilles ou de liserés subhorizontaux (« flaser bedding »). Sa base est également érosive ravinante. Il caractérise dans un *s.l.* à nouveau des chenaux tidaux (**TC**). Plus précisément on peut y observer des variations de l'hy-

Tavannes-Tramelan (TT) (580.20/231.88)

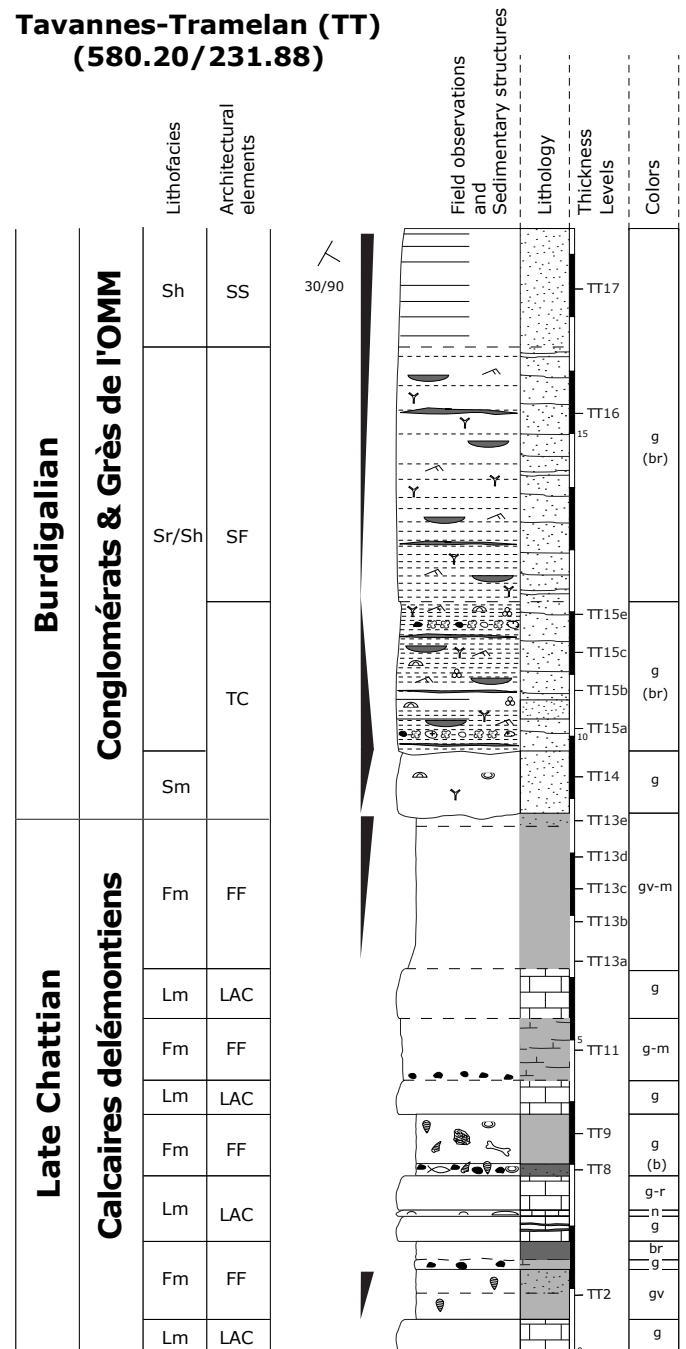


Fig. 3-13 Coupe Tavannes-Tramelan (TT).

drodynamisme. La base érosive ravinante matérialise l'entaille d'un chenal tidal sur le continent et montre une relativement haute énergie. Son remplissage de sédiments fins laminés à drapages argileux (« flaser

bedding ») et rides de courant montre un lithofaciès déposé sous une faible tranche d'eau, conditionné par les marées et caractéristique d'un estran (**SF**). Les arrivées de niveaux à galets divers seraient dues aux fluctuations de la ligne du littoral. Bien qu'étant dans un système général transgressif, de petites phases régressives pourraient créer des systèmes fluviatiles éphémères qui amèneraient du matériel terrigène vers le littoral.

Le niveau suivant (TT16), après un passage progressif, expose plus de 4m de sable moyen à la base et plus grossier au top (« coarsening-up »). Les niveaux à galets ont disparu. On retrouve les laminations, les drapages argileux (« flaser bedding ») et les rides de courants dans sa partie inférieure (**Sr, Sh**). Dans sa partie supérieure, les laminations s'espacent et les rides et les drapages deviennent plus rares. La tranche d'eau semble augmenter, cependant le système est toujours dominé par les marées et le milieu de dépôt caractérise encore un estran (**SF**).

Le dernier niveau (TT17), après à nouveau un passage progressif, est marqué par la disparition des rides de courant et des drapages en forme de lentilles. Les dépôts deviennent encore plus grossiers et forment des grès à stratifications planes et parallèles centimétriques à décimétriques (**Sh**). On n'observe plus que de très fins drapages argileux entre les stratifications. La tranche d'eau semble avoir encore augmenté (« deepening up »), l'influence tidale devient faible et les dépôts sont dominés par la houle (**SS**). Cette dominance de courant marin pourrait également expliquer la séquence de « coarsening up » déjà observé dans le niveau TT16.

B. Paléontologie

Fossiles / Echantillons		TT2	TT8	TT9	TT14	TT15	TT16
Flora	Charophyta ind.	✓	✓	✓			
	<i>Lychnothamnus (Stephanochara) praeberdotensis</i>	✓					
	<i>Lychnothamnus (Stephanochara) cf. praeberdotensis</i>		✓	✓			
	<i>Lychnothamnus (Tectochara) meriani</i>	✓	✓				
Mollusca	Helicidae ind.		✓	✓			
Echinoidea	Echinoidea ind.				✓	✓	
Bryozoa	Bryozoa ind.				✓	✓	✓
Ostacoda	Ostracoda ind.		✓		✓		
Foraminifera	Foraminifera ind.					✓	
Poisson	Cyprinidae ind.		✓	✓			
Reptilia	Crocodylia ind.			✓			
Mammalia	Frag. d'os et de dents			✓			

Charophytes

Elles sont essentiellement représentées par une jolie population de *Lychnothamnus (Tectochara) meriani* dans le niveau TT8. De plus les niveaux de Calcaires delémontiens ont chaque fois mis au jour deux ou trois gyrogonites de *Lychnothamnus (Stephanochara) cf. praeberdotensis* (TT8 et TT9) ou *Lychnothamnus (Stephanochara) praeberdotensis* (TT2). Ces deux dernières formes présentent un intérêt particulier pour la biostratigraphie, puisqu'elles confirment l'appartenance du sommet des Calcaires delémontiens à l'Aquitainien basal.

Gastéropodes

Les niveaux de calcaires delémontiens révèlent de nombreux fragments de gastéropodes, dont la majorité sont des Helicidae indéterminables.

Echinodermes

On retrouve régulièrement des radioles d'oursins entières ou en fragments. Leur présence atteste d'une mer ouverte à salinité normale, et probablement des fonds sableux.

Bryozoaires

Des fragments de bryozoaires branchus sont présents, mais jamais nombreux, dans tous les niveaux échantillonnés dans la partie marine de la coupe. Probablement caractéristiques d'une mer peu profonde à salinité normale, ces formes ont été brisées et transportées par la houle et/ou les courants de marées.

Ostracodes

Le niveau TT8 a révélé une valve d'ostracode d'eau douce. De rares fragments d'ostracodes marins ont été trouvés dans le niveau TT14.

Fig. 3-12 Paléoenvironnement de PMO.

Foraminifères

De rares fragments de foraminifères benthiques ind. ont été trouvés dans le niveau TT15

Poissons

Les niveaux TT8 et 9 de Calcaires delémontiens présentent quelques rares dents pharyngiennes de Cyprinidae.

Reptiles

Le niveau TT9 présente de nombreux restes de vertébrés. J'ai pu reconnaître un fragment de dent de crocodile.

Mammifères

Les nombreux fragments d'os et de dents du niveau TT9 appartiennent majoritairement à des micromammifères. J'ai cependant reconnu un fragment d'artiodactyle ind.

C. Biostratigraphie

La série des Calcaires delémontiens du profil est marquée par la présence de *L. (St.) praeberdotensis* et appartient donc à la zone à *nitida* caractéristique de la base de l'Aquitainien. Au-dessus la série de la Molasse grise n'est malheureusement pas datée. Cependant la coupe TNR (581.17/231.22), à moins de 200m, montre des dépôts de Grès coquiller (voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM**) daté de la zone MN3. Ainsi dans la région de Tavannes on peut estimer la lacune sédimentaire entre la base de MN1 et le début de MN3, ce qui correspond approximativement à un non-dépôt entre 23 et 20 Ma.

D. Paléoécologie et paléoenvironnement*Milieu de dépôt*

La première partie de la coupe caractérise le même type de paléoenvironnement lacustro-palustre de la coupe PMO (Fig. 3-12).

La deuxième partie matérialise la nature et le tout début de la transgression de l'OMM dans les synclinaux Sud du Jura. La Molasse grise qui constitue les dépôts de l'OMM de cette coupe est très pauvre en microfossiles. Les interprétations paléoenvironnementales sont donc déduites principalement de la sédimentologie.

La mer, qui a déjà inondé tout le Plateau, commence à envahir les synclinaux Sud jurassiens. On retrouve alors des chenaux tidaux érodant les Calcaires delémontiens et marquant le littoral Nord de l'OMM à

cette époque. Cependant il n'y a aucun apport nordique de matériel, les sources étant exclusivement Sud. Ces chenaux ne font donc que raviner le continent et permettent le va et vient des marées. Ils sont représentés par les deux premiers niveaux de la coupe. Le système par la suite évolue dans un trend général transgressif. Un environnement d'estran s'installe dans un premier temps et passe lentement à un milieu subtidal dominé par la houle (Fig. 3.14)

Paléoécologie

Les associations de faune et de flore retrouvées dans les niveaux des Calcaires delémontiens reflètent des environnements strictement d'eau douce (ostracode d'eau douce, charophytes, Cyprinidae, Helicidae) marqués par avec quelques influences terrestres (artiodactyles, micromammifères).

Les éléments fossiles de la partie marine de la coupe sont caractéristiques de l'OMM burdigalienne (radioles d'oursins, bryozoaires, foraminifères), à savoir une mer chaude, ouverte, agitée et peu profonde.

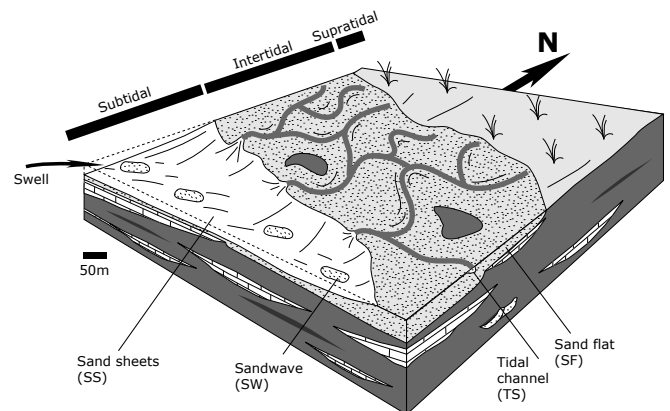


Fig. 3-14 Paléoenvironnement de TT et PGE (transgression de la Molasse grise sur les Calcaires delémontiens).

3.2.3 Aquitanien

L'Aquitaniens dans le Jura n'est connu que par la fin des Calcaires delémontiens (Waldenburg-Humbel, Brochene Fluh, SE Pré Godat, Tavanne-Tramelan) et les Calcaires de la Chau. Sinon aucune formation n'appartient vraiment à cet étage (voir **2.2.1 Remarque sur l'Aquitaniens de l'USM**). Les dépôts de la marnière de Wallenried, localité située sur le Plateau, sont représentés par un profil complet et par un gisement de vertébrés. Par la qualité de ses affleurements et de leur contenu fossilifère, ils illustrent parfaitement les environnements alluviaux de l'Aquitaniens et permettent de pallier les manques de localités de cette période dans la Molasse du Jura.

3.2.3.1 Wallenried (W)

La marnière de Wallenried, localisée 10 km au Nord de Fribourg (574.45/192.45), constitue un bel exemple de la Formation de la Molasse Grise de Lausanne (USM du Plateau suisse) (Fig. 3-15). Cette localité a déjà fait l'objet de plusieurs études (BECKER, 1996 ; BECKER *et al.*, 2001), sa description dans ce travail n'en est qu'un résumé.

A. Lithofaciès et sédimentologie

Coupes de la Wallenried

Trois différentes coupes se sont révélées nécessaires pour recouvrir l'ensemble des dépôts de la marnière qui atteignent une puissance de près de 45m. La Fig. 3-16 présente une coupe synthétique des 30 derniers mètres.

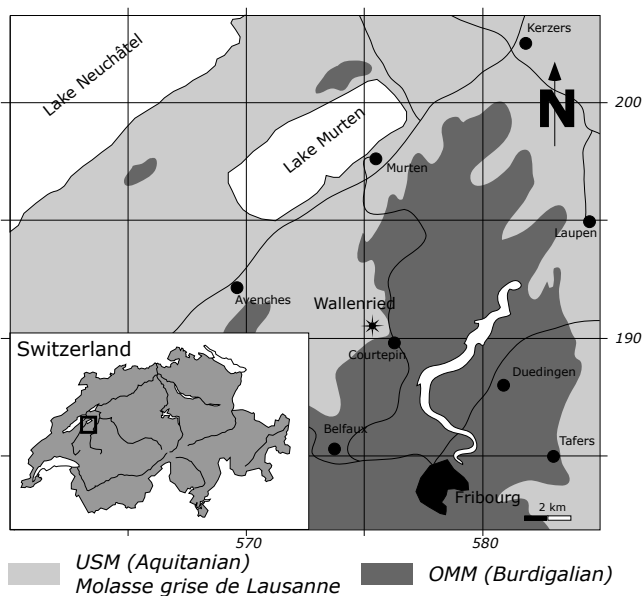


Fig. 3-15 Carte de localisation et situation géologique de Wallenried (W).

Le profil sédimentologique de la marnière montre une succession irrégulière de grès grossiers ravinants, montrant souvent des « finning-up », des grès fins à moyens parfois laminés et des marnes plus ou moins silteuses bariolées (rouge-jaune-grise) ou grises. Il présente un ensemble typique de lithofaciès (**Ss, St, Sh, Fl, Fm**) et d'éléments architecturaux d'un système fluvial à méandres. On retrouve ainsi une variété classique de milieux de dépôts, du chenal (**CH, SB, LA, LV**), à la plaine d'inondation (**FF (CH), FF**), en passant par les dépôts de crevasse (**CS et CC**). On remarque une dominance des dépôts fins (dépôts de crevasse et de plaine d'inondation) par rapport aux dépôts de plus forte énergie (dépôts de chenal).

Fouille de Wallenried

Dans la partie Est du site, le front de taille de l'excavation a mis au jour un magnifique chenal (**CH**). Ce dernier se présente sous la forme d'un banc de grès grossier ravinant, d'une épaisseur maximale de 3m pour une extension latérale de près de 30m. Il montre des dépôts d'accrétion latérale (**LA**), des galets mous à sa base ainsi qu'une nette séquence de « finning-up ». Cet élément architectural illustre parfaitement la migration du lit principal d'une rivière méandriforme. Le côté accrétionnel du méandre s'est révélé particulièrement riche en restes osseux et est à l'origine du gisement à vertébrés (« bone bed ») (Fig. 3-17).

B. Paléontologie

Plus de 350kg ont été lavés dans les sédiments des coupes de Wallenried. La microfaune et microflore ont déjà été décrites par BECKER (1996) et BECKER *et al.* (2001). Seule une brève synthèse est présentée ici (Tab. 3-10).

Incertae sedis

Type 10 BERGER (1985), il pourrait s'agir d'un coprolithe de ver ou d'insecte (GREGOR, 1978).

Flora

Deux gyrogonites de charophytes, du type lychnothamnoïde

Rares fragments de bois indet.

Fruit indet., du type *Zanthoxylum*.

Gastéropodes

Nombreux fragments d'*Helicidae*

Poissons

Environ trente dents pharyngiennes de Cyprinidae, appartenant probablement au genre *Tarsichthys*

Fossiles / Fouille et Coupes	WI.1	WI.2	WI.3	WI.4	WII.1	WIII.1	WIII.2	« bone bed »
Incertae sedis	✓	✓				✓		
Flora								
Flora ind.					✓	✓		
Bois ind.		✓✓			✓			
Charophyta ind.		✓						
Invertebrata								
Mollusca ind.	✓✓✓	✓✓✓		✓✓	✓✓	✓✓✓		
Helicidae	✓✓	✓✓✓				✓✓✓		✓✓
Limacelle						✓		✓✓
Poissons								
Cyprinidae	✓✓	✓✓✓						
Vertèbre de poisson	✓	✓				✓		
Reptilia								
Testudinata ind.								✓✓
Squamata ind.						✓✓		✓
<i>Ophisaurus</i> sp.	✓✓✓	✓✓✓				✓✓✓		✓✓✓
Crocodylia ind.						✓		✓✓
Mammalia								
Os ind.	✓✓✓	✓✓✓	✓	✓✓✓	✓✓	✓✓✓	✓	✓✓✓
Vertèbre ind.		✓✓						✓
Rodentia ind.	✓	✓				✓		✓
Eomyidae ind.						✓		✓
Gliridae ind.						✓		
<i>Peridyromys murinus</i>						✓		
Cricetidae ind.	✓	✓				✓		✓
<i>Eucricetodon aff. gerandianus</i>	✓	✓						✓
Lagomorpha ind.	✓✓✓	✓✓✓				✓✓		✓✓✓
<i>Prolagus praevasconiensis</i>	✓✓	✓✓✓				✓		✓✓✓
Artiodactyla ind.		✓						✓✓✓
<i>Adegameryx cf. laugnacensis</i>		✓						✓✓✓
<i>Friburgomeryx wallenriedensis</i>		✓						✓✓✓

Tab. 3-10 Liste des fossiles de Wallenried (W) (✓ rare, ✓✓ fréquent, ✓✓✓ abondant).

Reptiles

Plusieurs dents de crocodiles
Fragments de carapaces de tortues
De nombreux ostéodermes d'*Ophisaurus*
Quelques mandibules de squamates et d'amphibiens indet.

Micromammifères

Nombreux fragments d'os et de dents
Prolagus praevasconiensis
Eucricetodon aff. gerandianus
Peridyromys murinus

Macromammifères

Nombreux fragments d'os et de dents
Deux espèces de ruminants, dont des restes plus ou moins complets de maxillaires et de mandibules
Adegameryx cf. laugnacensis
Friburgomeryx wallenriedensis

C. Biostratigraphie

L'association *Adegameryx cf. laugnacensis* et *Friburgomeryx wallenriedensis* pourrait indiquer un âge MN2-3. Cette première approche biostratigraphique est précisée par la faune de micromammifères, en particulier *Prolagus praevasconiensis* et *Eucricetodon aff. gerandianus*.

Eucricetodon aff. gerandianus est comparable aux *Eucricetodon gerandianus* de La Chaux 7 et de Mèbre 698, mais montre une forme de dent plus évoluée. Par contre *Eucricetodon gerandianus* de Vully 1 est manifestement plus grand et plus évolué. *Prolagus praevasconiensis*, absent à La Chaux, est identique à celui de Mèbre 698.

Ainsi Wallenried prend place entre Mèbre 698 et Vully 1, ce qui correspond à la zone MN2b (BECKER et al., 2001).

**Wallenried (W)
(574.45/192.45)**

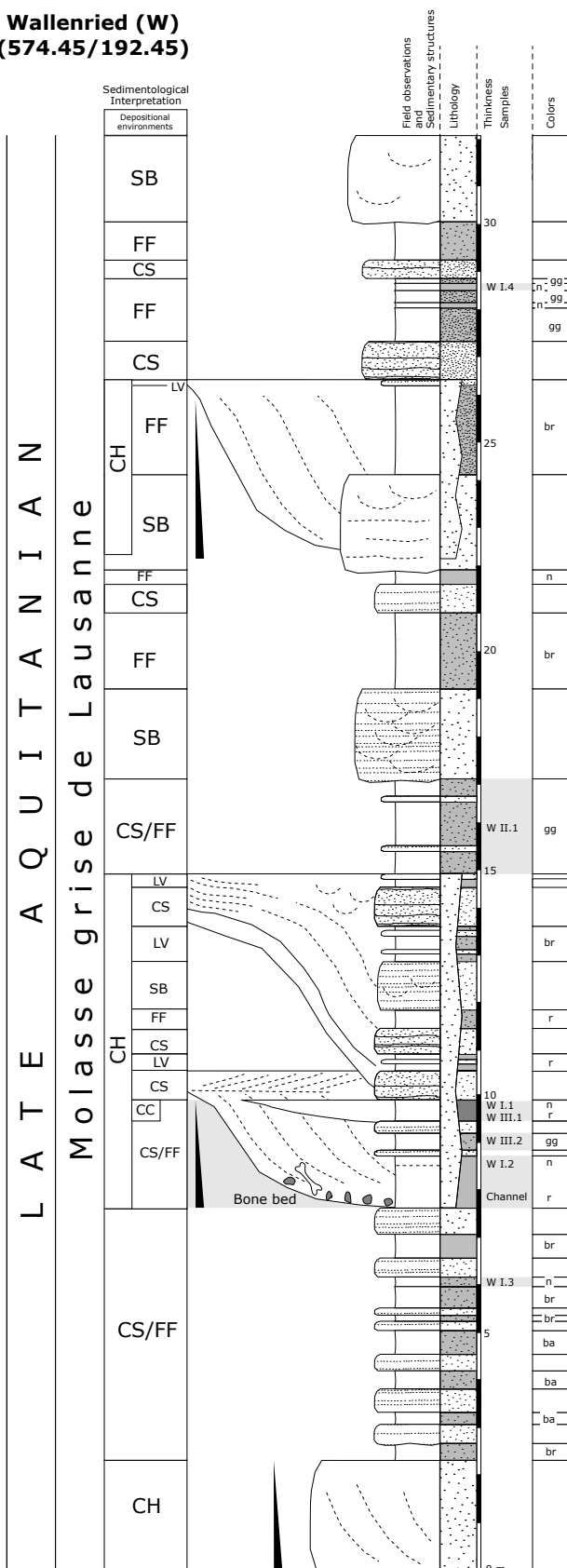


Fig. 3-16 Coupe synthétique de Wallenried (W).

D. Paléoécologie et paléoenvironnement

Les minéraux lourds (Tab. 3-11).

Une analyse des minéraux lourds ont été effectuée sur un échantillon du niveau « Bone bed ». Le spectre montre une nette dominance du groupe Epidote-Zoisite (59%) et une présence marquée du Grenat (13%) et du Zircon (18%). Les autres minéraux accessoires présents sont la Staurotide (3%), la Tourmaline (3%), le Rutile (2%) et la Titanite (2%). Ce spectre est très proche des analyses de l'Aquitaniens des forages de Romanens, de Sorens (MAURER & NABHOLZ, 1980) et de Linden (MAURER *et al.*, 1978), excepté pour le Zircon qui se retrouve dans des proportions beaucoup plus significatives.

La position distale de Wallenried devrait se situer dans l'axe de drainage du Genferseeschüttung. STRUNK & MATTER (2002) présentent une série d'analyses minéralogiques effectuées sur des forages du Pateau suisse occidental. Ils mettent en évidence une unité 3 (<20% Grenat, forte teneur en Epidote-Zoisite) caractéristique de l'Aquitaniens. Cette unité 3 est dirigée par le Genferseeschüttung et ses affluents. Cependant elle ne présente pas ou très peu de Zircon. Cette anomalie du Zircon semble être un problème récurrent dans les analyses de minéraux lourds de l'USM. STRUNK & MATTER (2002) la signalent également dans leur unité 1 (Chattien inférieur) des forages de Linden, Tschugg et Ruppoldsried. Ils l'expliquent par des possibilités de systèmes fluviaux venant du Nord, à l'Ouest de Tschugg, et progradant vers le Sud en direction de Linden, où il est capturé par le Genferseeschüttung. Un schéma identique est peu probable pour Wallenried, aucun système de drainage n'étant connu dans l'Aquitaniens jurassien. La solution la plus simple pour cet apport de Zircon reste un enrichissement par intermittance de la Genferseschüttung. Ce minéral est typique des roches métamorphiques du flanc Est du Massif Central (PETIT *et al.*, 1996). Un système fluvial issu de ce massif aurait très bien pu alimenter le Genferseeschüttung durant l'Aquitaniens supérieur, ce qui pourrait expliquer la relative forte teneur en Zircon enregistrée à Wallenried. D'ailleurs ANTENEN (1973) mentionne des forte teneurs en Zircon et en Tourmaline dans la Genferseeschüttung. Il cite également pour ce système de drainage une diminution du groupe Epidote-Zoisite (vraisemblablement par rapport aux Thunerseeschüttung) et la présence de la Glaucofane, totalement absente dans le spectre de Wallenried, comme minéral index. En ce qui concerne cette dernière, il semblerait qu'elle soit présente uniquement dans des localités du Chattien inférieur. Par contre la dominance du groupe Epidote-Zoisite dans

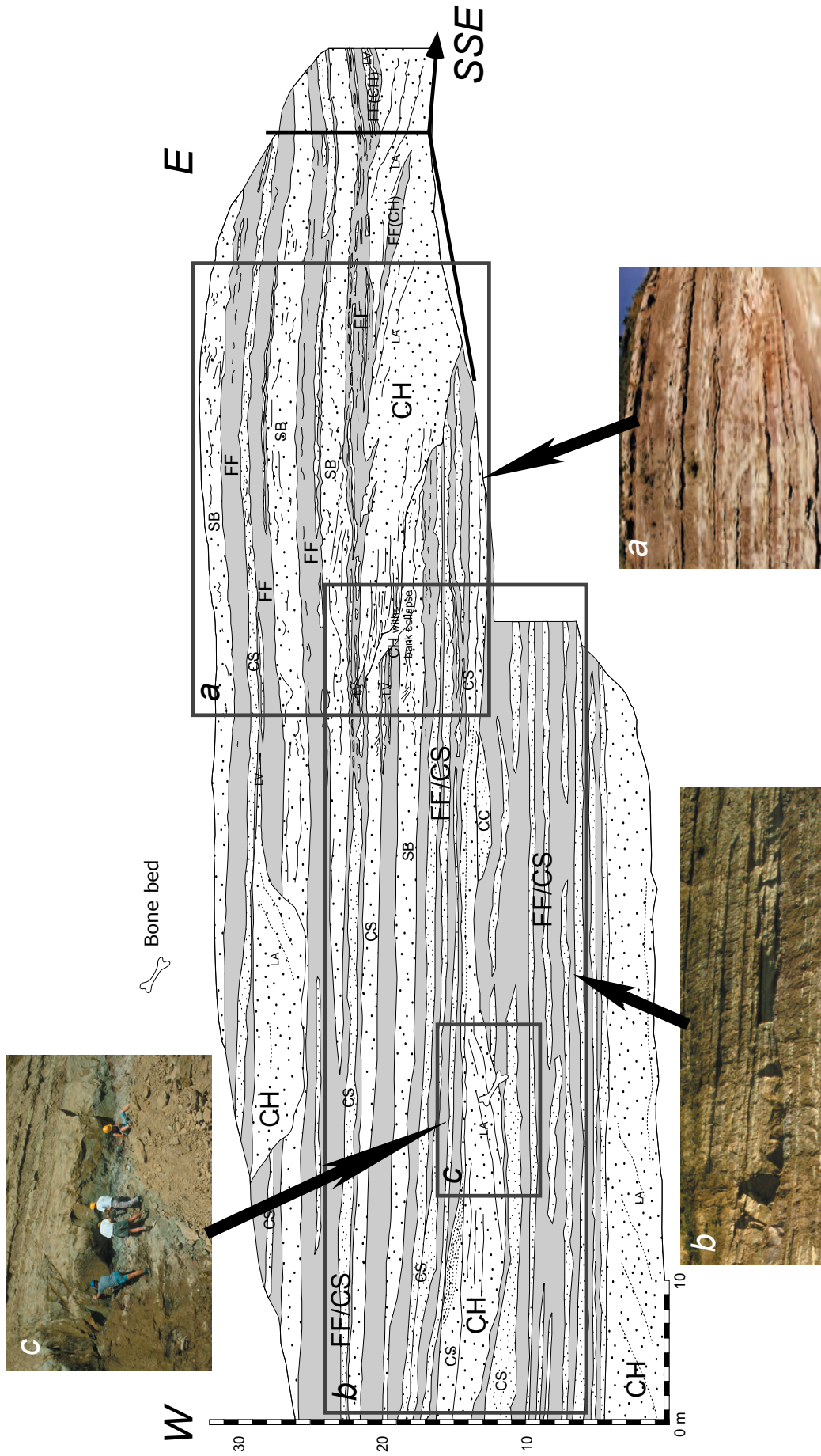


Fig. 3-17 Profil du secteur Est de la carrière de Wallenried (W).

	Gre	Horn	Glau	E+Z	Staur	Sil	Dis	And	Zir	Tou	Rut	Tit	Spi
« Bone bed »	13	0	0	59	3	0	0	0	18	3	2	2	0

Tab. 3-11 Minéraux lourds du « Bone bed » de la coupe de Wallenried (W) : Gre=Grenat, Horn=Hornblende, Glau=Glaucophane, E+Z=groupe Epidote-Zoisite, Staur=Staurotide, Sil=Sillimanite, Dis=Disthène, And=Andalousite, Zir=Zircon, Tou=Tourmaline, Rut=Rutile, Tit=Titanite, Spi=Spinelle.

les dépôts de l'USM est caractéristique des cônes alluviaux alpins. Ainsi les dépôts aquitaniens de Linden sont approvisionnés par le Thunerseeschüttung, alors que les dépôts aquitaniens de Romanens et Sorens sont amenés par le Freiburgerschüttung (MAURER & NABHOLZ, 1980). Wallenried montre une position trop occidentale par rapport à Linden pour être sous l'influence du Thunerseeschüttung, d'ailleurs sa teneur en Epidote-Zoisite n'est pas assez importante. Elle semble plutôt montrer une influence mixte partagée entre le Genferseeschüttung et le Freiburgerschüttung. Ainsi elle pourrait être un jalon septentrional de l'extension maximale de l'influence du Freiburgerschüttung durant la période MN2b (voir 8 – **Evolution paléogéographique**), ou plus simplement montrer l'influence de la capture de ce système de drainage par le Genferseeschüttung.

Milieu de dépôt

La dominance de grès fins, les associations de dépôts de crevasse, de remplissage de chenaux et de plaine d'inondation, dont de nombreux niveaux palustres, sont typiques des rivières pérennes à contraste saisonnier (saison sèche et saison humide). Les éléments architecturaux et leurs structures sédimentaires indiquent des fluctuations régulières du débit du système fluvial. On retrouve des migrations de chenaux avec des dépôts d'accrétion latérale, des avulsions, des « crevasse splay », des séquences de « finning-up » et des colmatages de chenaux abandonnés. Tous ces arguments renforcent l'idée d'une rivière à méandres,

cependant il est difficile de la représenter avec un seul modèle de MIALL (1985, 1996). Wallenried paraît être un compromis entre le modèle 6 (« Sand-Bed Meandering River »), mais avec une présence claire de chenaux abandonnées, et même d'avulsions, et le modèle 7 (« Fine-Grained Meandering River »), mais avec des dépôts fréquents de crevasse. La Fig. 3-18 propose un modèle de faciès adapté à Wallenried.

Les dépôts de la plaine d'inondation montrent des variations de la qualité du drainage. On observe des phases où la région est saturée en eau durant une période significative de l'année, avec des sédiments marquée par une dominance de niveaux gréseux gris vert et des dépôts palustres. En alternance on retrouve des niveaux à forte coloration rouge, matérialisant des périodes de basses eaux dues aux fluctuations des nappes phréatiques. La région, alors mal drainée, s'assèche partiellement. Cependant il ne faut pas oublier que la coloration des sédiments ne correspond pas toujours aux conditions environnementales originelles, mais souvent à une diagenèse précoce (BEHRENSMEYER *et al.* 1992, MIALL 1996).

De telles conditions se rencontrent généralement sous des climats tropicaux à subtropicaux (avec contraste saisonnier sec-humide), ou plus rarement sous des climats tempérés. Les interprétations des milieux de dépôt de la plaine d'inondation permettent de définir plus précisément le climat. On retrouvera plus fréquemment des milieux palustres ou des ponds

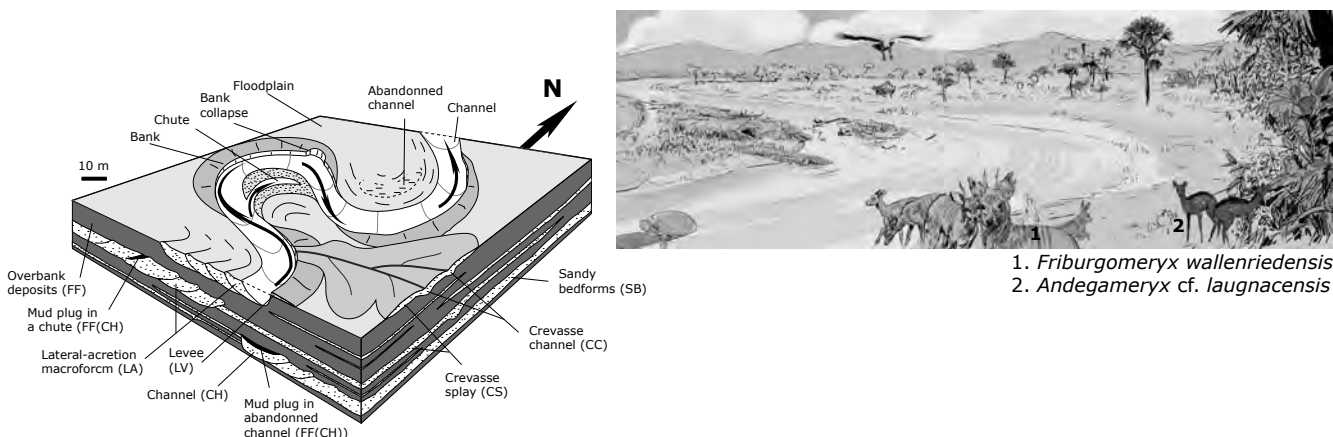


Fig. 3-18 Paléoenvironnement de Wallenried (W).

dans des régions tropicales, alors que dans des régions tempérées les dépôts de crevasse sont dominants. La plupart des caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques observées à Wallenried désignent un climat subtropical humide avec peu de variations de température et une humidité présente durant la totalité de l'année. La saison sèche devait probablement être courte et ne jamais conduire à un assèchement complet de la plaine d'inondation.

Taphonomie, paléoécologie et paléoclimats

Les restes de vertébrés se retrouvent souvent piégés durant les périodes de crues dans des dépôts d'accrétion latérale. Ces restes osseux peuvent parcourir plusieurs kilomètres avant toute décomposition chimique, provoquant un tri naturel des objets fossiles souvent marqués par des polis et des abrasions (BEHRENSMEYER et al. 1992). Le « bone bed » de Wallenried est une taphocénose typique montrant un tri par le transport fluvial de fragments de mâchoires d'artiodactyles.

La faune montre un spectre bien équilibré, avec une bonne distribution entre les espèces aux affinités aquatiques (crocodiles, certaines tortues), dulcicoles (Cyprinidae, charophytes) et terrestres (mammifères, *Ophisaurus*, Helicidae).

Les deux mammifères herbivores, *Andegameryx* cf. *laugnacensis* et *Friburgomeryx wallenriedensis*, devraient montrer une bonne sensibilité aux changements climatiques (mobilité en fonction de biomasse primitive disponible) (DEMARQ et al., 1983). Ils représentent deux ruminants primitifs de taille moyenne. La masse corporelle des ces deux spécimens peut être déduite à partir d'analyses morphométriques des dents (LEGENDRE, 1989 ; JANIS, 1990 et 1995). *Andegameryx* cf. *laugnacensis* montre un poids d'environ 16kg, ce qui correspond au poids du *Muntiacus reevesi* (muntjac chinois), et *Friburgomeryx wallenriedensis* avec approximativement 20 à 25kg est proche du *Muntiacus muntjak vaginalis* (muntjac indien). Il existe généralement un lien étroit entre la masse et l'habitat chez les communautés mammaliennes herbivores. Les poids moyens étant caractéristiques des habitats plutôt fermés. La structure dentaire montre une dentition typique sélénodonte, brachyodonte et broyeuse de feuilles. De telles structures sont caractéristiques des régimes alimentaires mixtes peu spécialisés, composés d'une nourriture variée de feuilles dicotylédones, d'arbrisseaux, d'herbacés, de fruits et de bourgeons. Ce régime alimentaire, que l'on peut observer chez les espèces actuelles vivant dans les biomes forestiers tropicaux à subtropicaux, montre une proportion d'herbacés ingurgitées souvent inférieure à 10%. De

tels ruminants folivores sont souvent bien adaptés à survivre durant la basse saison où la disponibilité de nourriture devient minimale. Les restes de métapodes et de phalanges, bien que rares à Wallenried, permettent quelques considérations morphologiques. Ils présentent des caractères et des fonctions morphométriques typiques pour les ruminants se déplaçant sur des sols humides et mous. *Andegameryx* cf. *laugnacensis* et *Friburgomeryx wallenriedensis* devaient posséder des mains et des pieds à grande mobilité, permettant aux doigts de s'écarter afin de maximaliser les surfaces d'appui. Ce type de sol exige une bonne aptitude à des conditions très variées de la qualité des surfaces de locomotion. Ces deux artiodactyles devaient certainement vivre dans un environnement forestier subtropical au sens large, mais en aucun cas dans un environnement ouvert.

En ce qui concerne les micromammifères, les cri-cétidés et plus spécialement les lagomorphes montrent souvent des adaptations à des climats relativement chauds et secs, alors que les gliridés confirment la présence d'un couvert végétal (BERGER, 1985). Cependant il faut toujours rester très prudent quant à la taphonomie de ces micromammifères, lesquels sont certainement liés aux pelotes de réjection de rapaces.

Finalement la présence de grands reptiles (crocodiles, tortues, *Ophisaurus*) est un bon indicateur d'une paléotempérature élevée et constante sur l'année (jamais en dessous de 15°C).

Wallenried il y a 21 millions d'années

Il y a 21 millions d'années, le Plateau suisse, aujourd'hui recouvert par les dépôts de la Molasse, était doté d'un vaste réseau fluvial alimenté par de grands cônes alluviaux bordant le Nord des Alpes. *Friburgomeryx wallenriedensis* et *Andegameryx* cf. *laugnacensis*, petits ruminants primitifs, arpentaient les forêts et les rivières de la région de Wallenried. Le reste de la communauté animale se composait d'escargots terrestres, de tortue, de crocodiles, de rongeurs et de lapins.

Les interprétations sédimentologiques et paléontologiques semblent indiquer un climat subtropical, montrant une amorce de saisonnalité au niveau de l'humidité. Le biome ressemblait à un complexe d'environnements matérialisé par une vaste plaine d'inondation partiellement recouverte de zones boisées, de prairies, de marécages et de rivières à méandres se rangeant sous le terme général de « savane » tropicale (Fig. 3-18).

3.2.4 Conglomérats & Grès de l'OMM

3.2.4.1 Court (CO1 et CO2)

Dans la région de Court, deux nouveaux affleurements temporaires ont été visités à la faveur de différents chantiers. La localité CO1 (592.72/232.11) correspond à environ 2m de grès et sables micacés, typique de la Molasse grise, mis au jour lors de l'exca-vation d'une villa. L'affleurement étant trop médiocre pour lever un profil, seul un lavage du niveau a été effectué. La localité CO2 (591.80/232.00) se trouvait à l'emplacement d'une nouvelle place de sport, à l'entrée Ouest du village. Les travaux de construction de cette place de sport ont dégagé un puissant banc de Grès coquillier et ont ainsi permis la découverte d'un important gisement à dents de requins. Une petite coupe de 2.5m a été levée dans cette localité en colla-boration avec Dr. C. DIEDRICH (Allemagne).

A. Lithofaciès et sédimentologie (Fig. 3-19)

CO1 ne présente aucune particularité lithologique et sédimentologique.

CO2 présente à sa base le top d'une assise de grès grossier coquillier, très glauconieuse, à stratification plane horizontale peu nette. Ce niveau contient de petits galets dispersés (jusqu'à 1cm de diamètre) d'origine alpine et jurassienne prise dans une matrice gréseuse (**Gmh**). Le reste de la coupe est matérialisé par une série de marnes et de silts gris-verts ne présentant aucune structure sédimentaire visible (**Fsm**). De plus un petit niveau marneux à gypse et un autre petit niveau marneux rouge s'intercalent dans la série. Le banc basal de grès coquillier semble caractéristique d'une barre subtidale, certainement dominée par la houle (**GB**). La partie supérieure de la coupe présente une série de fines difficile à interpréter. Seul le niveau à gypse et le niveau rouge pourraient suggérer une situation proche de l'émersion et matérialiser les dépôts d'un estran boueux (**MF**).

B. Paléontologie

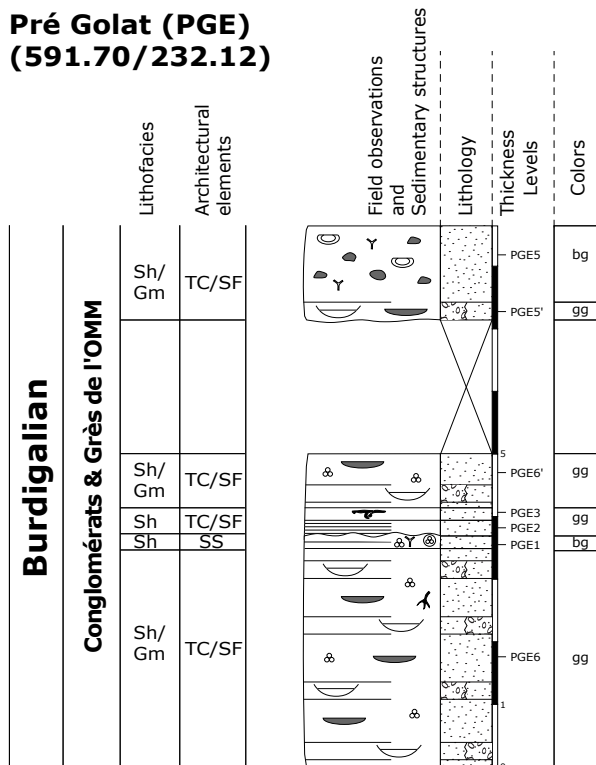
CO1

Le lavage effectué dans les sables CO1 s'est révélé azoïque.

CO2

Le niveau de grès coquillier (CO2.1) a révélé une très jolie faune à dents de requins (détermination C. DIEDRICH, comm. écrit.), ainsi que de nombreux frag-ments de bivalves, de bryozoaires et autres vertébrés

Pré Golat (PGE) (591.70/232.12)



Court (CO2) (591.80/232.00)

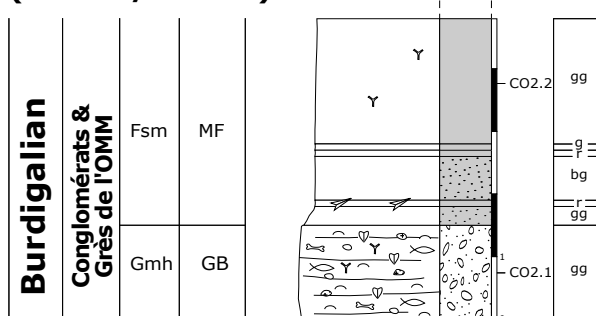


Fig. 3-19 Coupes Pré Golat Est (PGE) et Court (CO2).

(Tab. 3-12). La collection complète se trouve actuelle-ment au Musée d'Histoire Naturelle de Berne (coll. C. DIEDRICH, NHMBern.).

Selacii	Chelonia
<i>Notorhynchus primigenius</i>	Plaque costale
<i>Isurus hastalis</i>	Sirenia
<i>Striatolamna macrotia</i>	une côte et une vertèbre d' <i>Halitherium</i> sp.
<i>Carcharoides caticus</i>	Crocodylia
<i>Hemipristis serra</i>	ostéoderme
<i>Galeocерdo aduncus</i>	Bivalvia
<i>Aetobatus arcuatus</i>	<i>Pecten</i> sp.
<i>Rhinoptera studeri</i>	Bryozoa
	<i>Cellaria crassa</i>
	<i>Hornera frondiculata</i>

Tab. 3-12 Liste des fossiles de Court (CO2.1).

Le niveau argileux CO2.2 a également révélé quelques fragments de bryozoaires, dont *Idmironea atlantica*.

C. Biostratigraphie

Aucune donnée paléontologique ne permet une détermination d'âge précise. Cependant l'association faunique est identique à celle du Grès coquillier burdigalien de la Molasse jurassienne et doit probablement correspondre à la zone MN3 déterminée à Cortébert et à Tavannes (coupe TNR).

D. Paléoécologie et paléoenvironnement

Le banc basal de Grès coquillier matérialise un cordon coquillier subtidal qui pouvait migrer vers la plage au gré des tempêtes et des marées exceptionnelles. Ces dépôts d'accumulations peuvent avoir des extensions latérales sur plusieurs centaines de mètres et forment des barres sableuses plus ou moins grossières. Ici les structures sédimentaires ne permettent pas vraiment de démontrer une dominance des courants de marées. Au contraire le litage subhorizontal observé laisse supposer une influence de la houle. La faune contenue, due aux phénomènes de transport par les courants marins, n'est bien évidemment pas en place. Cependant elle reflète la composition faunistique du milieu ambiant. La seule donnée paléoécologique concerne la présence de crocodile, indicateur d'une paléotempérature élevée et stable. La partie supérieure, qui présente un milieu intertidal à supratidal, semble parler pour un environnement en phase de légère régression.

La reconstitution du paléoenvironnement de cette coupe est assez proche de celle de la coupe TT (Fig. 3-14), mais les dépôts de fines de l'estran (MF) et les cordons coquilliers (GB) y étaient absents. La Fig. 3-20 illustre ce paléoenvironnement.

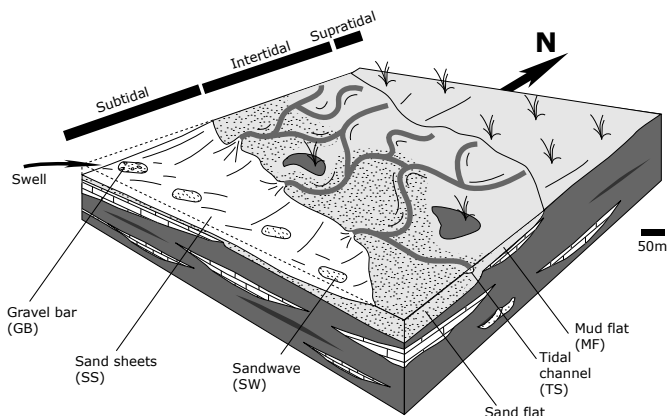


Fig. 3-20 Paléoenvironnement de CO2 et TNR.

3.2.4.2 Pré Golat Est (PGE)

Une ancienne sablière laisse affleurer à l'extrémité Est du Golat une série de sables marins de Molasse grise (591.70/232.12). La coupe levée (PGE) se situe environ 3m au-dessus de la coupe CO2.

A. Lithofaciès et sédimentologie (Fig. 3-19)

Le profil présente une puissance de près de 9m avec une zone non affleurante entre le 5^e et le 7^e mètre. Sur toute la puissance un lithofaciès dominant expose des sables fins à litage horizontal (Sh) et rares drapages argileux (« flaser bedding »). Un deuxième lithofaciès se distingue régulièrement sur l'ensemble de la coupe. Il s'agit de petits niveaux conglomératiques plus grossiers à bases ravinantes et possibles galets mous (Gm). Les éléments architecturaux sont caractéristiques de la zone intertidale, avec des sables d'estran (SF) et des chenaux intertidaux (TC). Seuls les sables lités (Sh) sans drapage ni géométrie chenalante du niveau PGE1 pourraient montrer une zone un peu plus distale et profonde. Il doit s'agir d'un dépôt subtidal de sable en nappe (SS).

B. Paléontologie

Les lavages sont très pauvres en microfossiles. Seules quelques formes de foraminifères et ostracodes, ainsi que quelques fragments de bryozoaires ont tout de même été trouvés. Le niveau PGE6 a révélé un manchon de racine (Tab. 3-13).

Fossiles / Echantillons		PGE1	PGE5	PGE6	PGE6'
Flora	Traces racinaires			✓	
Ostracoda	Ostracoda ind.		✓		
Foraminifera	<i>Globigerina</i> sp.	✓			
	<i>Ammonia beccarii</i>	✓		✓	✓
Bryozoa	Bryozoa ind.	✓			
	<i>Heteropora</i> sp.		✓		
	<i>Discoporella</i> sp.		✓		

Tab. 3-13 Liste des fossiles du Pré Golat Est (PGE) (✓ présent).

Ostracodes
Fragments indéterminables

Foraminifères

Globigerina sp. est rare et l'on ne la retrouve que dans un seul niveau (PGE1). Les globigérines actuelles (*G. bulloides* par exemple) reflètent des conditions de salinité variable (29-39‰), des températures de 6-20°C et prédominent entre 50 et 100m de profondeur (BERGER, 1985).

Ammonia beccarii est plus fréquente. On la retrouve la plupart du temps en fragments. Cette forme est caractéristique des eaux chaudes et peu profondes (jusqu'à 50m). Elle reste stable dans des milieux à salinité normale et dans des milieux hypersalins.

Bryozoaires

Les quelques fragments de bryozoaires représentent des formes branchues que l'on retrouve normalement dans des environnements marins à salinité normale. Leur structure fragmentaire reflète des eaux agitées peu profondes et un transport par la houle et/ou les courants de marées.

C. Biostratigraphie

Aucune donnée paléontologique ne permet une détermination d'âge précise. Cependant en corrélation avec la Molasse grise de la coupe TT (voir 3.2.2.2 **Tavannes-Tramelan (TT)**) et le Grès coquillier de la Coupe TNR (voir ci-dessous) une attribution au Burdigalien semble certaine, et probablement à la zone MN3.

D. Paléoécologie et paléoenvironnement

Milieu de dépôt

Le milieu de dépôts de cette coupe est un estran similaire à celui interprété dans la coupe TT. On retrouve les chenaux tidaux ravinant le continent et permettant le va et vient des marées, ainsi que les dépôts sableux du « sand flat » (Fig. 3.14).

La faune n'est pas très parlante, et est toujours transportée. Elle illustre tout de même un milieu ambiant peu profond et une influence des courants, probablement de marées.

3.2.4.3 Tavannes (TNR et TND)

Au Nord de Tavannes, le long de la route du Châtelat, deux affleurements ont été visités. La localité TNR (581.17/231.22) représente une très jolie coupe de Grès coquillier déjà connue depuis longtemps pour ses niveaux à dents de requins (ROTHPLETZ, 1933 ; DE BAUMONT *et al.*, 1984 ; FAVRE, 1998). Elle a une importance capitale pour la biostratigraphie de l'OMM jurassien, puisque c'est la seule localité avec Cortébert qui donne un âge précis à la formation du Grès coquillier dans le Jura (voir 2.4 **Synthèse lithostratigraphique**). DE BAUMONT *et al.* (1984) placent cette coupe dans les Mittlere Muschelsanstein d'ANTENEN (1973) (voir 2.2.2 **Conglomérats & Grès de l'OMM**).

La localité TND (580.95/231.55) se situe dans une décharge au Nord de Tavannes, à environ 300m au Nord-Ouest de TNR, quelques dizaines de mètres plus bas. Les dépôts marins affleurants appartiennent à la même Molasse grise que la coupe TT (voir 3.2.2.2 **Tavannes-Tramelan (TT)**), c'est-à-dire la Untere Graue Molasse d'ANTENEN (1973) (voir 2.2.2 **Conglomérats & Grès de l'OMM**). L'affleurement étant trop médiocre pour lever un profil, seuls quelques échantillons ont été prélevés pour les lavages.

A. Lithofaciès et sédimentologie (Fig. 3-21)

L'affleurement TND correspond à environ 4-5m de dépôts sableux (**Sm**) à « flaser bedding » caractéristique d'un estran intertidal (**SF**).

La coupe TNR montre un assemblage de lithofaciès gréseux glauconieux sous l'influence des courants de marées (**Sh, Sp, Sr**). Dans la partie inférieure, les dépôts sont dominés par des grès grossiers à structures entrecroisées planes et à drapages silteux (« flaser bedding »), alors que la partie supérieure est dominée par des grès lités, marqués par des rides de courants, des galet mous, jurassiques et alpins, des drapages silteux horizontaux et une légère tendance à un « fining up ». Les éléments architecturaux déterminés sont des sandwaves subtidales (**SW**), mais à influence tidale, et des dépôts sableux d'un estran (**TC, SF**).

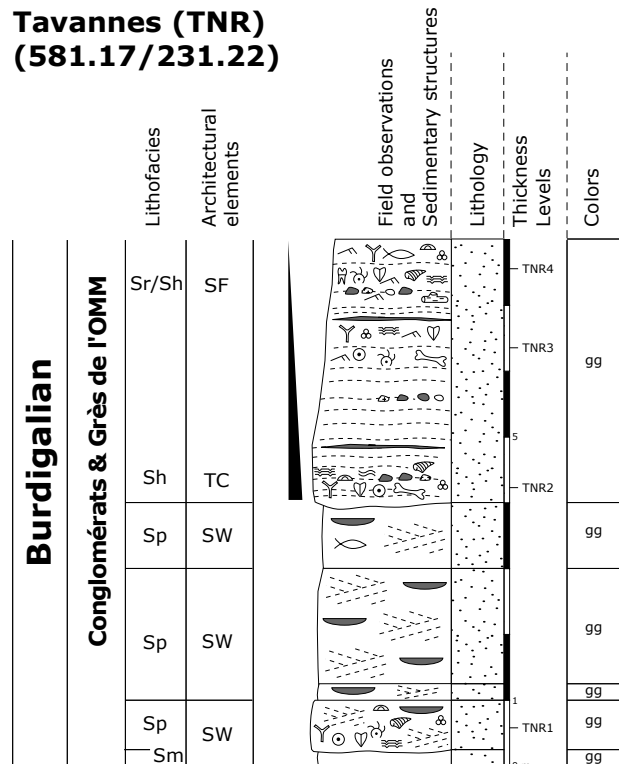


Fig. 3-21 Coupe de Tavannes-Route (TNR).

B. Paléontologie

Les lavages de l’affleurement TND ont révélé essentiellement des fragments de bryozoaires branchus. On retrouve encore quelques rares foraminifères benthiques (*Elphidium* sp., *Cibicides* sp. et Rotaliidae ind.).

Dans la coupes TNR, les fossiles sont assez nombreux dans certains niveaux (dents de requins, foraminifères, bryozoaires, ...). Ils sont tous plus ou moins roulés, usés et transportés. DE BEAUMONT *et al.* (1984) signalent également des galets jurassiens perforés ainsi qu’une grande quantité de fragments remaniés (crinoïdes et mollusques du Jurassique, gastéropodes phosphatés et orbitolines de l’Aptien et des quartz bipyramidés à inclusions du Purbeckien).

Le Tab. 3-14 présente une synthèse des découvertes paléontologiques des anciens auteurs requins (ROTHPLETZ, 1933 ; DE BAUMONT *et al.*, 1984 ; FAVRE, 1998).

Foraminifères

Les foraminifères ne sont pas très fréquents. Les formes rencontrées sont des globigérines, des *Elphidium* sp. et des *Textularia* sp., *Elphidium* sp. et des *Cibicides* sp..

Elphidium sp. et *Cibicides* sp. sont caractéristiques des milieux marins peu profonds (jusqu’à 50m) et agités.

Globigerina sp. n’est pas fréquente, mais semble se retrouver tout le long du profil TNR. Cette forme a également été déterminée à PGE (voir 3.2.4.2 **Golat-Est (PGE)**) et son message écologique reste identique.

FAVRE (1998) signale encore dans des lithoclastes micritiques la présence d’*Hedbergella* sp. et *Ticinella* sp. ?. Ces formes proviennent certainement d’un remaniement de dépôts crétaqués.

Serpules

Quelques serpules sont signalées par DE BAUMONT *et al.* (1984)

Fossiles / Echantillons		TNR1	TNR2	TNR3	TNR4	TND1	TND2	TND3	TND4	TND5
Flora	Bois ind.				✓					
Foraminifera	Foram benthique ind.	✓	✓	✓	✓					
	<i>Elphidium</i> sp.		✓			✓				✓
	<i>Cibicides</i> sp.					✓	✓			
	<i>Textularia</i> sp.		✓							
	<i>Globigerina</i> sp.	✓	✓	✓	✓					
	Rotaliidae ind.					✓	✓			✓
Annelida	Serpulæ		✓							
Mollusca	Mollusca ind.	✓	✓	✓	✓					
	Gasteropoda	✓	✓	✓	✓					
	Ostrea	✓	✓	✓	✓					
	Pectinidae	✓	✓	✓	✓					
Bryozoa	Bryozoa ind.	✓	✓	✓		✓				
	<i>Sertella cellulosa</i>				✓				✓	
	<i>Hornera frondiculata</i>				✓				✓	✓
	<i>Cellaria salicornioides</i>								✓	✓
	<i>Cellaria crassa</i>									✓
	<i>Polyascoecia coronopus</i>								✓	
	<i>Idmidronea atlantica</i>				✓		✓	✓	✓	✓
	<i>Pleuronea pertusa</i>								✓	
Echinodermata	Echinodermata ind.	✓	✓		✓					
	<i>Scutella</i> sp.	✓	✓		✓					
	Crinoidea ind.		✓	✓	✓					
Vertebrata	Os ind.		✓	✓	✓					
Poissons	dents de Requins				✓					
Mammalia	<i>Eucricetodon</i> cf. <i>infralactorensis</i>				✓					

Tab. 3-14 Liste des fossiles de l’OMM de Tavannes (TNR et TND) (✓ présent).

Mollusques

Nombreux fragments d'huîtres et de Pectinidae et quelques gastéropodes phosphatés remaniés du Crétacé.

Bryozoaires

Les quelques fragments de bryozoaires représentent des formes branchues érigées que l'on retrouve normalement dans des environnements marins à salinité normale. Leur structure fragmentaire reflète des eaux agitées peu profondes (20-40m), un transport et un dépôt dans un milieu probablement très littoral.

Les espèces déterminées présentent un cachet rhodanien et méditerranéen.

Les quelques fragments de bryozoaires branchus sont caractéristiques des eaux agitées peu profondes à salinité normale. Ils sont bien évidemment transportés.

Echinodermes

Des Echinides du genre *Scutella* sp. ont été déterminés. Cette forme est caractéristique des mers peu profondes agitées et à salinité normale. DEMARCO (1979) considère cette forme comme un indicateur de faune « chaude » d'origine inter- à subtropicale.

On retrouve également de nombreux fragments de crinoïdes remaniés (du Jurassique ?).

Vertebrata

Plusieurs niveaux présentent des dents de poissons roulées et quelques rares fragments osseux indéterminables.

Poissons

La faune du gisement à dents de requins et poissons (TNR4) a été déterminée par H. CAPETTA et J. JOST (comm. écrit.). DE BEAUMONT *et al.* (1984) et FAVRE (1998) en donne la liste suivante (coll. P. GASSMANN, Chez le Bart, et Musée géologique de Lausanne) :

<i>Notorhynchus primigenius</i>	<i>Mitsukurina lineata</i> ?
<i>Synodontaspis cuspidata</i>	<i>Lamna cattica</i>
<i>Synodontaspis acutissima</i>	<i>Scyliorhinus</i> sp.
<i>Synodontaspis cf. cuspidata</i>	<i>Galeorhinus cf. latus</i>
<i>Synodontaspis cf. acutissima</i>	<i>Scapanorhynchus lineatus</i>
<i>Isurus</i> sp.	<i>Isistius triangulus</i>
<i>Alopias exigua</i>	<i>Scoliodon</i> sp. ?
<i>Alopias aff. superciliosus</i>	<i>Centrophorus</i> sp.
<i>Squatina</i> sp.	<i>Dasyatis</i> sp.
<i>Galeocерdo aduncus</i>	<i>Sparus</i> sp.
<i>Hemipristis serra</i>	<i>Rhinoptera</i> sp.
<i>Carcharhinus aff. priscus</i>	<i>Diplodus</i> sp.
<i>Pseudocarcharias rigida</i> ?	<i>Aetobatis arcuatus</i>

Cet assemblage met en évidence trois paléobathymétries différentes (CAPETTA *et al.*, 1967 ; FAVRE, 1998), ce qui reflète bien les problèmes de transports liés à ces accumulations de dépôts que l'on retrouve fréquemment dans le Grès coquillier. On peut distinguer des formes littorales (*Scoliodon*, *Dasyatis*), des formes d'eau profonde (*Scapanorhynchus*, *Centrophorus*) et des formes pélagiques (*Synodontaspis*, *Lamna*, *Galeocерdo*, *Isistius*).

Mammalia

DE BEAUMONT *et al.* (1984) signalent deux fragments de dents de dauphins et deux molaires de *Eucricetodon* cf. *infralactorensis* dans le niveau TNR4.

C. Biostratigraphie

L'assemblage de la faune de poissons correspond à un âge burdigalien inférieur ou moyen. Le rongeur *Eucricetodon* cf. *infralactorensis* date le Mittlerer Muschelsandstein avec certitude du niveau MN3 (DE BEAUMONT *et al.*, 1984), et probablement sa partie inférieure MN3a (KÄLIN, 1997). Cette datation avec celle de Cortébert (MN3) datent le début de la transgression de l'OMM dans la région.

D. Paléoécologie et paléoenvironnement*Les minéraux lourds* (Tab. 3-15)

Deux analyses de minéraux lourds ont été effectuées à TND et à TNR. Deux autres analyses (le « Bone bed » de Wallenried, MN2b et le Poudingue polygénique d'Esther, « Helvétien »), effectuées dans des niveaux à litho- et biostratigraphie encadrantes, viennent s'ajouter à titre de comparaison (voir **3.2.2.3 Corban** et **3.2.3 Aquitaniens**).

TND5 et TNR4 montrent tous deux de très fortes teneurs du Grenat et du groupe Epidote-Zoisite, mais dans des dominances différentes. Le Grenat (52%) est dominant dans l'analyse TND5, alors que le groupe Epidote-Zoisite (43%) est dominant dans l'analyse TNR4. Les autres minéraux lourds ne montrent que des valeurs accessoires.

L'association presque exclusive du Grenat (61%) et Epidote-Zoisite (21%) de l'échantillon Esther a été interprétée comme caractéristique du Glimmersandschüttung (voir **3.2.4.4 Corban (COR)**). En ce qui concerne Wallenried, une influence mixte du Genferseeschüttung et du Freiburgerschüttung est considérée (voir **3.2.3 Aquitaniens**). D'autre part il est admis que l'OMM burdigalienne des synclinaux de Tramelan-Tavannes-Court ne bénéficient d'aucun

	Gre	Horn	Glau	E+Z	Staur	Sil	Dis	And	Zir	Tou	Rut	Tit	Spi
« Bone bed »	13	0	0	59	3	0	0	0	18	3	2	2	0
TNR4	38	6	0	43	2	3	0	0	5	3	<1	0	0
TND5	52	4	0	37	2	0	0	0	2	3	0	0	0
Esther	61	0	0	21	7	0	1	0	5	3	0	2	0

Tab.3-15 Minéraux lourds de la région de Corban, Tavannes et Wallenried : Gre=Grenat, Horn=Hornblende, Glau=Glaucophane, E+Z=groupe Epidote-Zoisite, Staur=Staurotide, Sil=Sillimanite, Dis=Disthène, And=Andalousite, Zir=Zircon, Tou=Tourmaline, Rut=Rutile, Tit=Titanite, Spi=Spinelle.

apport nordique. Il semblerait plutôt que les Minéraux lourds définis dans le Grès coquillier et la Molasse grise de Tavannes soient originaires des grands fans alpins (Napfschüttung ?) et amenés par les courants marins sur le littoral jurassien. Les faibles teneurs en Zircon pourraient s'expliquer par la fin de l'influence du Genferseeschüttung (dès MN3 ?). Je rappelle que la présence de ce minéral à Wallenried a été considérée comme originaire du Massif Central et transporté via un affluent occidental, par la Genferseeschüttung.

Milieu de dépôt

TND correspond à un environnement intertidal d'estran similaire à celui de la coupe TT (Fig. 3-14).

La partie inférieure de la coupe TNR présente un milieu typique de barres sableuses subtidales dominées par des courants de marées. L'environnement semble similaire au cordon coquillier basal de la coupe CO2, mais l'influence des courants de marées est plus présente. Plus haut dans la coupe, la tendance est à la régression et l'on devrait se trouver dans le « sand flat » d'un estran. On retrouve ces paléoenvironnements tant dans le profil TT que dans le profil CO2 (Fig. 3-14 et 3-20).

Taphonomie, paléoécologie et paléoclimats

Les faunes ne donnent pas d'interprétations paléoécologiques précises du fait des phénomènes de transport et de remaniement. Cependant l'ensemble des données paléontologiques (foraminifères, fragments de bryozoaires, échinodermes, les poissons en partie) parle en faveur d'un milieu marin peu profond et d'eaux agitées à salinité normale.

Les faunes caractéristiques de milieux plus profonds, notamment certains spécimens de poissons, en association avec des faunes littorales pourraient correspondre à la modalité transgressive type « estuaire » décrite par BERGER (1985). D'ailleurs les faciès glauconitiques, tel celui observé dans cette coupe, sont souvent favorisés par une transgression marine (ODIN & MATTER, 1981).

La présence de petits mammifères terrestres (*Eucricetodon* cf. *infralactorensis*) dans ces dépôts marins indique certainement une côte très proche. Elle peut facilement s'expliquer, soit par des cadavres flottés en mer, soit par un transport d'os ou de dents isolées par les courants de marées. On pourrait également imaginer des secteurs temporairement émergés, pouvant être parcouru par des mammifères terrestres, comme supposé dans la coupe CO2 (voir ci-dessus).

Les éléments Jurassiques (crinoïdes, mollusques ?) et Crétacés (gastéropodes, orbitolines, *Hedbergella* sp., *Ticinella* sp. ?) remaniés suggèrent une mise à l'érosion d'un relief mésozoïque durant l'OMM. C'est d'ailleurs en partie ce paléorelief qui a limité le début de la transgression de l'OMM (Grès coquillier, Molasse grise et Grès verts burdigalien) dans le Jura aux synclinaux de Péry-Reuchenette, Tramelan-Tavannes-Court et probablement Moutier. DE BEAUMONT *et al.* (1984) citent des galets calcaires parfois perforés, ce qui renforcerait une transgression en partie directement sur des assises mésozoïques mises à l'érosion. Les indicateurs de paléoclimats ne sont pas très nombreux. On retiendra simplement *Scutella* sp. comme indice d'une température élevée et *Eucricetodon* cf. *infralactorensis* comme indice d'un climat à tendance aride (BERGER, 1985).

3.2.4.4 Corban (COR, coupe Ouest Corban, Esther)

L'affleurement sous l'église de Corban (603.20/243.85) est une localité historique connue depuis plus de 100 ans (GREPPIN, 1855 ; ROLLIER, 1898 ; LINIGER, 1925). Il présente une toute petite coupe d'à peine 2.5m montrant la transgression de dépôts marins et saumâtres sur les Calcaires delémontiens, dans la partie Est du synclinal de Delémont. Ces dépôts, bien que l'on puisse les considérer comme une série marine (saumâtre ?) de transition, sont intégrés dans les Rote Mergel von Corban (voir 2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM et 2.2.3 Marnes rouges & Gompholites de l'OMM).

A l'Ouest du village de Corban, il existe un autre affleurement décrit par GREPPIN (1855) et ROLLIER (1898), dont le profil débute avec le sommet des Calcaires delémontiens et se termine avec la série complète des Rote Mergel von Corban. Cette coupe n'est plus visible, mais je l'ai tout de même illustrée pour mieux comprendre le mécanisme de la transgression de l'OMM dans la région.

Finalement je considère encore un affleurement (coupe Esther) de Poudingue polygénique plus au Sud (603.42/243.35), qui surmonte les Calcaires delémontiens. Malheureusement le contact n'est pas visible.

A. Lithofaciès et sédimentologie (Fig. 3-22)

Base de la Coupe COR (Calcaires delémontiens)

La coupe COR montre à sa base un peu plus d'un mètre de bancs de Calcaires delémontiens. Les lithofaciès sont presque exclusivement des micrites carbonatées (**Lm**). Cependant un niveau de calcaire dolomitisé a été observé sur le terrain. Il pourrait représenter une faible tranche d'eau d'un milieu lacustre subexposé. Un seul niveau (COR2) à dominante marneuse (**Fm**) a pu être lavé. Malheureusement aucune microfaune, exceptée quelques fragments de gastéropodes et autres mollusques, n'a été trouvée. Ce niveau montre également quelques concrétions calcaires. GREPPIN (1855) signale des *Lymnaea* sp. et des *Planorbis* sp. dans des bancs calcaires correspondant vraisemblablement aux niveaux COR5 et 6.

Une série de lames minces a été effectuée (t-COR1, t-COR2, t-COR3, t-COR4, t-COR5, t-COR6). Les microfaciès sont monotones, ils présentent toujours des micrites à structures péloïdales relativement riches en bioclastes (charophytes, limnées, planorbes, ostracodes) typiques des Calcaires delémontiens. On peut également observer des structures stromatolitiques (t-COR3) semblables à celles décrites par PICOT (2002) dans la coupe de Courfaivre. La lame t-COR6, échantillonnée au sommet des Calcaires delémontiens, montre le détail d'une structure lithophagée. La perforation est remplie par un sédiment détritique composé principalement de minéraux argileux, de grains de quartz anguleux à arrondis et de grains de glauconie arrondis. On observe également un fragment de bryozoaire piégé dans cette perforation.

Le top des Calcaires delémontiens est donc marqué par une surface lithophagée et légèrement érodée (« tidal rock » ou « abrasion platform »). Les éléments architecturaux déterminés sont tous des lacs *s.l.* (**LAC**).

Top de la coupe COR (OMM)

Au-dessus de la surface lithophagée on trouve une sorte de niveau marno-sableux condensé (**Fsm**) d'à peine 10cm, riche en fragments et bioclastes divers (os ind., foraminifères benthiques, gastéropodes, bryozoaires, galets de Calcaires delémontiens perforés, galets vosgiens). La suite de la coupe se caractérise par un niveau sableux (COR8) de « sandwaves » tidales (**SW**) à stratifications obliques entrecroisées, marquées par des drapages argileux (« flaser bedding »), des galets mous et des galets divers (**Sh**, **Sp**). Le lavage de ce niveau a révélé une très intéressante microfaune marine (foraminifères benthiques, bryozoaires, ostracodes). Le top de ce niveau passe à un sable à litage horizontal et drapages argileux. Les galets mous et galets divers ont disparu et l'on ne retrouve plus que quelques foraminifères benthiques. L'influence tidale semble toujours présente, mais trop faible pour montrer des structures de courants bimodaux. L'élément architectural interprété pourrait être un estran sans apport terrigène en pleine phase régressive (**SF**).

La série se termine après un passage progressif par un niveau (COR9) de marnes bariolées azoïques (**Fm**), marquant la transition vers un domaine supratidal (**FF**).

Coupe Esther (OMM)

L'affleurement (coupe Esther) présente simplement un banc (Esther) de Poudingue polygénique à matrice sableuse (**Gmm**). La taille des galets, en partie originaires des Vosges, peut atteindre un diamètre de 2cm. Dans la littérature BIRKHÄUSER (1925) signale des galets plus gros, jusqu'à 5-6cm, à Undervelier. Linger (1925) donne la composition suivante pour le Poudingue polygénique de Corban : 25% quartzite, 7% porphyre, 1% Kulmstein, 1% roche granitique, 1% Buntsandstein, 8% Hauptrogensteiin, 30% Jurassique local, 25% Calcaires delémontiens et 2% « Helvétien ». KÄLIN (1993) donne la composition suivante pour le Poudingue polygénique de Devant la Melt (604.65/242.02) : 17% Tertiaire, 33% Malm, 4% Muschelkalk, 1% Buntsandstein, 29% quartzite, 10% cristallin, 2% Hornstein.

En lame mince (Esther), il extrêmement difficile d'affirmer si la roche est marine ou non. Les seuls restes fossiles observés sont des fragments de coquilles. D'après son lithofaciès, on pourrait parler de flots de débris (**SG**). Cet affleurement expose une puissance de 2m, mais LINIGER (1925) estime une puissance de 3m pour le Poudingue polygénique de la région. D'après la carte géologique, cet affleurement doit être en contact avec les Calcaires delémontiens. Malheureusement je n'ai pas pu l'observer sur le terrain.

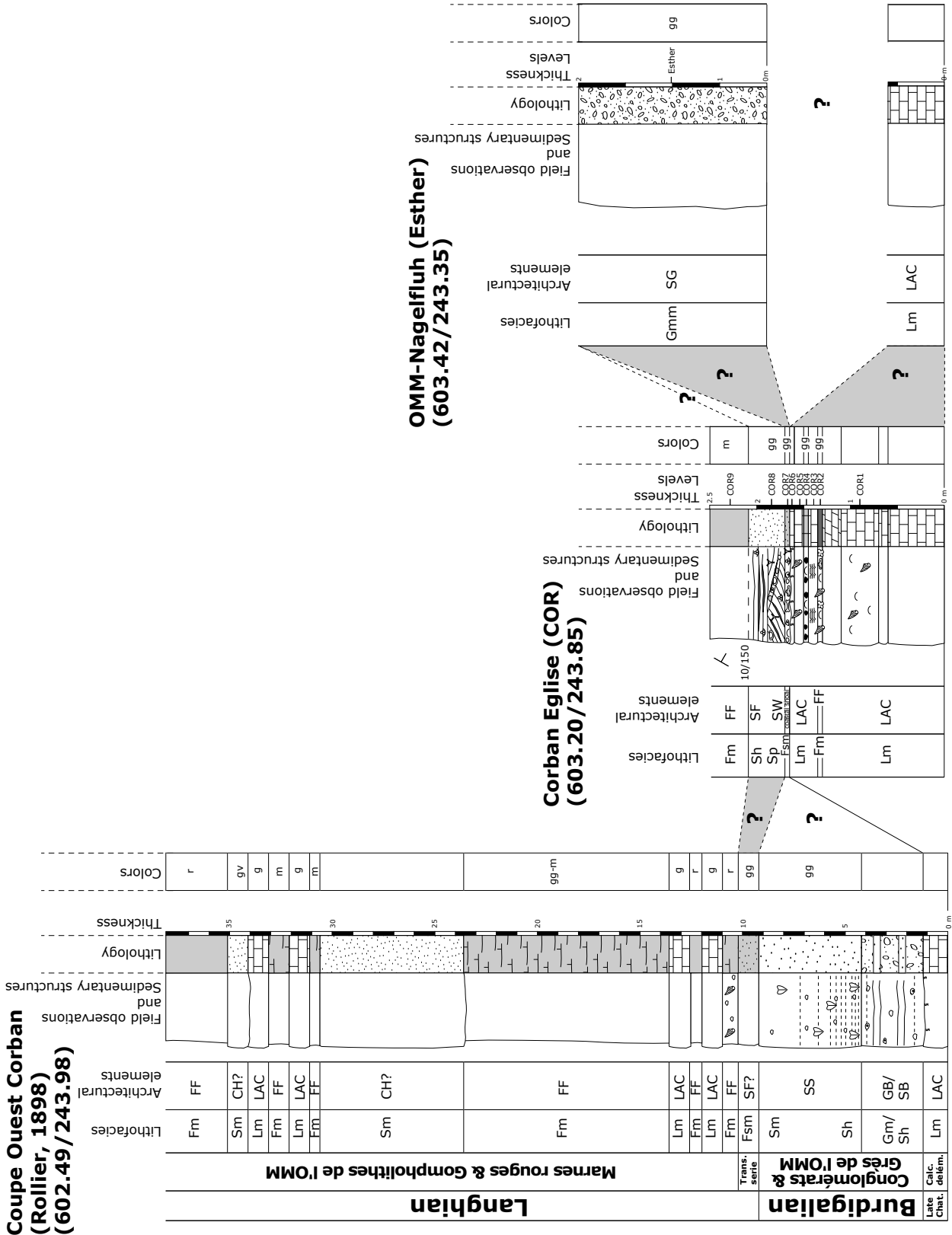


Fig. 3-22 Calcaires délémiétiens et OMM dans la région de Corban. (ROLLIER, 1898) n'a pas la même échelle que les coupes COR et Esther.

Coupe Ouest Corban (ROLLIER, 1898)

ROLLIER (1898) donne le profil d'une coupe de plus de 30m située à l'Ouest du village de Corban (602.49/243.98). Sa base est matérialisée par les Calcaires delémontiens dont le top montre une surface lithophagée. Un banc de 3m de grès-poudingue lité (**Gm**) à intercalations de sableuses (**Sh**) transgressent directement sur cette surface. A sa suite, on retrouve près de 5m de grès grossier vert à stratifications horizontales (**Sh**) et à bioclastes de *Pecten* sp.. Ce niveau représente vraisemblablement la Molasse grossière marine de ROLLIER (1898). STEHLIN (cité par LINIGER, 1925) y signale *Ostrea giengensis* à sa base. Le banc devient plus compact dans sa partie supérieure et les stratifications horizontales disparaissent (**Sm**). Les éléments architecturaux semblent caractéristiques d'une influence soit fluviale, soit de houle (**SS**, **SB**, **GB**).

Au-dessus vient un banc de 1m de marnes sableuses vertes (**Fsm**) qui pourrait être un équivalent latéral du niveau COR8 de la coupe sous l'église. Il représenterait alors la série de transition marine (saumâtre ?) avant les Rote Mergel von Corban (**SF** ?). Ensuite, toute la partie supérieure de la coupe montre près de 30m de lithofaciés gréseux, marneux, marno-calcaires et calcaires (**Lm**, **Fm**, **Sm**). Les couleurs varient du gris au gris-vert et bariolé. Cet ensemble de dépôts représente les Rote Mergel von Corban. Aucun fossile n'est signalé, excepté *Helix* sp. dans le niveau marno-calcaire rouge, pisolithique, qui marque la base de la série, vraisemblablement continentale. STEHLIN (1914)

cite encore des restes de rongeurs indéterminés, mais l'emplacement exact du gisement n'est pas connu. D'après les lithofaciés, toute la série semble fluvio-lacustro-terrestre (**LAC**, **FF**, **CH**).

B. Paléontologie

Les fossiles découverts dans la région de Corban sont issus essentiellement de lavages de la coupe COR. La liste présentée dans le Tab. 3-16 est complétée par quelques données de la littérature (GREPPIN, 1870 ; ROLLIER 1898 ; LINIGER, 1925).

Foraminifères

Les deux lavages COR7 et COR8 montrent une pauvre faune de foraminifères benthiques recristallisés et partiellement fragmentaires.

Elphidium sp. et *Cibicides* sp. sont des espèces généralement typiques des mer chaude ou tropicales. Ils vivent jusqu'à des profondeurs de 50m et sont stables dans des salinités normales à hypersalines.

Bivalves

Les lithophages du sommet des Calcaires delémontiens sont déterminés comme *Pholas* sp. par GREPPIN (1870). Ces formes perforées de substrats durs vivent dans des eaux peu profondes (jusqu'à 40m) à salinité normale.

Dans l'affleurement Esther, de rares fragments de coquilles (probablement de bivalves) ont été observés en lame mince.

Fossiles / Echantillons		COR1	COR2	COR3	COR4	COR5	COR6	COR7	COR8	COR9	Esther
Flora	Bois ind.							✓			
	Tapis alguaire			✓							
Bioturbation	Bioturbation ind.							✓			
	Lithophage						✓				
Mollusca	Mollusca ind.	✓	✓	✓	✓			✓			✓
	<i>Pholas</i> sp.							✓			
	Gasteropoda ind.	✓	✓								
	<i>Planorbis</i> sp.					✓	✓				
	<i>Lymnaea</i> sp.					✓	✓				
Bryozoa	Bryozoa ind.							✓	✓		
Ostracoda	Ostracoda ind.								✓		
Foraminifera	Foraminifera ind.							✓	✓		
	<i>Elphidium</i> sp.							✓	✓		
	<i>Cibicides</i> sp.								✓		
	<i>Amphistegina</i> sp. ?								✓		
	Rotaliidae ind.										
Mammalia	Os ind.							✓			

Tab. 3-16 Liste des fossiles de Corban (COR) (✓ présent).

Les bivalves signalés par les anciens auteurs (LINIGER, 1925 ; ROLLIER, 1898), *Ostrea giengensis* et *Pecten* sp. sont transportés dans les niveaux de poudingue ou de grès grossier. Ces formes vivent préférentiellement fixées sur des substrats rocheux et à profondeurs modestes, inférieure à 80m.

Gastéropodes

Planorbis sp. et *Lymnaea* sp. (COR5 et COR6) signalés par GREPPIN (1855) caractérisent le domaine lacustro-palustre des Calcaires delémontiens.

Helix sp. signalé par ROLLIER (1898) caractérise un domaine purement terrestre à la base des Rote Mergel von Corban.

Bryozoaires

Les quelques fragments de bryozoaires trouvés représentent des formes branchues. Ces organismes reflètent généralement une salinité normale. Les types branchus devraient caractériser des conditions de faible énergie. Les fragments retrouvés à Corban ont probablement été cassés et transportés par les courants de marées.

Ostracodes

Uniquement des fragments indéterminables

Mammalia

Les rares fragments d'os trouvés dans le niveau COR7 indique la proximité d'une côte.

C. Biostratigraphie

Aucune datation n'a été possible avec la microfaune de Corban. Les seules indications que l'on peut avoir sont les âges des formations encadrantes. On retiendra l'âge le plus jeune possible des Calcaires delémontiens sous-jacents (MN1, coupe SE Pré Godat ; TEIHLER, 1998) et l'âge plus vieux possible des Süßwasserkalk von Vermes (MN5, Vermes 1 et 2 ; KÄLIN, 1993). De plus l'OMM de Corban appartient en partie au Poudingue polygénique (coupe historique de ROLLIER, 1898 et LINIGER, 1925) et en partie aux Rote Mergel von Corban (coupe historique de ROLLIER, 1898 et LINIGER, 1925 et coupe COR) (voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM** et **2.2.3 Marnes rouges & Gompholites de l'OMM**). En sachant que la transgression du Poudingue polygénique est postérieure à celle du Grès Coquillier-Molasse grise et certainement pas plus vieille que les Sables à galets de Glovelier (MN4 ; HUG *et al.*, 2004) (voir coupe GLO, ce travail), on peut estimer un intervalle entre MN4 et la base de MN5.

D. Paléoécologie et paléoenvironnement (Fig. 3-17)

Minéraux lourds (Tab. 3-11)

KÄLIN (1993) présente plusieurs analyses de minéraux lourds dans la région de Corban :

- Vermes-Strommast (604.07/242.04), dans des sables marneux fins, 40m au-dessus du gisement Vermes 2 (MN5)
- Vermes Helicidenmergel (603.24/242.08)
- Devant la Melt (604.65/242.02), Poudingue polygénique
- Corban1 (603.16/243.86) qui correspond aux dépôts saumâtres de la série de transition de la coupe COR (603.20/243.85)

A cela vient s'ajouter l'affleurement de Poudingue polygénique Esther (603.42/243.35).

Esther, Devant la Melt, Corban1 et Vermes-Helicidenmergel montrent des dominances du Grenat et du groupe Epidote-Zoisite. Devant la Melt, Vermes-Helicidenmergel et surtout Corban1 indiquent encore une forte teneur en Zircon, alors qu'Esther est particulièrement riche en Grenat (plus de 60%), mais pauvre en Zircon (5%). Les autres minéraux significatifs sont la Staurotide, présente dans les cinq échantillons, la Tourmaline, présente à Vermes-Strommast, à Vermes-Helicidenmergel, à Devant la Melt et à Esther, et le Rutile, présent à Vermes-Strommast, à Vermes-Helicidenmergel et à Devant la Melt. L'échantillon Vermes-Strommast est un peu différent. Son spectre de minéraux lourds est dominé par le Grenat (43%) et le Zircon (27%). Les autres minéraux présents sont le groupe Epidote-Zoisite (7%), le Rutile (8%), la Tourmaline (8%) et la Glaucothane (5%).

L'échantillon Esther montre un spectre caractéristique du Glimmersandschüttung avec son association presque exclusive du Grenat (61%) et Epidote-Zoisite (21%).

D'après KÄLIN (1993), Vermes-Strommast est caractéristique du Vogesenschüttung avec une dominance du Zircon et du Grenat et son spectre serait similaire à celui des échantillons du Bois de Raube et du Montchaibeux. Cependant ces derniers montrent des teneurs en Staurotide stable à environ 10%. Il serait peut-être plus judicieux de placer Vermes-Strommast sous l'influence du Juranagelfuh des Beckens von Laufen, comme les échantillons du Nebelberg (voir **3.2.6.3 Nebelberg (NB)**).

Corban, Vermes-Helicidenmergel et Devant la Melt montrent des spectres très proches. Les teneurs

	Gre	Horn	Glau	E+Z	Staur	Sil	Dis	And	Zir	Tou	Rut	Tit	Spi
Vermes - Strommast	43	0	5	7	2	0	0	0	27	7	8	2	0
Vermes - Helicidenmergel	45	0	0	20	12	0	0	0	12	4	8	0	0
Corban 1	39	0	0	24	7	0	3	0	27	0	0	0	0
Devant la Melt	38	0	0	16	16	0	1	0	14	1	13	0	0
Esther	61	0	0	21	7	0	1	0	5	3	0	2	0

Tab. 3-17 Minéraux lourds de la région de Corban et de Vermes : Gre=Grenat, Horn=Hornblende, Glau=Glaucophane, E+Z=groupe Epidote-Zoisite, Staur=Staurotide, Sil=Sillimanite, Dis=Disthène, And=Andalousite, Zir=Zircon, Tou=Tourmaline, Rut=Rutile, Tit=Titanite, Spi=Spinelle.

en Epidote sont assez significatives pour montrer une influence du Glimmersandschüttung et surtout rejette la possibilité d'une influence des Juranagelfluhschüttungen (Forêt Noire). L'augmentation sensible du Zircon, surtout à Corban semble parler pour une influence du Vogesenschüttung. Il semble assez clair que ces deux localités sont soumises à un apport mixte de l'Est (Glimmersandschüttung ?) et du Nord-Ouest (Vogesenschüttung ?).

Il semblerait que le Glimmersandschüttung et le Vogesenschüttung aient commencé à être actif relativement tôt, dès les premiers dépôts du Poudingue polygénique, donc dès l'arrivée de l'OMM dans les synclinaux nordiques du Jura (MN4 ?, Devant la Melt, Corban, Undervelier). Le Glimmersandschüttung, durant cette période, devait se manifester en partie sous forme de courants marins. Il serait d'ailleurs plus judicieux de parler d'un Paleoglimmersandschüttung et d'un Paleovogesenschüttung.

Ces deux systèmes de drainages se sont donc rapidement livrés une lutte d'influence, d'où la nature mixte des spectres de Devant la Melt, de Corban 1 et de Vermes-Helicidenmergel. Cependant le Paleovogesenschüttung finit par montrer sa supériorité dans la région Est du synclinal de Delémont, bien que par intermittence le Paleoglimmersandschüttung puisse montrer une nette dominance, comme dans les analyses de l'affleurement Esther. Dans les dépôts de Vermes-Strommast, qui devraient être du même âge que Vermes 2 (MN5), le Paleoglimmersandschüttung ne semble pas du tout actif et c'est vraisemblablement les Juranagelfluh des Beckens von Laufen qui caractérise les apports. A partir de ce moment, on peut utiliser les termes de Glimmersandschüttung et de Vogesenschüttung. Ce dernier sera encore actif dans la partie Ouest et centrale du synclinal de Delémont au minimum jusqu'à MN7 (Membre du Montchaibeux et Membre du Bois de Raube) et même jusqu'à MN9 (Charmoille) en Ajoie. Dans la partie Est du synclinal la localité Pfetterhouse - Le Fahy-GA (581.13/260.14)

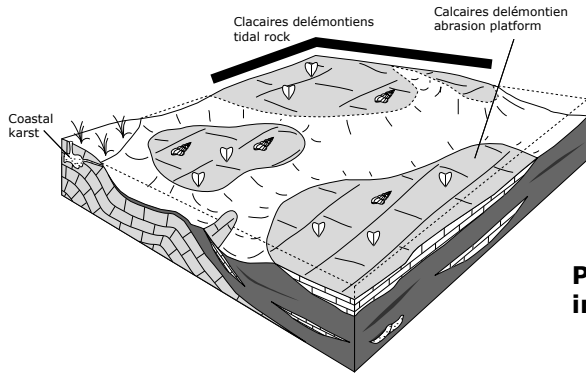
montre des « Schotter Typ Ajoie » qui suggèrent une influence tardive également à l'Est du synclinal. Le Glimmersandschüttung à proprement parlé suivra dès MN5 une ligne plus méridionale, parallèle à l'axe des synclinaux centre-Sud (Moutier, Tramelan-Tavanannes-Court) et ne sera plus actif dans le synclinal de Delémont. On peut suivre sa trace depuis Linn/Iberg (650.83/257.63) dans le canton d'Argovie jusqu'à Cortébert dans le synclinal de Saint-Imier.

Evolution des milieux de dépôt (Fig. 3-23)

Les Calcaires delémontiens sous-jacents de la coupe COR et de la coupe Ouest Corban (ROLLIER, 1898) présentent le même type de paléoenvironnement lacustro-palustre que la coupe PMO (Fig. 3-12). Le niveau de calcaire dolomitisé renforce l'idée de période particulièrement aride durant leurs dépôts.

Les coupes COR et Ouest Corban (ROLLIER, 1898) présentent toutes deux une surface lithophagée au sommet des Calcaires delémontiens. On retrouve également cette surface à Undervelier, dans le synclinal de Soulce. Ce niveau repère est probablement synchrone à toute la région des synclinaux centre-Nord et représente un platier rocheux intertidal à subtidal, témoin d'une inondation marine. Cette période, marquée par un arrêt de la sédimentation, permet la colonisation d'un substrat essentiellement rocheux par une faune marine benthique peu profonde (jusqu'à 40m), constituée en partie de *Pholas* sp., d'*Ostrea giengensis* et de *Pecten* sp. On ne retrouve aucun témoin d'apports terrigènes liés à cette transgression. La hauteur de la tranche d'eau est difficile à estimer, cependant elle doit être assez faible, l'environnement pouvant être un estran rocheux et/ou un haut-fond rocheux (Fig. 3-23.A).

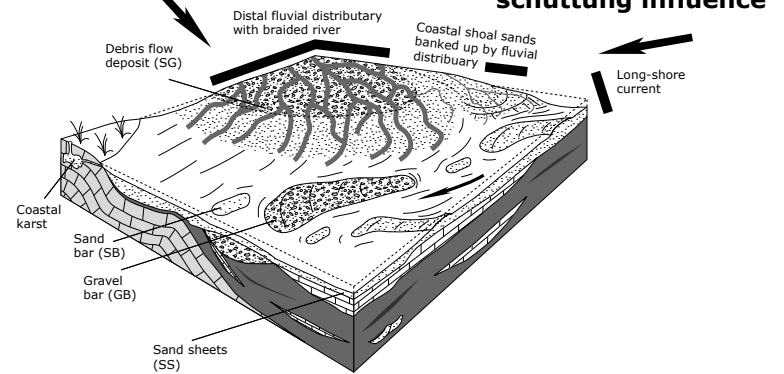
Après cette première inondation, un milieu côtier dominé par les apports terrigènes fluviaux et la houle s'installe. Il semblerait qu'il y ait deux sources d'apports différents, le Paleovogesenschüttung, sous forme de rivière deltaïque tressée, et le Paleoglim-



A. Coastal environment with tidal rock and abrasion platform (MN4)

Paleovogesenschüttung influence

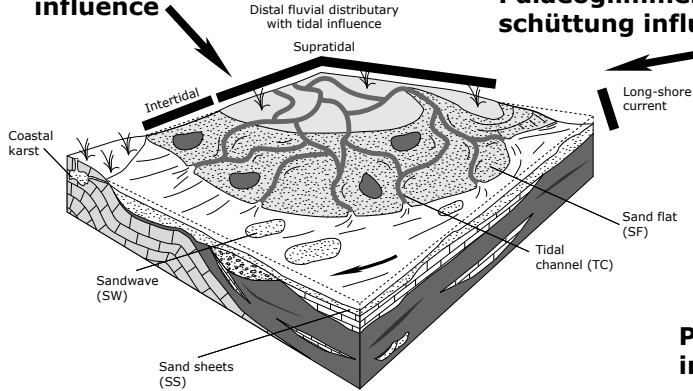
Paleoglimmersandschüttung influence



B. Coastal environment with long-shore current and shallow braided stream (MN4)

Paleovogesenschüttung influence

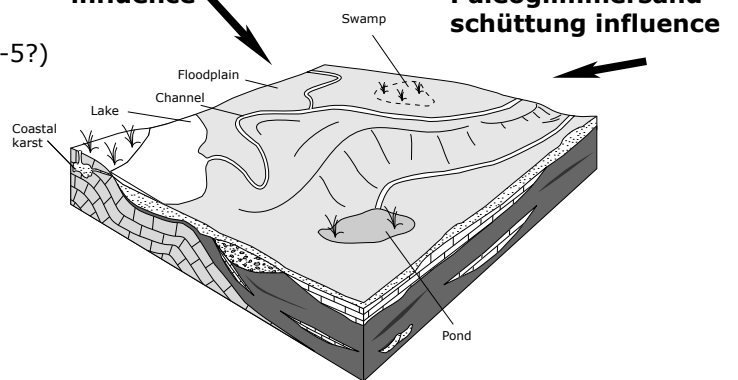
Palaeglimmersandschüttung influence



C. Coastal environment with tidal influence (MN4-5?)

Paleovogesenschüttung influence

Paleoglimmersandschüttung influence



D. Palustrine-Lacustrine-Fluviatil environment, maybe brackish (MN5?)

Fig. 3-23 Paléoenvironnement de l'OMM de Corban.

mersandschüttung, sous forme de courants marins. On retrouvera dans ces dépôts le benthos du platier rocheux remanié ainsi que des éléments continentaux divers (du galet vosgien aux fragments des Calcaires delémontiens). Dans la coupe Ouest Corban (ROLLIER, 1898) les Calcaires delémontiens sont surmontés par 3m de Poudingue polygénique à intercalations gréseuses, certainement un système de barres d'embouchure sableuses ou graveleuses (SB, GB). Au-dessus on retrouve encore près de 5m de sables à coquilles en partie lités. Ils sont interprétés comme des dépôts de sable en nappes (SS), dominés par la houle. Dans la coupe Esther, le Poudingue polygénique montre plutôt un faciès de flots de débris (SG) qui semble purement fluviatile. Il est interprété comme le remplissage d'un chenal de rivière tressée. Dans la coupe COR, on ne retrouve pas les sédiments grossiers du Poudingue polygénique, mais des sables marneux vraisemblablement saumâtres. On y retrouve un mélange de faune marine (foraminifères, bryozoaires) et d'apports terrigènes (galets divers, fragments d'os, fragments de bois) remaniés par la houle et les courants fluviatiles. La côte devait présenter un certaine paléotopographie, peut-être des flexures, et la coupe COR devait se trouver sur un haut-fond côtier (« coastal shoal »), à l'abri du système alluvial de rivière tressée (Fig. 3-23.B).

Plus haut dans la série, la coupe COR présente un niveau sableux à drapages argileux et à stratification

obliques entrecroisée et horizontales, typique d'un estran (SF). L'environnement entre dans une phase de régression et change à nouveau. Il présente une côte dominée par les courants de marée. Les chenaux tidaux (TC), riches en galets mous et structures tidales, sont en connexion avec des source continentales. Cependant l'influence du Paleovogesenschüttung semble diminuer. Dans ces niveaux, une microfaune marine (bryozoaires, foraminifères benthiques, ostracodes) assez pauvre est remaniée par les courants de marées (Fig. 3-23.C). Latéralement on retrouve cette phase sur la coupe Ouest Corban (ROLLIER, 1898) (Fig. 3-22).

Finalement le top de la coupe COR montre, après un passage progressif, un niveau de marnes bariolées, certainement continentales. Ce niveau caractérise la base des Rote Mergel von Corban, que l'on peut suivre sur près de 30m sur la coupe Ouest Corban (ROLLIER, 1898). Cette série montre des dépôts exclusivement continentaux, avec une alternance de milieux lacustres, saumâtres et fluviatiles. L'environnement est semblable à celui des Calcaires delémontiens, mais avec des périodes de drainage mieux marquées (Fig. 3-23.D). Le Paleoglimmersandschüttung et le Paleovogesenschüttung semblent d'ailleurs encore actifs tous les deux dans la région. Dans la coupe Ouest Corban (ROLLIER, 1898), la base de cette série est marquée par un niveau marno-calcaire à *Helix* sp..

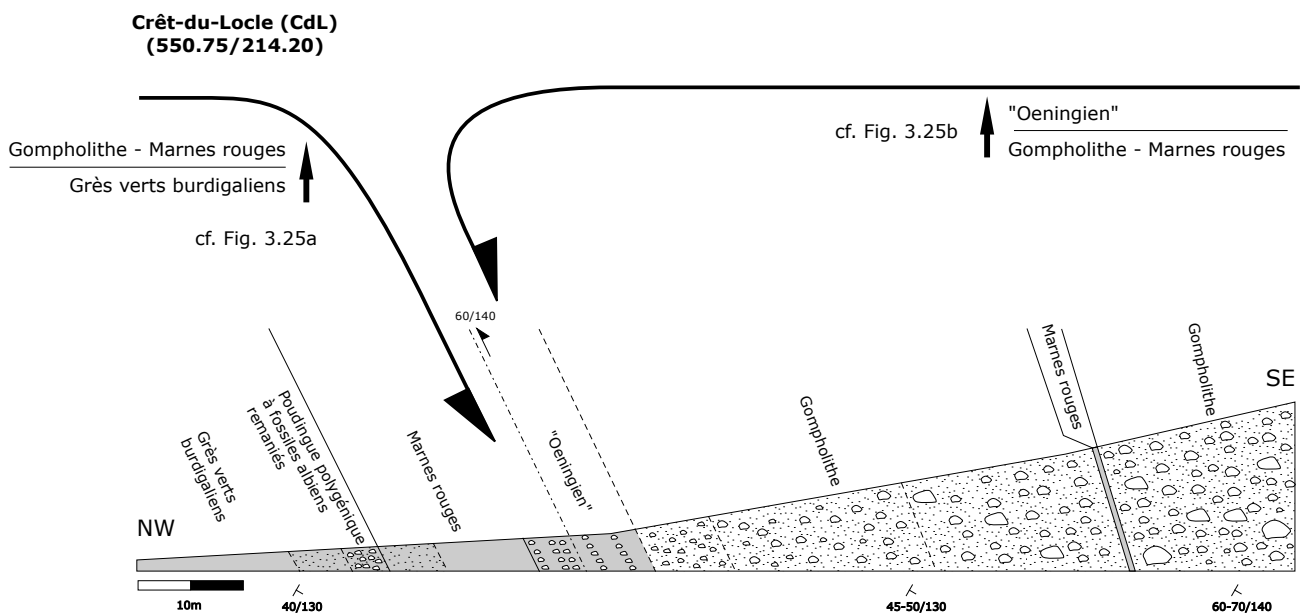


Fig. 3-24 Situation géologique et tectonique de la coupe du Crêt-du-Loche (CdL).

3.2.5 Marnes rouges & Gompholites de l'OMM

3.2.5.1 Crêt-du-Loche (CdL)

Durant l'été 1999, en face de la gare du Crêt-du-Loche (550.75/214.20), une vaste fouille de cent mètres sur cent a révélé une série de Grès verts burdigaliens, de Marnes rouges et de Gompholithe (voir 2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM et 2.2.3 Marnes rouges & Gompholites de l'OMM).

Un profil SE-NW a été levé sur la paroi SW de la fouille. La partie SE du profil semble montrer une série inversée, séparée par un chevauchement de la partie NW, qui est en série normale. FAVRE (1911) signalait déjà un chevauchement séparant la Gompholithe de la Molasse marine supérieure à l'emplacement exact de cette fouille. Cependant sur le terrain une série de Marnes Rouges affleure juste après ce chevauchement et les dépôts marins de l'OMM (ici les Grès verts burdigaliens et le Poudingue polygéniques à fossiles albiens remaniés) apparaissent seulement une dizaine de mètres plus au Nord (Fig. 3-24) (voir 2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM).

Ainsi dans sa partie NW le profil montre, en série normale, 14m Grès verts burdigaliens, surmontés par 3m de Poudingue polygénique à fossiles albiens remaniés et se terminant par 18m de Marnes rouges et de Gompholithe (Fig. 3-25a). Le top de ces dépôts est limité par un chevauchement présentant un pendage similaire à la stratigraphie (60/140). Dans la partie SE la série est inversée. Sa base est constituée d'environ 4m de marnes à faciès « oeningien » suivies après un passage progressif de près de 60m de Gompholithe présentant des galets de plus en plus grossiers. En série normale, les dépôts présenteraient 60m de Gompholithe à « fining up » surmontée, après un passage graduel, par 4m de marne « oeningienne » (Fig. 3-25b).

Les niveaux gompholithiques des Fig. 3-25a et b sont difficilement corrélables. Cependant les dépôts illustrés sur la Fig. 3-25b semblent tout de même plus jeunes, pour autant que le niveau marneux du sommet soit bien de l'« Oeningien ».

A. Lithofaciès et sédimentologie (Fig. 3-25a et b)

Grès verts burdigaliens et Poudingue polygénique à fossiles albiens remaniés

La série marine de la coupe expose des lithofaciès marneux et silteux gris-verts (**Fl**, **Fm**, **Fsm**), des calca-

rénites lumachelliques (**Lc**) et des conglomérats à galets dispersés et matrice argilo-sableuse (**Gmm**). Les niveaux marneux et silteux peuvent contenir des petits galets divers et parfois présenter un litage horizontal peu net. Les calcarénites présentent un litage horizontal frusque à bien marqué et une présence possible de galets divers. La plupart des limites de bancs se font de manière progressive. La base de cette série débute par des dépôts de couches deltaïques de fond (**BSB**), intercalés avec une lumachelle (CdL18, MW14) à base érosive, caractéristique d'une tempestite (**TP**). Plus haut la série montre une tendance assez nette de « coarsening up ». Les dépôts passent graduellement à des niveaux deltaïques frontaux (**FSB**) puis sommitaux (**MTB**). Le top du niveau calcarénitique (CdL11) montre un dépôt en couverture ou en nappe assimilé à un « sand sheet » (**SS**). Le niveau conglomératique (CdL9, MW10, CdL10) sommital montre une série de galets locaux (vraisemblablement du Crétacé) souvent perforés, de fréquentes glauconitisations, ainsi que des galets de silex, de quartz et de quartzite. Il présente probablement un flot de débris d'une barre d'embouchure (**SG**). Son lithofaciès semble très ressemblant à celui du Poudingue polygénique à fossiles albiens remaniés (voir 2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM). WEIDMANN (comm. écrit.) y signale également des grosses huîtres perforées, probablement par des *Clione*.

Marnes rouges

Les dépôts de Marnes rouges montrent un lithofaciès très monotone (**Fm**, **Fsm**) sur près de 12m. On retrouve dans chaque niveau des restes assez rares de bois et de fréquents petits galets divers et de nombreuses concrétions calcaires. Le premier niveau (CdL8, MW9) présente un silt brun à faune saumâtre. Il reflète encore un dépôt deltaïque sommital marin (**MTB**). Par contre les niveaux suivants semblent exclusivement continentaux (**CTB**, **FF**).

Plusieurs niveaux (MW2, MW8, MW9) présentent des quartz bipyramidés authigènes, caractéristiques de marnes en milieux évaporitiques (MOJON, 1985).

Gompholithe

Elle s'observe sur près de 60m en série inverse dans la partie SE de la coupe (Fig. 25b). On en retrouve encore environ 6m en série normale (Fig. 25a), au sommet des Marnes rouges dans la partie NW de la coupe. Les limites stratigraphiques sont toujours graduelles, excepté pour un petit niveau intercalé de Marnes rouges (CdL2, MW2). En série normale les 60m de Gompholithe du SE de la coupe présentent un « fining up ».

Elle définit un conglomérat très hétérométrique présentant un mélange de galets et de blocs de tailles diverses (jusqu'à plus d'un mètre de diamètre). L'allure générale des couches montre un litage plutôt frusque (généralement <1m) et des structures lenticulaires assez évidentes. Certains niveaux montrent un faible tri. Les galets et les blocs sont en majorité subanguleux à subarrondis. Quelques-uns sont même arrondis, mais pratiquement aucun n'est anguleux. Les galets sont toujours des calcaires, dont 99% de Malm local, le reste représentant des faciès inhabituels de calcaires sparitiques de couleur grise sombre. En général ils ne présentent pas de perforation. Cependant WEIDMANN (comm. écrit.) a observé quelques galets perforés et corrodés à la base des niveaux gompholithiques. Il signale également des galets qui semblent avoir été fracturés avant leur érosion. La matrice de la

Gompholithe est presque toujours calcaire et parfois marno-argileuse. Elle peut être dominante (**Gmh**) à quasi absente (**Gch**).

L'ensemble de ces dépôts gompholithiques est interprété comme un flot de débris gravitaire (**SG**) et des lits ou des barres de graviers (**GB**).

Marnes « oeningiennes »

La partie SW de la coupe expose environ 3m de silt beige (CdL6, MW6) riche en nodules calcaires et marne crayeuse jaune, avec des crachées hétérométriques, en lits ou en lentilles, de galets et de blocs calcaires (jusqu'à 40cm de diamètre). Si l'on observe ce niveau dans la succession stratigraphique réelle, il surmonte la Gompholithe après un passage progressif et est limité au sommet par le chevauchement signalé

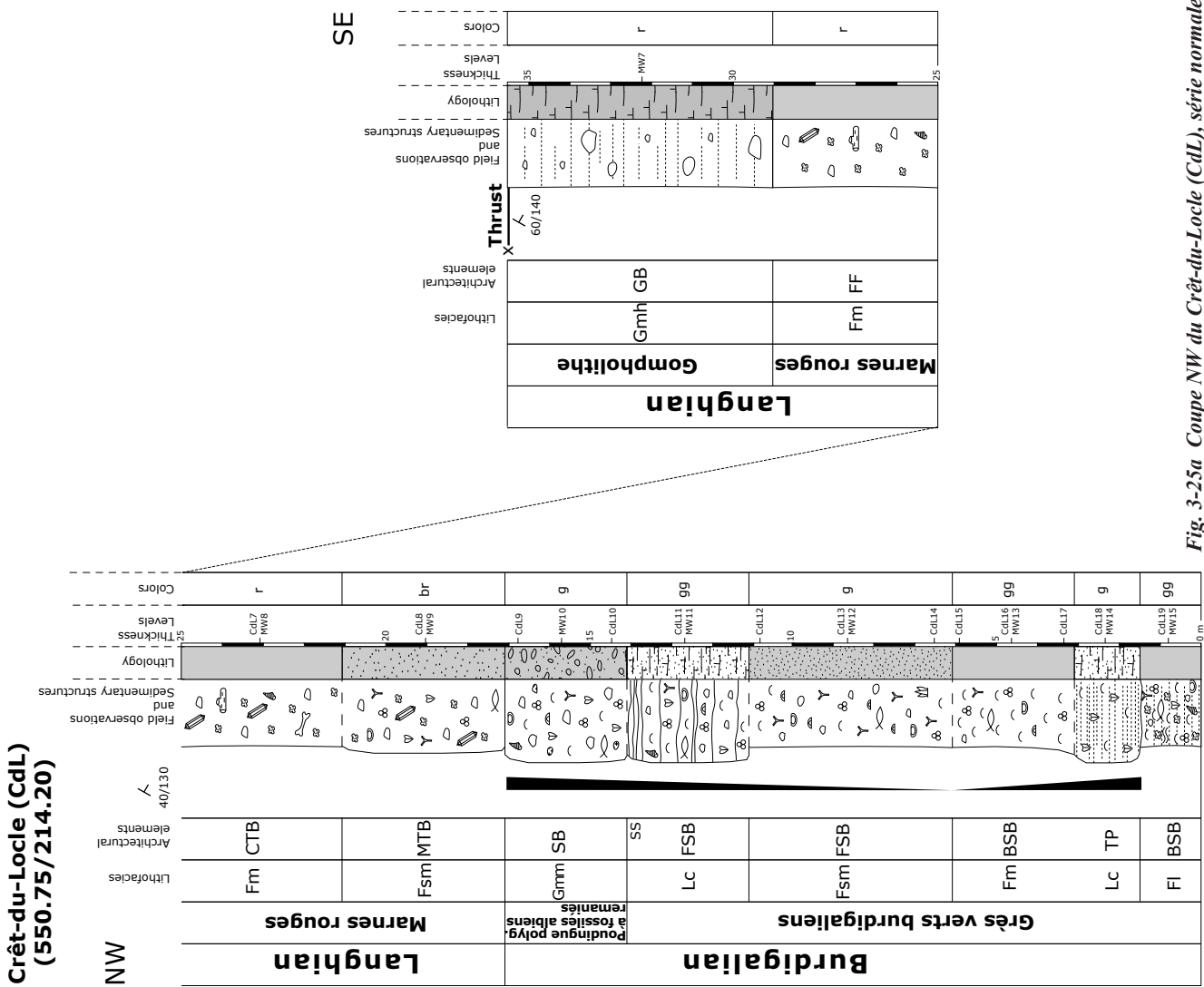


Fig. 3-25a Coupe NW du Crêt-du-Loche (CdL), série normale

**Crêt-du-Loche (CdL)
(550.75/214.20)**

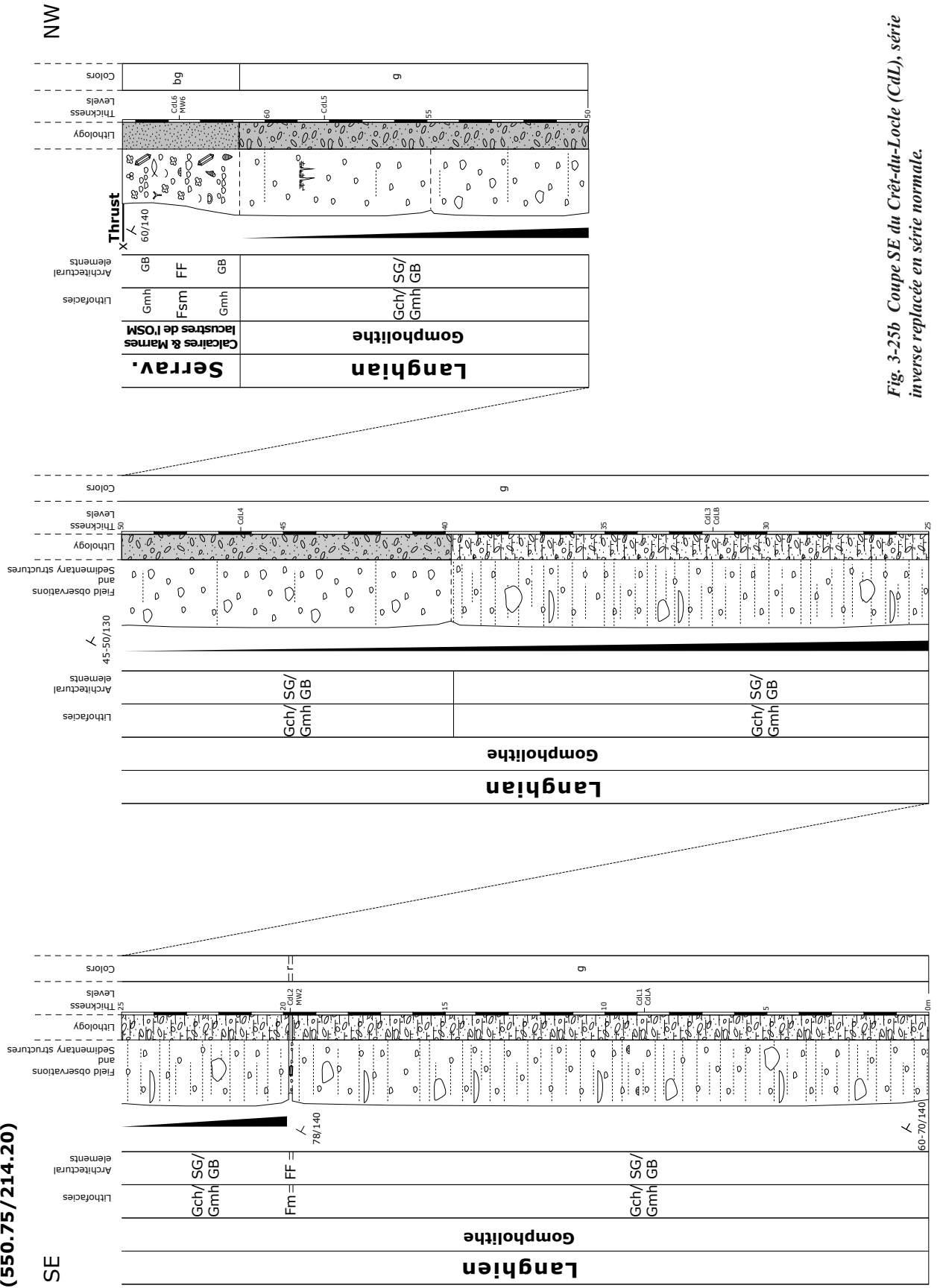


Fig. 3-25b Coupe SE du Crêt-du-Loche (CdL), série inverse replacée en série normale.

ci-dessus (Fig. 3-24). Ce niveau semble présenter un faciès « oeningien » et est interprété comme des dépôts de plaine d'inondation *s.l.* (FF), entrecoupés par des arrivés de flots de débris (SG).

On retrouve également des quartz bipyramidés authigènes, témoins d'un milieu évaporitique (MOJON, 1985).

B. Paléontologie

L'échantillonnage pour les lavages a été effectué essentiellement dans les niveaux marins et dans les niveaux de Marnes rouges (Tab. 3-18).

Palynologie

Le niveau CdL13 a été échantillonné pour des analyses palynologiques, malheureusement aucun pollen n'a été trouvé.

Charophytes

Le niveau CdL6 a révélé une unique gyrogonite de charophyte indéterminable.

Foraminifères (planche VIII)

La plupart des foraminifères de CdL sont recristallisés et en fragments. La biodiversité est assez importante, bien qu'elle soit principalement dominée par les *Elphidium* et les *Cibicides*. Ces formes dominantes reflètent des eaux peu profondes agitées avec des conditions de salinité normale à peut-être légèrement hypersaline. Cependant l'ensemble de la faune de foraminifères présentent des données écologiques (bathymétrie, salinité, milieu de vie) assez variables (Tab. 3-19) et il est possible de retrouver la plupart des espèces dans chaque niveau marin échantillonné. Il en ressort tout de même deux groupes à bathymétrie distincte, les formes littorales (0 à -50m : *Elphidium crispum*, *Elphidium aculeatum*, *Cibicides lobotulus*, *Ammonia beccarii*) et les formes de plate-forme externe, essentiellement circalittorales (entre -50m et -150m : *Bolivina* sp., *Lenticulina* sp., *Bulimina* sp., *Uvigerina* sp., *Gyroidina soldanii*, *Fursenkiona* sp.).

Quinqueloculina sp. est une forme à part car elle montre une écologie assez stricte liée à un milieu protégé, légèrement hypersalin et particulièrement peu profond. Pourtant on retrouve encore une fois cette espèce sur presque tout le long de la série marine.

Robertina sp. a été trouvé dans les dépôts attribués à l'« Oeningien » (CdL6). Cette forme est recristallisée et il semble qu'elle soit remaniée, comme cela est également suggéré par les ostracodes.

Porifères

Les Osteridae du niveau conglomératique (CdL9, MW10, CdL10) présentent des perforations attribuées à des *Clione*. Cette forme est une éponge parasite se fixant sur les coquilles d'huîtres, qu'elle peut perforer.

Bryozoaires

Les quelques fragments de bryozoaires représentent des formes branchues érigées que l'on retrouve normalement dans des environnements marins à salinité normale. Leur structure fragmentaire reflète des eaux agitées peu profondes (20-40m) et un transport ici probablement par les courants deltaïques.

Les espèces déterminées présentent un cachet rhodanien et méditerranéen.

Echinodermes

On retrouve régulièrement des radioles d'oursins entières ou en fragments. Leur présence atteste d'une mer ouverte à salinité normale.

Serpules

Une forme isolée serpule est signalée dans le niveau CdL19.

Bivalves

Les nombreux bioclastes observés appartiennent aux bivalves. J'ai pu reconnaître des Osteridae et des Pectinidae. Weidmann (comm. écrite) signale de grosses huîtres perforées (*Clione*) ou brisées dans les niveaux CdL9, CdL10 et MW10.

Gastéropodes

Quelques rares gastéropodes ont été trouvés dans les sédiments marins. Le niveau CdL19 montre une forme du type *Hydrobia*.

Le niveau CdL7 présente des Helicidae certains, qui devraient refléter le passage à un milieu continental franc.

Crustacés

Une *Balanus* sp. a été trouvée dans le niveau CdL14 et une pince de Malacostraca dans le niveau CdL16.

Ostracodes

Verrucocythereis cf. *verrucosa* : le même genre vit actuellement entre 20 et 25 mètres de profondeur et préfère les eaux chaudes (MONTEGRO *et al.* 1998 ; GROSS, 2002).

Olimfalunia plicatula : cette espèce est rencontrée dans la zone littorale phytale à épibathyale (CARBONEL, 1985). Elle est infra- à circalittorale, mais on la

Fossiles / Echantillons		CdL 5	CdL 6	CdL 7	CdL 8	CdL 9	CdL 10	CdL 11	CdL 12	CdL 13	CdL 14	CdL 15	CdL 16	CdL 17	CdL 19
Flora	Bois ind.			✓											
	Charophyta ind.		✓												
Foraminifera	FORAMINIFERA IND.						✓								
	ROTALIIDAE IND.		✓			✓	✓		✓	✓	✓		✓	✓	✓
	<i>Robertina</i> sp.		✓												
	<i>Textularia gramen</i>											✓	✓		✓
	<i>Textularia</i> sp.								✓	✓		✓	✓	✓	✓
	<i>Spiroplectinella deperdita</i>												✓		✓
	<i>Quinqueloculina</i> sp.					✓	✓	✓			✓	✓	✓	✓	✓
	<i>Lenticulina</i> sp.						✓	✓							
	<i>Globigerina</i> sp.					✓	✓				✓				
	<i>Bulimina</i> sp.								✓	✓					
	<i>Uvigerina</i> sp.						✓		✓						✓
	<i>Bolivina</i> sp.						✓		✓						✓
	<i>Fursenkiona</i> sp.														✓
	<i>Cibicides</i> sp.						✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓
	<i>Cibicides lobotulus</i>						✓		✓				✓	✓	
	<i>Gyroidina soldanii</i>					✓									
	<i>Ammonia beccarii</i>						✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓		
	<i>Elphidium crispum</i>				✓		✓	✓		✓		✓	✓	✓	✓
	<i>Elphidium aculeatum</i>					✓	✓	✓							
	ELPHIDIUM SP.				✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Porifera	<i>Clione</i> sp.					✓	✓								
Bryozoa	Bryozoa ind.		✓			✓		✓	✓		✓				✓
	<i>Sertella cellulosa</i>				✓							✓			
	<i>Hornera frondiculata</i>				✓		✓						✓		
	<i>Cellaria salicornioides</i>				✓		✓								
	<i>Cellaria crassa</i>											✓		✓	
	<i>Ramphostomella demarcqi</i>						✓					✓			
	<i>Heteropora</i> sp.				✓		✓					✓	✓		
	<i>Reptomulticava</i> sp.						✓								
	<i>Polyascosocia coronopus</i>											✓			
	<i>Smittina cervicornis</i>											✓	✓		
	<i>Ybselesocia typica</i>											✓			
	<i>Lichenopora</i> sp.											✓			
	<i>Fron dipora verrucosa</i>												✓		
Echinodermata	Echinoidea		✓				✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓	✓
Annelida	Serpulae														✓
Mollusca	Bivalvia ind.					✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓	✓
	Osteridae					✓	✓		✓						
	Pectinidae				✓										
	Gasteropoda ind.		✓			✓		✓						✓	✓
	Helicidae			✓											
Crustacea	Malacostraca												✓		
	<i>Balanus</i> sp.										✓				
Ostracoda	Ostracoda ind.		✓				✓	✓			✓				
	<i>Loxococoncha</i> sp.					✓									
	<i>Loxococoncha punctatella</i>				✓										
	<i>Verrucocythereis</i> cf. <i>verrucosa</i>								✓			✓			
	<i>Olimfalunia plicatula</i>								✓					✓	
	<i>Xestoleberis</i> sp.								✓						✓
	<i>Henryhowella asperrima</i>											✓	✓		
	<i>Aurila</i> cf. <i>cicatrosa</i>											✓	✓		✓
	<i>Cytherella</i> cf. <i>compressa</i>													✓	✓
	<i>Rectotrachyleberis edwardsi</i>													✓	
Vertebrata	Fragments d'os ind.			✓											
Poissons	Poisson ind.		✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓
	Requin ind.							✓	✓		✓				✓
	<i>Raja</i> sp.								✓						
Mammalia	Rodentia			✓											

Tab. 3-18 Liste des fossiles du Crêt-du-Loche (✓ présent).

Foraminifère	Bathymétrie	Salinité	Milieu de vie
<i>Elphidium crispum</i>	0-50m	normale à hypersaline	mer agitée chaude
<i>Elphidium aculeatum</i>	0-50m	supporte variation	mer agitée
<i>Cibicides lobatulus</i>	0-50m	?	mer agitée chaude
<i>Ammonia beccarii</i>	0-50m	normale à hypersaline	mer agitée chaude
<i>Quinqueloculina</i> sp.	0-40m	légèrement hypersaline	eaux abritées
<i>Bolivina</i> sp.	env. 150m	normale	sédiments fins
<i>Lenticulina</i> sp.	plus de 100m	normale	sédiments argileux
<i>Textularia gramen</i>	50-650m	normale	sables subtidaux
<i>Bulimina</i> sp.	60m à zone bathyale	normale	sédiments fins
<i>Uvigerina</i> sp.	100-4500	?	?
<i>Fursenkiona</i> sp.	0-1200m	?	?
<i>Gyroidina soldanii</i>	eaux profondes	?	sédiments fins, eaux froides
<i>Globigerina</i> sp.	50-100m	variable	température variable
<i>Robertina</i> sp.	?	?	?

Tab. 3-19 Données écologiques des foraminifères du Crêt-du-Loche (CdL) tirées de BERGER (1985, 1992) et GRIMM (comm. écrit.).

retrouve également dans les environnements soumis à des apports d'eau saumâtre (DUCASSE & CAHUZAC, 1996 et 1997).

Xestoleberis sp. : cet ostracode peut être soit un ostracode phytal vivant dans la zone littorale, ou carrément en zone bathyale. Evidemment, ici on se trouve dans le premier cas (GROSS, 2002).

Henryhowella asperrima : cet ostracode est circalittoral à épibathyal, ici il serait plutôt en position circalittorale (DUCASSE & CAHUZAC, 1997).

Aurila cf. *cicatrosa*: cette espèce semble apprécier les substrats sableux (CERNAJSEK, 1972). Ce genre peut se rencontrer dans la zone littorale et jusqu'à plus de 70 mètres de profondeur. C'est principalement le substrat qui influence sa répartition (BONADUCE *et al.*, 1976).

Cytherella cf. *compressa* : cette espèce est circalittorale à épibathyale (DUCASSE & CAHUZAC, 1997).

Rectotrachyleberis edwardsi : aucune donnée écologique

Loxoconcha punctatella : cette espèce est surtout infralittorale (CARBONEL, 1985 ; DUCASSE & CAHUZAC, 1996).

Les ostracodes du niveau CdL6 (faciès « oeningien ») sont malheureusement indéterminables. Ils ne montrent pas d'ornementation et sont recristallisés et usés. Il est impossible de savoir s'il a eu remaniement ou simplement transport.

Poissons

La série marine a révélé une grande quantité de dents et d'os fragmentaires et roulés de poissons, dont la plupart sont des requins. Le seul genre déterminé est *Raja* sp. dans le niveau CdL12 (JOST, comm. écrit.).

Mammifères

De très rares fragments d'os ainsi qu'un fragment de molaire de rongeur ont été trouvés dans le niveau CdL7. Ceci semble confirmer le passage vers un milieu continental franc attesté par les Helicidae.

C. Biostratigraphie

Aucune donnée paléontologique n'a permis de dater cette coupe. KĀLIN *et al.* (2002) datent les dépôts de Marnes rouges et de Gompholithe du synclinal du Loche - La Chau-de-Fond de la zone MN6 et attribuent un âge MN6 jeune et MN7 pour les dépôts de l'« Oeningien ». Dans le synclinal des Ponts-de-Martel, la Gompholithe pralinée de la coupe du Centre sportif (546.03/205.23) est datée à NN5 et les dépôts strictement continentaux de la coupe du Bied (545.74/204.82) à MN5. Les dépôts gompholithiques de Villers-le-Lac sont attribués à MN5 (voir 2.2.3 Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM).

En tenant compte des données biostratigraphiques de ces terrains voisins, une approximation de l'âge de la coupe de Crêt-du-Loche (CdL) peut se résumer ainsi :

Grès verts burdigaliens et Poudingue à fossiles albiens remaniés	MN3-4
Marnes rouges et Gompholithe	MN5-6
Faciès « oeningien »	MN6-7

	Gre	Horn	Glau	E+Z	Staur	Sil	Dis	And	Zir	Tou	Rut	Tit	Spi
CdL11	20	1	1	42	0	0	0	0	26	8	1	1	0
CdL12	21	0	2	55	2	0	1	0	16	2	1	0	0

Tab. 3-20 Minéraux lourds de la coupe du Crêt-du-Loclc (CdL) : Gre=Grenat, Horn=Hornblende, Glau=Glaucophane, E+Z=groupe Epidote-Zoisite, Staur=Staurotide, Sil=Sillimanite, Dis=Disthène, And=Andalousite, Zir=Zircon, Tou=Tourmaline, Rut=Rutile, Tit=Titanite, Spi=Spinelle.

D. Paléoécologie et paléoenvironnement

Les minéraux lourds (Tab. 3-20).

Deux analyses de minéraux lourds ont été effectuées au Crêt-du-Loclc dans les niveaux CdL11 et CdL12 de Grès verts burdigaliens.

Les spectres de ces deux échantillons montrent des valeurs quasi identiques. On retrouve la traditionnelle dominance du Grenat (environ 20%) et du groupe Epidote-Zoisite (42 et 55%) d'origine alpine, distribués sur le littoral septentrional de l'OMM par les courants marins. On retrouve également de forte teneur en Zircon (16% et 26%). L'origine de ce dernier est comme d'habitude problématique. Les possibilités semblent être soit une origine des Vosges, comme pour l'échantillon LOVII.4 (voir 3.2.7 **Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**), soit du Massif central comme pour l'échantillon de « Bone bed » (voir 3.2.3 **Aquitainien**). Je rappelle que des galets de quartzite, dont une origine vosgienne peut être suspectée, sont également signalés dans le niveau conglomératique (CdL9, MW10, CdL10). De toute manière un apport étranger aux apports des courants marins est quasi incontournable.

Evolution des milieux de dépôt (Fig. 3-26)

La transgression de l'OMM dans les synclinaux du Jura neuchâtelois s'est vraisemblablement effectuée durant le Burdigalien sur les calcaires mésozoïques du Crétacé et du Jurassique, alors en relief et à l'érosion. Dans le Poudingue à fossiles albiens remaniés, on retrouve de nombreux galets locaux perforés, généralement du Crétacé et du Malm. J'ai pu notamment reconnaître un galet à faciès de Calcaire Roux (Valanginien) perforé et glauconitisé, mais je n'ai pas déterminé de fossiles crétacés. Des galets exotiques (quartzites essentiellement) sont également présents, certainement originaires des Vosges. Un relief d'origine tectonique était déjà en place lors de cette phase marine, preuve en est les dépôts conglomératiques de Poudingue polygéniques à fossiles albiens remaniés. Leurs galets du Crétacé et du Malm prouvent qu'une érosion s'était déjà enfoncée de plus de 100m (BURGER & SCHAEER, 1996). Cette tectonique devait d'ailleurs être responsable du caractère deltaïque de l'environ-

nement. Dans les dépôts gompholithiques qui vont suivre, les galets originaires du Malm local sont nettement dominants, ce qui semble montrer une érosion de terrain de plus en plus vieux.

La base de la série marine se situe dans un environnement marin franc, à la base d'un système deltaïque actif. Les dépôts de fines prédominent et peuvent s'alterner avec des dépôts de tempestites distales. Le milieu se situe en dessous de la zone d'action des vagues (« offshore ») et est dominé par les courants de tempête et l'hydrodynamisme de la base du delta. On retrouve ainsi des dépôts de tempestites et des marnes à laminations horizontales avec des galets d'origine terrigène, amenés par les courants deltaïques (« deltaic bottom set bed »).

La partie supérieure de la série marine présente une nette tendance à un « coarsening up », témoin d'une phase régressive avec progradation de delta. En remontant la coupe on retrouve une succession d'environnements de plus en plus proximaux (prodelta, barre d'embouchure, front de delta marin et plaine deltaïque continentale). Ce système deltaïque marin ne montre aucune influence de marées. Il semble complètement dominé par une influence fluviale (Fig. 3-26.A).

Les premiers sédiments de Marnes rouges montrent encore une influence marine, mais passent rapidement à un environnement continental franc composé essentiellement de zones marécageuses mal drainées.

La Gompholithe semble surmonter stratigraphiquement les Marnes rouges dans cette coupe du Crêt-du-Loclc. Cependant le caractère synchrone de ces deux formations est accepté depuis longtemps déjà (Favre, 1911 ; Burger & Schaer 1996 ; Kälin et al. 2002, voir aussi 2.2.3 **Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM**). L'intercalation du niveau CdL1 témoigne d'ailleurs de ce synchronisme. Les dépôts gompholithiques sont associés à des reliefs formés par des failles normales, produites lors d'une phase d'extension qui préstructure les synclinaux du Jura neuchâtelois (La Chaux-de-Fonds – Le Locle, Les Ponts-de-Martel, Villers-le-Lac et Les Brenets). On retrouve des galets avec des marques de fracturation

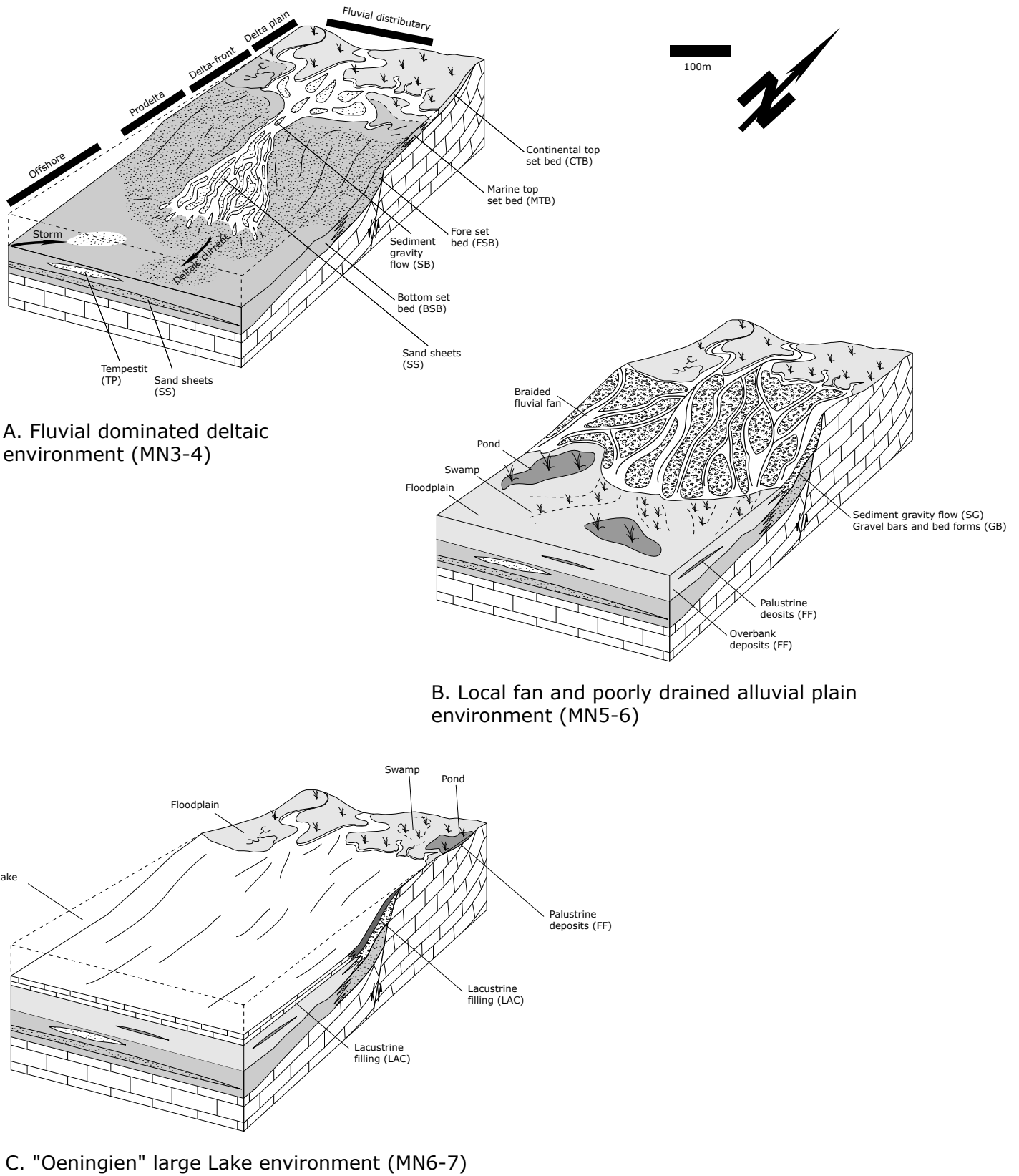


Fig. 3-26 Paléoenvironnements de la coupe du Crêt-du-Loche (CdL).

ante-érosion. Une amorce de ce relief d'origine tectonique était déjà en place lors de la phase marine précédente, comme expliqué ci-dessus. Les éléments architecturaux définis pour la Gompholithe caractérisent des formations de pied de pente constituées par des accumulations chaotiques ou en lits de graviers et de blocs. Leur géométrie pourrait rappeler des cônes de déjections de petites dimensions où l'on retrouverait des dépôts évènementiels de flots de débris en alternances avec des périodes de dépôts d'un système distributaire à hydrodynamisme plus continu et constant. Un tel environnement peut s'observer dans les systèmes fluviaux des rivières tressées à lits ou barres de graviers et à dépôts gravitaires de flot de débris (MIALL, 1996). Latéralement les dépôts grossiers passent aux Marnes rouges, constituées de dépôts alluviaux de fines de régions particulièrement mal drainées. L'environnement constitue de vastes zones marécageuses situées dans les axes des synclinaux. Ces zones marécageuses peuvent présenter un caractère saumâtre dû aux fluctuations côtières du retrait de l'OMM (Fig. 3-26.B).

Finalement, à la suite des dépôts palustro-saumâtres des Marnes rouges et fluviales de la Gompholithe, un environnement palustro-lacustre s'installe progressivement. Au Crêt du Locle on ne retrouve que quelques mètres de marnes « oeningiennes », lesquelles sont encore entrecoupées par quelques crachées conglomératiques fluviales. Ce sont certainement les dernières traces d'activités intermittentes des cônes de déjections locaux avant l'installation du « Grand lac oeningien du Jura neuchâtelois » (Fig. 3-26.C).

Taphonomie, paléoécologie et paléoclimats

Les faunes reflètent l'image du milieu ambiant, mais ne permettent pas l'interprétation d'une évolution écologique fine. Les phénomènes de transport inféodés à la dynamique du milieu (tempestite, progradation de delta, migration de barre, rivière tressée, ...) associent des faunes provenant de milieux parfois différents. Ceci se remarque essentiellement dans les faunes de foraminifères.

Au Crêt-du-Locele, la transgression de l'OMM s'effectue probablement sur un platier rocheux mésozoïque en partie lithophagé. On en retrouve des galets perforés remaniés dans les dépôts de Poudingue polygénique à fossiles albiens remaniés. Cette période est marquée par une colonisation d'un substrat essentiellement rocheux par une faune marine benthique peu profonde (jusqu'à 40m), constituée en partie d'huîtres et d'éponges.

Les foraminifères dominants parlent en faveur d'un milieu d'eau agitée de faible profondeur (*Elphidium*, *Cibicides*, *Ammonia*). La base des dépôts marins attribuée à la zone au large (« offshore ») n'est pas incompatible étant donné les phénomènes de transports mis en évidence par les environnements de dépôt. De plus un nombre important de foraminifères caractéristiques de la zone circalittorale (*Bolivina* sp., *Lenticulina* sp., *Bulimina* sp., *Uvigerina* sp., *Gyroidina soldanii*, *Fursenkiona* sp.) se corrèle bien avec les dépôts deltaïques de fond (« bottom set bedform ») de la base de la coupe. L'ensemble des foraminifères présents (excepté *Quinqueloculina* sp.) distinguent un groupe vivant dans des conditions de salinité marine normale et un groupe montrant des aptitudes à supporter les variations de salinité. Le problème de la présence de *Quinqueloculina* sp., déjà évoqué ci-dessus, est certainement lié à un phénomène de transport. Le milieu protégé peu profond et légèrement hypersalin indiqué par cette forme a très bien pu être présent dans l'OMM de la région, même si on ne le retrouve pas dans la coupe du Crêt-du-Locele (CdL).

Les ostracodes du Crêt-du-Locele présentent une évolution environnementale beaucoup plus parlante. La présence de *Henryhowella asperrima* et de *Cytherella* cf. *compressa* dans les niveaux CdL19 à CdL15 caractérise la zone circalittorale (entre -50m et -150m environ), en dessous de la zone de balancement des marées. Cependant la profondeur maximale ne doit pas dépasser les 80m du domaine d'influence des tempêtes. Il doit y avoir un apport détritique important car *Aurila* cf. *cicatrosa* se développe. La présence de *Olimfalunia plicatula* pourrait indiquer là aussi l'influence d'un fleuve qui pourrait rendre l'eau un peu saumâtre (par rapport à du marin franc). Les niveaux CdL9 et CdL12 caractérisent la zone littorale, donc dans la zone de balancement des marées. La présence de *Xestoleberis* sp. et de *Loxiconcha* sp. (dont beaucoup d'espèces sont phytales) indique l'existence de végétaux tels que des algues. Ainsi les ostracodes se corrélaient particulièrement bien avec l'évolution des environnements de dépôt et mettent également très bien en évidence l'influence d'un hydrodynamisme fluvial.

Le reste de la faune marine (fragments de bryozoaires, échinodermes, ...) confirme un milieu marin à phénomènes de transport marqués.

La présence de petits mammifères terrestres (rongeur ?) et des Helicidae marque le début d'un environnement strictement continental.

Les indicateurs de paléoclimats ne sont pas très nombreux. On retiendra simplement une faune marine essentiellement de mer chaude (foraminifères, ostracodes). *Gyroidina soldanii*, foraminifère caractéristique des eaux froides, vit dans des milieux profonds et est certainement transporté depuis le large vers la côte par des tempêtes, surtout qu'on le retrouve dans les dépôts d'une barre d'embouchure (CdL9, MW10, CdL10).

Dans les Marnes rouges et les marnes « oeningiennes », la présence de quartz bipyramidés authigènes caractérisent des milieux en partie évaporitiques (MOJON, 1985).

3.2.6 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM

3.2.6.1 Tramelan (TR)

A la faveur de la construction d'une villa sur le flanc Nord du synclinal de Tramelan (575.30/230.53), une coupe d'une dizaine de mètres a pu être levée dans des calcaires et marnes de l'« Oeningien ».

Le pendage moyen de couches est de 66/338. Certains bancs calcaires montrent des structures bréchiques ou du moins fracturées.

A. Lithofaciès et sédimentologie (Fig. 3-27)

Les lithofaciès sont formés presque exclusivement de calcaires micritiques lacustres (**Lm**) et de marnes grises-vertes ou noires (**Fm**). Seuls de rares niveaux très fins de silts (**Fsm**) viennent s'intercaler (TR32 et 33). Les éléments architecturaux interprétés sont soit des lacs (**LAC**), soit des dépôts d'une plaine d'inondation *s.l.* (**FF**).

Le niveau TR30 présente une particularité par la présence de lentilles de tourbe se démarquant du lithofaciès marneux les piégeant. Ces dépôts tourbeux représentent des reliques d'un paléosol (**PS**).

Certains niveaux marneux contiennent de petits intraclastes anguleux de calcaires lacustres. On les retrouve toujours au sommet des

bancs. On pourrait se demander si la série n'est pas inversée, mais je n'ai pas vraiment d'arguments pour l'affirmer. Si c'est le cas, ces intraclastes seraient alors probablement inféodés à la mise à l'érosion et au démantèlement de calcaires lacustres lors d'assèchements de la plaine d'inondation. Ils seraient par la suite incorporés dans des dépôts palustres, lorsque le niveau des nappes phréatiques remonte et que la région devient plus humide.

En lames minces, les calcaires micritiques lacustres sont riches en bioclastes d'ostracode, de gastéropodes et de tiges de charophytes, caractérisant une porosité moldique. Ces microfaciès sont très proches de ceux décrits par PICOT *et al.* (1999) et PICOT (2002) pour les Calcaires delémontiens de la coupe de Courfaivre (588.80/242.00).

B. Paléontologie

Tout comme les lames minces, les lavages ont révélé une faune et une flore composées essentiellement de charophytes, d'ostracodes et de gastéropodes (Tab. 3-21). On notera tout de même la présence d'otolithes dans le niveau TR1.

Tramelan (TR) (575.30/230.53)

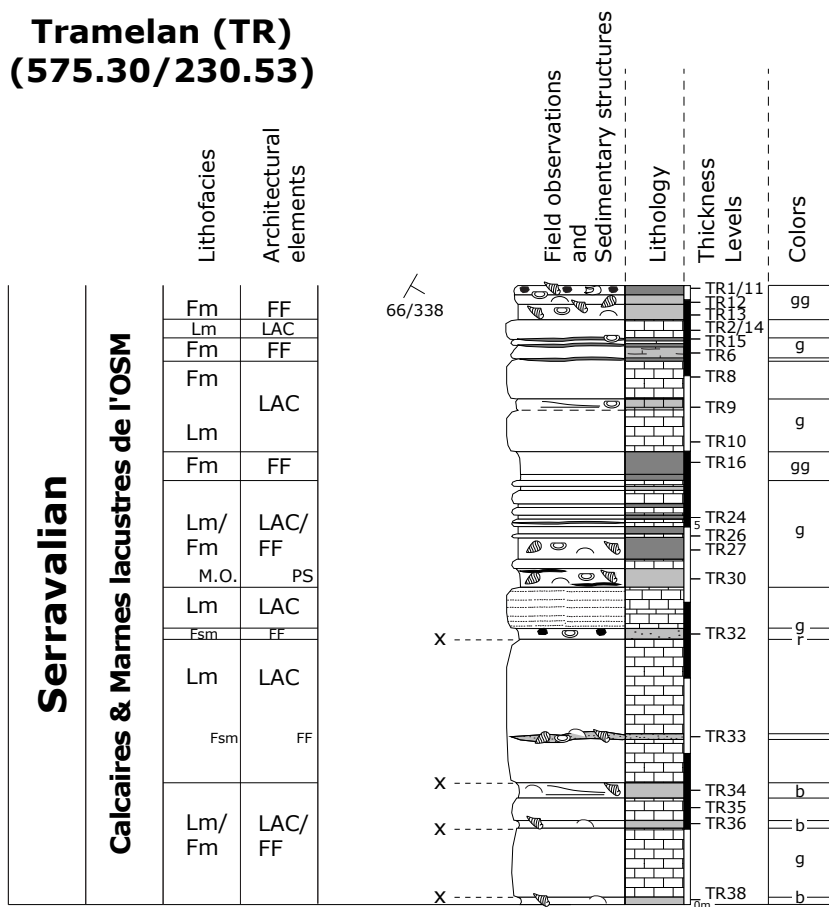


Fig. 3-27 Coupe de Tramelan (TR).

Fossiles / Echantillons	TR1	TR9	TR11	TR12	TR13	TR15	TR27	TR30	TR32	TR33	TR34	TR36	TR38
Flora <i>Chara</i> sp.				✓						✓			
<i>Chara microcera notata</i>			✓										
<i>Chara notata</i>							✓						
<i>Nitellopsis (Tectochara) ginsburgi</i>			✓										
Invertebrata Mollusca ind.	✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓
Gasteropoda ind.	✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓
Ostracoda Ostracoda ind.	✓				✓					✓			
<i>Fabaeformiscandona</i> cf. <i>balatonica</i>		✓											
<i>Candona</i> sp.		✓	✓										
<i>Pseudocandona</i> sp.1		✓	✓			✓	✓						
<i>Pseudocandona</i> sp.2							✓		✓	✓			
<i>Pseudocandona</i> cf. <i>steinheimensis</i>							✓						
<i>Dolerocypris</i> sp.		✓						✓					
<i>Paralimnocythere</i> cf. <i>rostrata</i>			✓				✓		✓				
<i>Darwinula</i> sp.							✓						
Poissons <i>Gobius latiformis</i>	✓												
<i>Palaeoleuciscus</i> sp.	✓												

Tab. 3-21 Liste des fossiles de Tramelan (TR) (✓ présent).

Charophytes

L'association des charophytes est caractéristique des milieux lacustres de l'OSM. Elle n'est d'aucune utilité pour la biostratigraphie.

Ostracodes

Fabaeformiscandona cf. *balatonica* : espèce que l'on trouve encore dans l'actuel. D'après LÖFFLER & DANIELOPOL (1978) et MEISCH (2000), *Fabaeformiscandona balatonica* affectionne les plans d'eau temporaires de faible profondeur et la zone littorale des lacs. Elle a été récoltée également dans quelques rivières.

Dolerocypris sp. : formes nageuses qui affectionnent les zones riches en végétation (JANZ, 1997).

Paralimnocythere cf. *rostrata* : les *Limnocythere* actuels sont des formes lacustres littorales.

Pseudocandona cf. *steinheimensis* : cette espèce vit dans la zone littorale et la partie supérieure de la zone sublittorale (environ de 0 à 4-5 m de profondeur) de plans d'eau stables.

Les *Pseudocandona* sont tous des formes juvéniles, similaires à celles récoltées au Nebelberg (voir 3.2.6.3 Nebelberg (NB)).

Darwinula sp. : les formes actuelles du genre sont littorales. Elles vivent à des profondeurs comprises

entre 0 et 10m, dans des eaux douces à peu saumâtres (jusqu'à 15‰). PICOT (2002) donne des caractéristiques mésosalines, thermoeuryplastiques, oligorhéophiles pour l'espèce *Darwinula stevensoni*. Il la décrit comme une forme rampante sur des substrats sableux à vaseux. On la trouve dans des lacs ainsi que dans des mares temporaires. CARBONNEL *et al.* (1985) attribuent à *Darwinula* sp. une paléoprosfondeur allant de 0 à 2m.

Otolithes

Gobius latiformis (espèce nettement dominante dans cet affleurement de Tramelan) et *Palaeoleuciscus* sp. sont des formes typiques des plans d'eau calme rencontrés dans l'OSM, comme à la localité de Wannwaldtobel en Allemagne (SACH *et al.*, 2003).

C. Biostratigraphie

Les calcaires « oeningiens » de Tramelan n'ont jamais été datés précisément. KÄLIN (1993) propose un intervalle MN5-7, juste après le retrait de l'OMM. L'otolithe *Gobius latiformis* est une espèce caractéristique de la zone OT-M5 et surtout OT-M6, qui correspondent aux zones à mammifères MN5-8. Cependant ces calcaires ne sont certainement pas plus jeunes que les calcaires « oeningiens » du Locle datés des zones MN6 jeune et MN7 (voir 2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM). De plus dans cette partie Ouest du synclinal de Tramelan-Tavannes-Court, les dépôts de Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM ne sont

pas présents (voir **2.2.3 Marnes rouges & Gmpholithes de l'OMM**). Les calcaires « oeningiens » de Tramelan surmontent directement des niveaux conglomératiques et sableux attribués au Poudingue polygénique et aux Sables à galets généralement datés de la zone MN4, peut-être base de la zone MN5 (voir **2.2.2 Conglomérats & Grès de l'OMM**). Pour toutes ces raisons, il semble approprié d'attribuer un âge MN5-6 et plus probablement MN6, vu la dominance des *Gobius latiformis*, à cette localité de Tramelan.

D. Paléocologie et paléoenvironnement

Message environnemental

Cette série caractérise une monotonie d'environnements lacustres francs, lacustres éphémères et palustres, passant de l'un à l'autre inlassablement. Des périodes d'assèchement mettant à l'érosion des calcaires lacustres et des périodes où le développement de sols est possible sont également supposées. On retrouve ainsi un environnement lacustro-palustre sans véritable système de drainage, tel celui décrit pour la coupe PMO (voir **3.2.2.1 Pavillon-Moutier (PMO)** et Fig. 3-12). Ces alternances de milieux lacustro-palustro-terrestres sont probablement liées en partie aux fluctuations des nappes phréatiques. Un climat à contraste saisonnier au niveau de l'humidité est suggéré.

Taphonomie, paléocologie et paléoclimats

Toutes les faunes semblent en place et ne présentent pas de phénomène de transport important.

Les otolithes du niveau TR1 caractérisent des plans d'eau calme.

Les faunes d'ostracodes sont majoritairement des formes lacustres littorales ou de plans d'eau temporaires. Les associations plaident pour des milieux peu profonds, de 0 à 3-4m de profondeur maximale. *Dolerocypris* (phytophile) indiquent probablement une riche végétation aquatique, alors que *Darwinula* sp. et *Candona* sp., formes rampantes, parlent en faveur d'un milieu oligotrophe.

Aucun indice paléontologique ne donne de caractéristiques paléoclimatiques.

3.2.6.2 Pré Golat Centre (PGC)

Sur le flanc Nord de la colline du Golat (590.75/232.35) un petit affleurement de calcaires « oeningiens » a été mis au jour grâce aux eaux de ruissellement. Un petit profil de 2m a été levé. Il devrait stratigraphiquement se situer juste au-dessus des Sables à galets du Vélé (voir **2.2.2 Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM**) et latéralement

à des sables fluviatiles de la Glimmersandschüttung (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**). Les conditions d'affleurement ne sont pas optimales, des eaux de ruissellement ayant en partie contaminées les échantillons.

A. Lithofaciès et sédimentologie (Fig. 3-28)

L'assemblage des lithofaciès présente exclusivement des niveaux marneux et marno-calcaires (**Fm**) gris sombre. Les éléments architecturaux dominants sont des dépôts de plaine d'inondation *s.l.* (**FF**), vraisemblablement à affinités lacustres (**LAC**).

B. Paléontologie

Les lavages ont révélé une faune et une flore composées essentiellement de charophytes, d'ostracodes, d'otolithes et de gastéropodes (Tab. 3-22).

Fossiles / Echantillons	PGC 1	PGC 2	PGC 3	PGC 4	PGC 5	PGC 6
Flora <i>Chara</i> sp.	✓	✓		✓	✓	
<i>Chara</i> gr. <i>microcera notata</i>			✓			
<i>Nitellopsis (Tectochara) ginsburgi</i>		✓				
<i>Nitellopsis (Tectochara) ? meriani</i>			✓		✓	
<i>Sphaerochara</i> sp.			✓			
<i>Lychnothamnus</i> sp.		✓	✓			
Invertébrata Mollusca ind.	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Gasteropoda ind.	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Ostracoda <i>Pseudocandona</i> sp.1		✓	✓			
<i>Pseudocandona</i> sp.2						✓
Poissons <i>Gobius latiformis</i>	✓					
<i>Gobius</i> sp.				✓		
cf. <i>Palaeoesox</i> sp.					✓	

Tab. 3-22 Liste des fossiles de Pré Golat Centre (PGC) (✓ présent).

Charophytes

Tous les niveaux échantillonnés contiennent des charophytes. Ces dernières sont caractéristiques des milieux lacustres de l'OSM, mais d'aucune utilité pour la biostratigraphie.

Ostracodes

Chaque niveau échantillonné contient des contaminations actuelles (*Psychrodromus fontinalis*), probablement transportées par les eaux de ruissellement.

Les *Pseudocandona* sont tous des formes juvéniles, similaires à celles récoltées au Nebelberg (voir **3.2.6.3 Nebelberg (NB)**).

Otolithes

Les otolithes sont assez rares dans cette coupe. *Gobius* sp. et surtout *Gobius latiformis* indiquent un plan d'eau calme et surtout précise la biostratigraphie de cette localité. Par contre cf. *Palaeoesox* sp. est caractéristique d'un milieu fluviatile, ce qui bien évidemment ne correspond pas du tout aux lithofaciès du profil. Cependant la détermination n'est pas certaine (REICHENBACHER, comm. écrit.) et un transport par les eaux de ruissellement est possible. Cette forme pourrait être issue des sables fluviatiles que l'on peut retrouver latéralement (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**).

C. Biostratigraphie

Les calcaires « oenigiens » du Golat, tout comme ceux de Tramelan (voir **3.2.6.1 Tramelan (TR)**), n'ont jamais été datés précisément. La présence de *Gobius latiformis* indique les zones OT-M5 (MN5) et surtout OT-M6 *Gobius latiformis* (MN6-8). Les Sables à galets du Vélé situés juste en dessous, ne doivent probablement pas être plus jeune que MN5 (voir **2.2.2 Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM**). Ainsi la coupe PGC qui semble les surmonter devrait appartenir aux zones MN5-6.

D. Paléoécologie et paléoenvironnement

Milieu de dépôt

Cette coupe matérialise un environnement palustre à lacustre éphémère. Contrairement à Tramelan (voir **3.2.6.1 Tramelan (TR)**), la zone ne semble pas connaître véritablement de périodes sèches. La proximité du Glimmersandschüttung pourrait expliquer cette dif-

férence. Cependant de telles conclusions ne peuvent se déduire d'un affleurement aussi modeste.

Finalement d'une manière générale, le paléoenvironnement interprété reste typique des milieux lacustres de l'OSM et encore une fois, le modèle utilisé pour les Calcaires delémontiens lui correspond bien (Fig. 3-12).

Taphonomie, paléoécologie et paléoclimats

L'essentiel de la faune tertiaire semble en place, excepté pour cf. *Palaeoesox* sp., qui ne correspond pas à l'environnement interprété.

La faune (charophytes, ostracodes, gastéropodes, otolithes) est typique des milieux palustro-lacustres. La proximité d'un système de drainage (Glimmersandschüttung ?) pourrait être suggéré par la présence de cf. *Palaeoesox* sp..

3.2.6.3 Nebelberg (NB)

La région du Nebelberg est une des zones les plus intéressantes recoupées par les travaux du Gazoduc TRG3. Elle concerne essentiellement la Formation du Süswasserkalk von Nebelberg, connue depuis déjà près de 80 ans (voir **2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM**). KÄLIN (1993) et KÄLIN & ENGESSER (2001) donnent une révision biostratigraphique complète de ces dépôts grâce au gisement à micromammifères du Nebelbergweg (613.07/250.24). Ils datent ce dernier de la zone MN9, c'est-à-dire le plus jeune affleurement de Suisse daté par micromammifères. La nouvelle coupe NB (613.40/250.65) permet non seulement de présenter un profil complet de cette formation sur plus de 30m et de confirmer cet âge MN9, mais révèle pour la première fois en Suisse des restes de *Microtocricetus molassicus* (localité Nebelberg TGL III de KÄLIN & KEMPF, 2002).

Le profil s'étale le long du Gazoduc TRG3 sur plus d'un kilomètre. Lors de l'avancement des travaux 11 coupes ont été levées afin de recouvrir toute la zone. Il faut en distinguer deux secteurs différents, à savoir les coupes à l'Ouest (NBI et NBX) et les coupes à l'Est (NBII à NBIX et NBXI) de la route secondaire d'Engi. A la hauteur de cette route, les travaux ont touché les niveaux stratigraphiques les plus bas, cependant il est impossible de corréliser ces deux secteurs banc par banc. Il est à noter que le versant traversé par la tranchée du gazoduc TRG3 est en glissement au moins superficiel, peut-être profond en tassement, d'où des valeurs de pendage changeantes et de possibles chevauchements (Fig. 3-29).

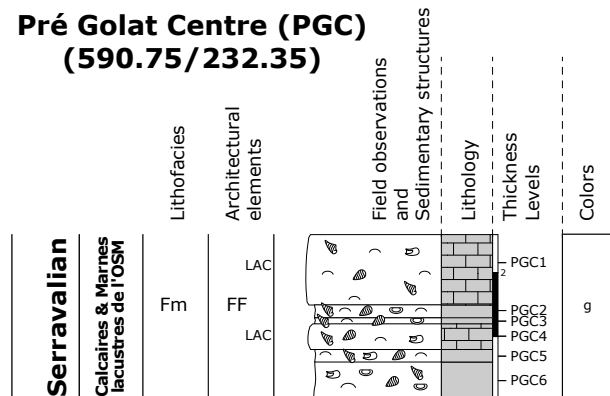


Fig. 3-28 Coupe du Pré Golat Centre (PGC).

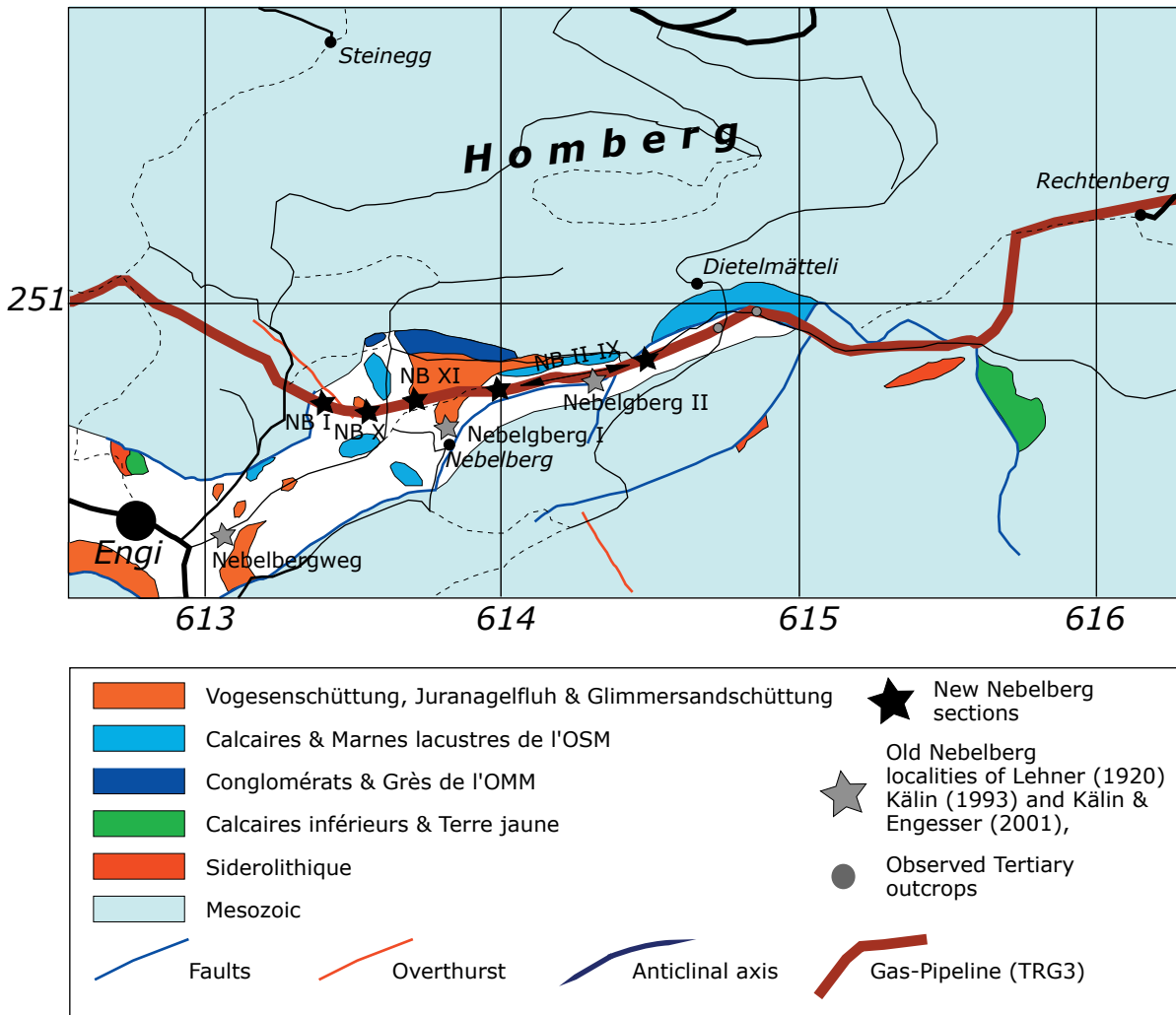


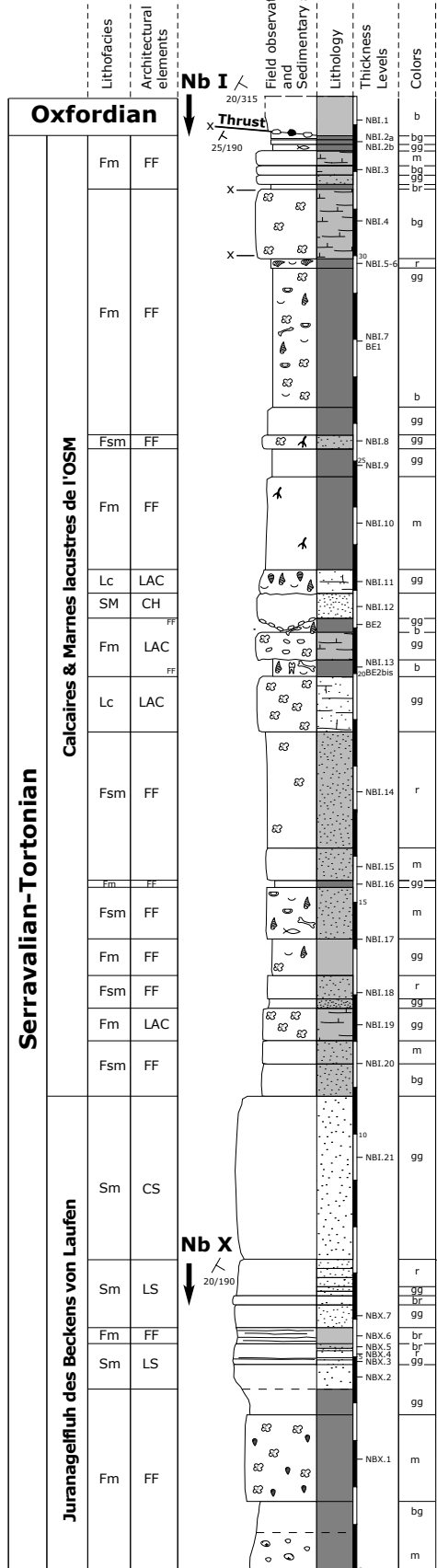
Fig. 3-29 Situation géographique et géologique des coupes du Nebelberg (NB).

A. Lithofaciès et sédimentologie (Fig. 3-30)

Les coupes NBI et NBX constituent le meilleur profil du site. Les lithofaciès des dix premiers mètres sont constitués de niveaux de fines (**Fm**) à galets divers possibles (galets du Malm local, galets exotiques et concrétions calcaires) et de niveaux de sable fin à moyen (**Sm**) décimétriques à métriques. Les huit mètres suivants montrent des alternances de lithofaciès marneux, marno-sableux et marno-calcaires (**Fm**, **Fsm**), dont certains contiennent de nombreuses concrétions calcaires. Les quinze derniers mètres présentent essentiellement des niveaux marno-calcaires à intercalations argileuses. Seuls entre les mètres 19 et 23 du profil certains niveaux présentent des lithofaciès plus typés de calcarénite (**Lc**) ou de sable (**Sm**) à base érosive et ravinante, soulignée par des galets calcaires de Malm. Ces niveaux caractérisent respectivement un lac clairement établi (**LAC**) et le lit d'un petit chenal (**CH**). Les autres éléments architecturaux interprétés

appartiennent en majorité à des dépôts d'une plaine d'inondation *s.l.* (**FF**). Les couleurs des sédiments de cette plaine d'inondation sont changeantes et témoignent des variations des niveaux d'eau dans le sol. Cependant une dominance du gris, du gris-vert et du noir s'observe clairement. Il semblerait que le sol soit la plupart du temps gorgé d'eau. Mais on ne peut exclure un phénomène diagénétique à cette acquisition des couleurs. Les nombreuses traces racinaires observées pourraient suggérer des périodes proches de l'émersion. Les accumulations de concrétions calcaires de certains niveaux marneux ou argileux correspondraient à des démantèlements de sols contemporains. Les lithofaciès à dominance calcaire reflèteraient des milieux à influence lacustre (**LAC**), peut-être des étangs (« ponds »). La série de lithofaciès sableux de la partie inférieure du profil ne montre aucun caractère chenalissant (base érosive et ravinante, galets mous, ...). Il s'agirait plutôt de dépôts d'inondation en nappe ou de débordement du type « crevasse splay » (**CS**, **LS**).

Nebelberg (NB)
NBI (613.40/250.65)
NBX (613.55/250.63)



Nebelberg (NB)
NBII-IV (613.99/250.70 to 614.50/250.80)
NBXI (613.77/250.67)

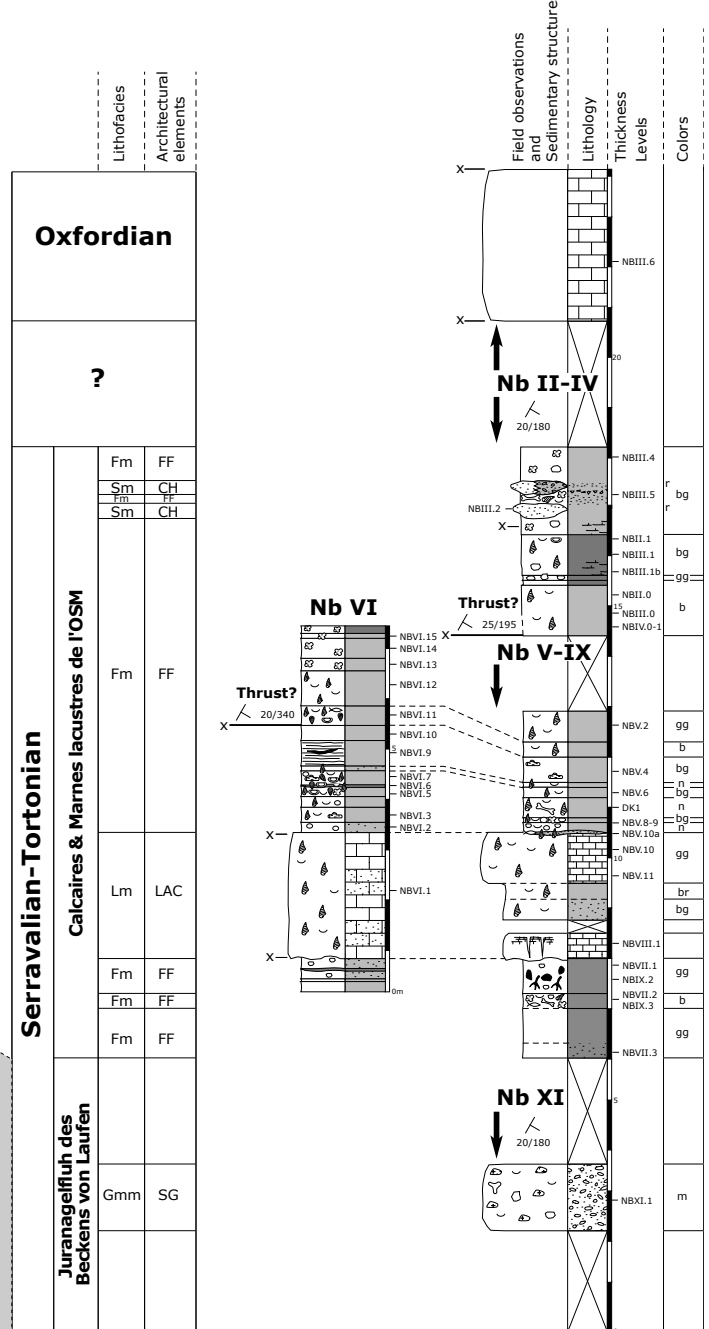


Fig. 3-30 Coupes du Nebelberg (NB).

La coupe NBXI est représentée par un banc conglomératique isolé à matrice sableuse dominante (**Gmm**), caractéristique de flot de débris gravitaires (**SG**). Les galets, tous subarrondis, sont des calcaires du Malm local et des galets exotiques (granite, syénite ?, ...). Ce niveau pourrait être assimilé à un dépôt des Juranagelfluh des Beckens von Laufen, de même peut-être que les niveaux sableux de la coupe NBX.

Les coupes NBII à NBIX présentent les mêmes types de lithofaciès (**Fm**, **Fsm**, **Sm**) et d'éléments architecturaux (**FF**, **CH**, **LAC**) que la coupe NBI. Cependant les niveaux lacustres stricts (**LAC**) sont bien mieux marqués. On retrouve notamment des calcaires micritiques à bioclastes (**Lm**), dont certains montrent une épaisseur de plus de 2m. Le problème de ces soupes à l'Est de la route cantonale réside dans les nombreux phénomènes de glissement et/ou de tectonique, qui ne permettent pas d'observer un profil clair.

Dans des remblais liés aux travaux du Gazoduc TRG3, des blocs de Poudingue polygénique ont été récoltés. Ils présentent des galets centimétriques subarrondis sans tris, une matrice dominante (« mud supported ») argilo-calcaire rouge oxydée à foraminifères et de fréquents fragments d'huîtres. Il ne fait aucun doute que ces blocs appartiennent aux dépôts de l'OMM, mais malheureusement nous n'avons jamais pu les observer en place. Cependant ils confirment la présence du Poudingue polygénique dans ce secteur du synclinal de Laufon (voir **2.2.2 Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM**).

B. Paléontologie

La plupart des lavages effectués ont présenté des restes de coquilles, essentiellement de gastéropodes. On retrouve aussi régulièrement des restes de mammifères, des dents de poissons, des ostracodes et des charophytes. Les niveaux BE1, 2, 2bis et DK1 ont été échantillonné dans le but précis de recherche de micromammifères par le Musée d'Histoire Naturelle de Bâle (NHMBasel) (Tab. 3-23).

Charophytes

Les quelques charophytes récoltées sont caractéristiques des milieux lacustres de l'OSM, mais d'aucune utilité pour la biostratigraphie.

Gastéropodes

Pratiquement tous les lavages ont révélé des fragments de gastéropodes. Les formes observées représentent des Helicidae, des Planorbidae et des Lymnaeidae reflétant parfaitement l'environnement fluvio-palustro-terrestre de ces dépôts.

Ostracodes

Les formes d'ostracodes sont représentées par deux espèces, toujours juvéniles, de *Pseudocandona*, *Pseudocandona* sp.1 et *Pseudocandona* sp.2, dont la différence réside dans la longueur et l'ornementation de la valve, et par *Ilyocypris* sp..

Pseudocandona est un genre qui semble pouvoir supporter des eaux légèrement salines (entre 3 et 10‰). Les *Ilyocypris* se rencontrent à des profondeurs très variées tant dans des lacs que dans des étangs et des rivières et sont rhéoeuryplastiques. Ils peuvent supporter des eaux saumâtres et vivent généralement dans des eaux chaudes.

Poissons

Le seul reste de poisson déterminable est une dent de Cyprinidae (NBVII.2), appartenant probablement à un genre du groupe des carpes (JOST, comm. écrit.).

Mammifères

Une importante faune de micromammifères a été découverte dans les niveaux BE2, DK1 et NBI.13. Les résultats taxinomiques de ces découvertes ont une importance essentielle pour la biostratigraphie et sont sujets à une future publication. Je signale tout de même la découverte pour la première fois en Suisse de *Microtocrictus molassicus* (KÄLIN & KEMPE, 2002).

C. Biostratigraphie

La découverte de *Microtocrictus molassicus* dans le niveau DK1 (Fig. 3-30) permet d'attribuer la nouvelle localité du Nebelberg (NB) à la zone à mammifère MN9. De plus ce gisement correspond à la nouvelle zone mammalienne suisse Nebelberg TGL III (KÄLIN & KEMPE, 2002).

D. Paléoécologie et paléoenvironnement

Les minéraux lourds (Tab. 3-24)

Les analyses de minéraux lourds ont été faites sur 4 échantillons. Le Tab. 3-24 montre les résultats de ces analyses en y incorporant également les échantillons du Nebelberg (613.80/250.56) et de Vermes-Strommast (604.07/242.04) de KÄLIN (1993).

Toutes les analyses présentent un même spectre dominé par le Grenat et le Zircon. La Tormaline (7% à 16%), la Staurotide (2% à 8%) et le groupe Epidote-Zoisite (2% à 13%) sont toujours présents dans des teneurs significatives, mais jamais dominantes. Ils sont interprétés comme caractéristiques du Juranagelfluh

Fossiles / Echantillons		NBI.2b	NBI.5-6	NBI.7	NBI.8	NBI.10	NB.I.11	NBI.13	NBI.17	DK1
Flora	Traces racinaires				✓	✓				
	Bois ind.									
	Charophyta ind.						✓			
Invertebrata	Mollusca ind.		✓	✓			✓	✓	✓	✓
	Gasteropoda ind.		✓	✓			✓	✓	✓	✓
	Helicidae		✓				✓			
	Planorbidae									
	Lymnaeidae									
Ostracoda	<i>Pseudocandona</i> sp.2			✓					✓	
Poissons	Poissons ind.	✓							✓	
Mammalia	Os ind.			✓				✓	✓	✓
	Artiodactyla ind.							✓		
	Rodentia ind.							✓		
Fossiles / Echantillons		BE1	BE2	BE2bis	NBII.0	NBII.1	NBIII.1	NBIV.1	NBV.2	NBV.4
Flora	Traces racinaires									
	Bois ind.									✓
Invertebrata	Mollusca ind.	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	Gasteropoda ind.	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	Helicidae				✓					
	Lymnaeidae					✓				
Ostracoda	<i>Pseudocandona</i> sp.2	✓				✓	✓			
Poissons	Poissons ind.									
Mammalia	Os ind.	✓	✓	✓						
	Rodentia ind.			✓						
Fossiles / Echantillons		NBV.6	NBV.8	NBV.10a	NBV.10	NBIII.0	NBV.11	NBV1.1	NBV1.3	NBV1.5
Flora	Traces racinaires								✓	
	Bois ind.							✓		
	<i>Chara</i> sp.									✓
	<i>Chara</i> gr. <i>notata</i>									✓
Invertebrata	Mollusca ind.	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	Gasteropoda ind.	✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	Helicidae				✓		✓			
	Planorbidae									✓
	Lymnaeidae									✓
Ostracoda	<i>Pseudocandona</i> sp.1									✓
	<i>Ilyocypris</i> sp.									✓
Poissons	Poissons ind.			✓						
Fossiles / Echantillons		NBV1.6	NBV1.7	NBV1.11	NBV1.12	NBVII.1	NBVII.2	NBIX.2	NBX.1	NBX1.1
Flora	Traces racinaires					✓		✓		
	Fruit ind.									✓
	Bois ind.		✓							
	<i>Chara</i> sp.	✓	✓							
	<i>Chara</i> gr. <i>notata</i>	✓	✓							
	<i>Lychnothamnus</i> sp.			✓						
	<i>Nitelopsis (Tectochara)</i> sp.								✓	
Invertebrata	Mollusca ind.	✓	✓	✓	✓		✓			✓
	Gasteropoda ind.		✓	✓	✓		✓			
	Planorbidae	✓	✓							
	Lymnaeidae	✓	✓				✓			
Ostracoda	<i>Pseudocandona</i> sp.1	✓	✓	✓						
	<i>Ilyocypris</i> sp.	✓	✓							
Poissons	Poissons ind.			✓						
	Cyprinidae ind.						✓			
Mammalia	Os ind.						✓			

Tab. 3-23 Liste des fossiles du Nebelberg (NB) (✓ présent).

	Gre	Horn	Glau	E+Z	Staur	Sil	Dis	And	Zir	Tou	Rut	Tit	Spi
NBI.21	41	0	0	11	4	0	0	0	25	12	1	4	2
NB.III.2	28	0	0	6	8	0	0	0	36	9	1	3	9
NBX.7	42	0	0	13	3	0	0	0	18	16	0	5	3
NBXI.3	43	1	0	11	4	0	0	0	30	11	0	5	0
Nebelberg	37	0	0	2	6	0	0	0	42	10	1	0	1
Vermes - Strommast	43	0	5	7	2	0	0	0	27	7	8	2	0

Tab. 3-24 Minéraux lourds des coupes du Nebelberg (NB) : Gre=Grenat, Horn=Hornblende, Glau=Glaucophane, E+Z=groupe Epidote-Zoisite, Staur=Staurotide, Sil=Sillimanite, Dis=Disthène, And=Andalousite, Zir=Zircon, Tou=Tourmaline, Rut=Rutile, Tit=Titanite, Spi=Spinelle.

des Beckens von Laufen, le Basler Juranagelfluh ne présentant pratiquement plus d'Epidote-Zoisite et le Vogesenschüttung montrant des teneurs en Staurotide plus élevées.

Milieu de dépôt

Les lithofaciès et les éléments architecturaux déterminés présentent un classique environnement lacustro-palustre d'une vaste plaine d'inondation, encore une fois probablement assez proches des environnements décrits pour les Calcaires delémontiens de la coupe Pavillon-Moutier (Fig. 3-12). Les véritables lacs sont rarement clairement établis et l'on observe plus souvent des étangs ou de vagues flaques peu profondes. Des sols ont probablement pu se développer par période, mais la zone régulièrement gorgée d'eau a empêché leur préservation.

La base du profil montre une influence fluviale plus présente, soit par de vastes inondations qui auraient pu ensabler toute la région, soit par un système de rivière tressée, probablement originaire du Massif de la Forêt Noire (voir *Minéraux lourds*, ci-dessus).

Taphonomie, paléoécologie et paléoclimats

Les ostracodes du Nebelberg ne sont pas très parlants. Cependant les formes déterminées montrent des aptitudes à vivre dans des eaux légèrement salées ou saumâtres et préférentiellement chaudes. On pourrait se poser la question de l'existence de plans d'eau très minéralisée par l'évaporation.

3.2.7 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung

3.2.7.1 La Lovère (LOVI et LOVII)

Deux petites coupes ont été levées au Nord du lieu dit La Lovère, à la faveur d'affleurements liés aux affluents de la Rouge Eau. Les localités LOVI

(586.90/244.48) et LOVII (586.62/245.10) correspondent respectivement à environ 6m et 1m de sables et conglomérats, typiques des Vogesen Sande un Schotter des Bois de Raube (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**).

A. Lithofaciès et sédimentologie (Fig. 3-31)

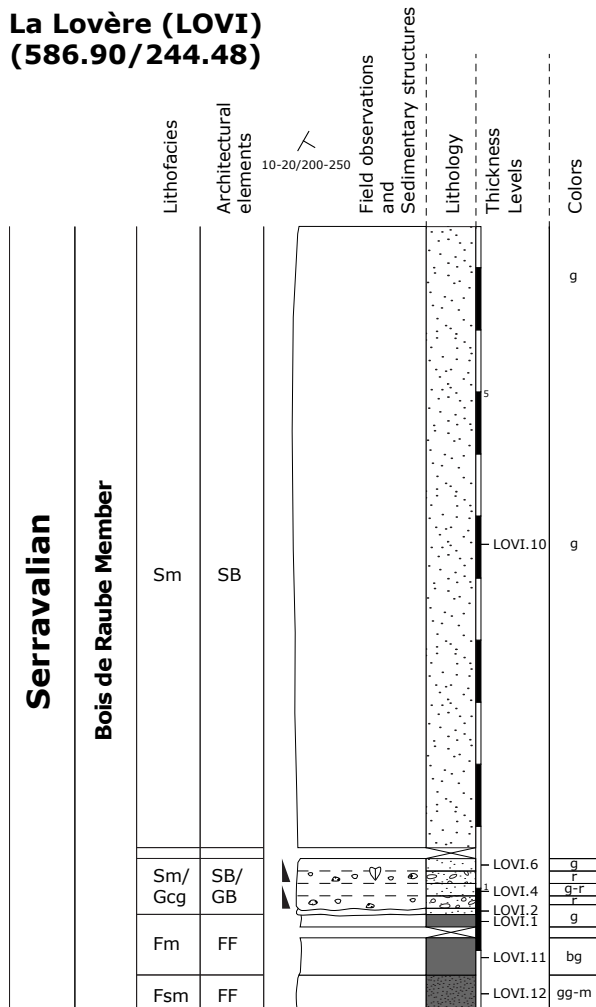
LOVI présente à sa base des niveaux de fines argileux et argilo-sableux (**Fm**, **Fsm**). Sa partie supérieure ne montrent plus qu'une dominance des niveaux sableux (**Sm**), avec quelques intercalations de passés conglomératiques à séquences de « fining up » (**Gcg**). Aucune structure sédimentaire n'a pu être observée. Les couleurs varient entre le gris, le gris-vert et le rouge ocre. Les niveaux plus grossiers contiennent des galets divers locaux et vosgiens présentant des diamètres moyens d'environ un centimètre. Les éléments architecturaux interprétés sont des fines de la plaine d'inondation *s.l.* (**FF**) pour la base du profil, et une accumulation de barres tantôt sableuses, tantôt graveleuses pour le sommet (**SB**, **GB**).

LOVII présente sur moins d'un mètre de dépôt des alternances de niveaux conglomératiques et sableux à nombreuses variations latérales (**Gcm**, **Gch**, **Sh**, **Sp**). Les niveaux conglomératiques présentent des « clast supported » à matrice sableuse ou marneuse. Ils sont tous constitués de divers galets locaux et vosgiens, subarrondis à arrondis, dont le diamètre varie de moins d'un centimètre à deux trois centimètres. La couleur dominante est le rouge ocre. Les limites des couches sont souvent érosives. Les géométries observées montrent des éléments architecturaux canalisés (**CH**) à structures sédimentaires de remplissage (« planar crossbedding » et « horizontal bedding »).

B. Paléontologie

Les quelques lavages effectués se sont révélés très pauvres. On dénote essentiellement des fragments de coquilles, dont quelques gastéropodes et petits bival-

La Lovère (LOVI) (586.90/244.48)



La Lovère (LOVII) (586.62/245.10)

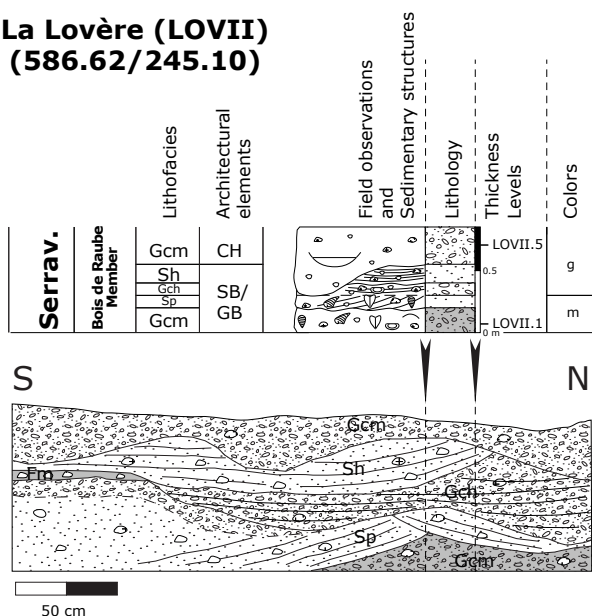


Fig. 3-31 Coupes de La Lovère (LOV).

ves (type *Pisidium*, probablement actuel), quelques fruits indéterminables et de rares ostracodes.

La seule forme déterminable d'ostracode est un *Ilyocypris* sp. du niveau LOVII.3. L'écologie de cette espèce est décrite dans le chapitre consacré à la coupe NB (voir 3.2.6.3 Nebelberg (NB)).

Parmi les fragments de gastéropodes, j'ai pu observer un Helicidae ind..

C. Biostratigraphie

Aucune nouvelle donnée biostratigraphique n'est disponible. KÄLIN (1997a) date le Membre du Bois de Raube de la Formation du Bois de Raube de la zone MN7 (voir 2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung).

D. Paléoécologie et paléoenvironnement

Les minéraux lourds (Tab. 3-25)

Deux échantillons des coupes de La Lovère ont été analysés pour les minéraux lourds et comparés aux analyses d'échantillons de la coupe du Bois de Raube 13 (585.19/246.40) et du Montchaibeux (593.42/242.77) de KÄLIN (1993).

L'influence du Vogesenschüttung dans les dépôts du Membre du Bois de Raube est clairement démontrée par les contenus en galets (KÄLIN, 1993 et 1997).

Le spectre de minéraux lourds caractéristique des Vosges dans le Bois de Raube et au Montchaibeux montre généralement une dominance de Grenat et du Zircon, ainsi qu'une présence stable du groupe Epidote-Zoisite et de la Tourmaline. L'échantillon LOVI.2 reflète très bien cette définition. Par contre l'échantillon LOVII.4 se différencie par une teneur du groupe Epidote-Zoisite particulièrement forte (37%) et une teneur en Zircon peut-être un peu faible, comme l'on peut l'observer sur des échantillons sélectionnés dans des sables du Glimmersandschüttung. Cependant la position des coupes de La Lovère semble vraiment trop nordique pour y voir une influence de ce système de drainage. J'interprète tout de même le spectre de LOVII.4 comme inféodé aux apports du Vogesenschüttung.

Milieu de dépôt

Le « fining-up » et l'épaisseur des couches impliquent un remplissage de chenaux peu profonds. La granulométrie (max. 2-3cm) indiquent des dépôts

	Gre	Horn	Glau	E+Z	Staur	Sil	Dis	And	Zir	Tou	Rut	Tit	Spi
LOVI.2	33	0	0	9	5	3	0	0	35	7	2	4	2
LOVII.4	35	0	<1	37	1	0	0	0	11	6	0	4	6
Bois de Raube moyenne	36	0	<1	5	11	0	0	0	26	11	5	4	<1
Bois de Raube 13/13	27	0	1	7	12	0	0	0	38	10	4	2	1
Bois de Raube 13/32	41	0	2	5	11	0	0	0	27	5	5	3	2
Montchaibeux moyenne	42	0	0	11	10	0	0	0	22	12	2	5	0

Tab. 3-25 Minéraux lourds des coupes de La Lovère (LOVI, LOVII), du Bois de Raube et du Montchaibeux : Gre=Grenat, Horn=Hornblende, Glau=Glaucophane, E+Z=groupe Epidote-Zoisite, Staur=Staurotide, Sil=Sillimanite, Dis=Disthène, And=Andalousite, Zir=Zircon, Tou=Tourmaline, Rut=Rutile, Tit=Titanite, Spi=Spinelle.

somme toute assez distaux. L'assemblage de chenaux surimposés (LOVII), la variété de barres sableuses et graveleuses et la probable absence de flots de débris gravitaires semblent caractéristiques d'une rivière tressée peu profonde à gravier (modèle 2, « Shallow, Gravel-Bed Braided River » de MIALL, 1996). Cependant la géométrie chenalisée observée sur plusieurs niveaux de la coupe LOVII pourrait suggérer plutôt une rivière graveleuse divagante peu profonde (modèle 4, « Gravel-Bed, Wandering River » de MIALL, 1996). Ce type de rivière est un intermédiaire entre la classique rivière tressée (faible sinuosité et chenaux multiples) et la classique rivière méandrique (forte sinuosité et chenal unique). La Fig. 3-32 propose un modèle du milieu de dépôt de La Lovère.

3.2.7.2 Etang de Bonfol (EBN et EBS)

De part et d'autre de l'Etang de Bonfol deux profils ont été levés dans les dépôts sableux du Membre d'Ajoie de la Formation du Bois de Raube. Les localités EBN (578.90/258.00) et EBS (579.15/257.60) présentent respectivement environ 2m et 6m de niveaux sableux, typiques des Vogesen-Schotter und –Sande von Charmoille (voir 2.2.5 Vogesenschüttung, Jura-nagelfluh & Glimmersandschüttung).

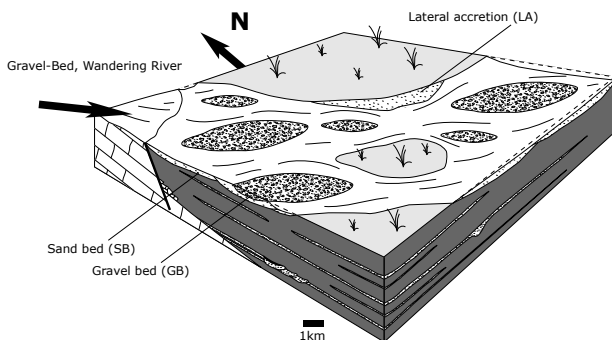


Fig. 3-32 Paléoenvironnement de La Lovère (LOV), et de l'Etang de Bonfol (EBN, EBS).

A. Lithofaciès et sédimentologie (Fig. 3-33)

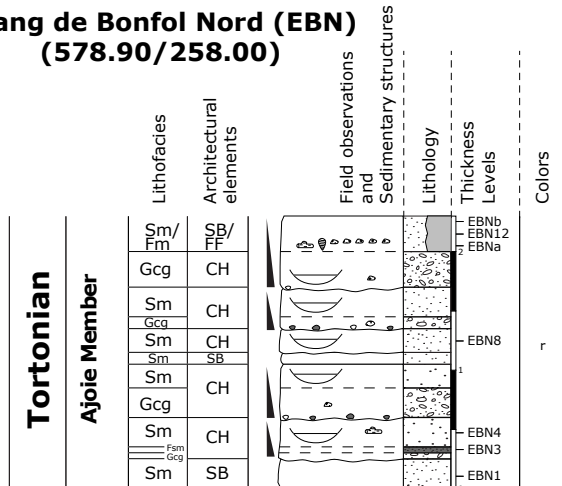
EBN présente une succession de niveaux conglomératiques et sableux à géométrie chenalisante et séquence de « fining-up » (**Sm**, **Gcg**). Plus rarement on peut observer quelques dépôts de fines (**Fsm**, **Fm**) d'une plaine d'inondation *s.l.* (**FF**). Les niveaux conglomératiques montre des galets de granulométrie inférieure à un centimètre, leur base est parfois soulignée par de galets mous et leur sommet passe graduellement à des niveaux sableux. Aucun galet mésozoïque local n'a été observé, comme le signale KÄLIN (1993, 1997). Ils sont interprétés comme des chenaux surimposés (**CH**). Les autres niveaux sableux semblent représenter plutôt des bancs de sables fluviaux (**SB**).

EBS présente le même type de dépôts à « fining-up » chenalisés que EBN (**Gcg**, **Gcm**, **Sm**, **Sp**). Les limites inférieures des couches sont régulièrement marquées par des lignées de galets mous et certains niveaux sableux font apparaître des stratifications planes obliques marquant des progradations latérales de chenaux (**LA**). Certains dépôts de remplissage de chenal peuvent également montrer des « coarse-nig-up » (**Gci**) reflétant des changements rapides d'hydrodynamisme. Ces dépôts représentent comme pour EBN essentiellement des chenaux surimposés (**CH**). Les autres niveaux sableux et conglomératiques représentent des barres graveleuses (**GB**) et des barres sableuses (**SB**). Certains niveaux chenalisés montrent latéralement des passages à des fines (**Fsm**), caractéristiques des remplissages de bras mort ou de lits abandonnés (**FF(CH)**)

B. Paléontologie

Tous les lavages effectués se sont révélés stériles. Seuls quelques fragments de bois fossiles (EBN4, EBN12) et un *Stratiotes* sp. (EBN4) ont été récoltés.

Etang de Bonfol Nord (EBN) (578.90/258.00)



Etang de Bonfol Sud (EBS) (579.15/257.60)

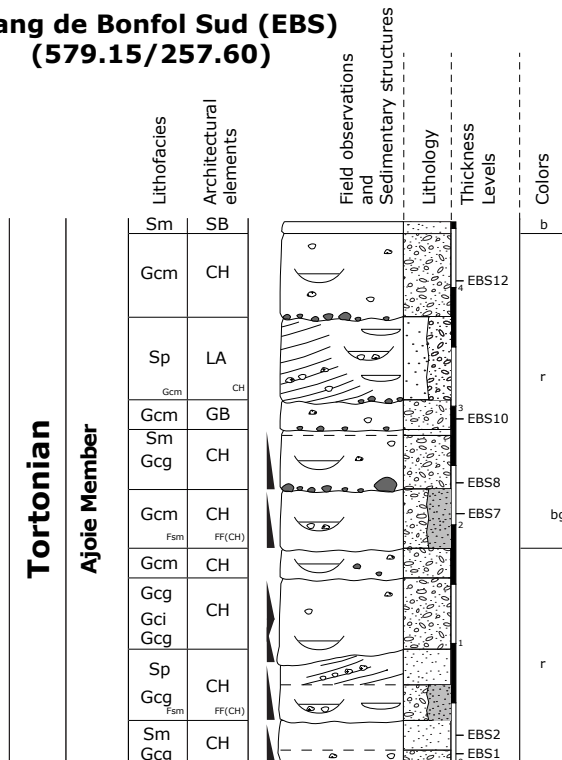


Fig. 3-33 Coupes de l'Etang de Bonfol (EBN et EBS).

C. Biostratigraphie

Aucune nouvelle donnée biostratigraphique n'est disponible. KÄLIN (1993, 1997) date le Membre d'Ajoie de la Formation du Bois de Raube de la zone MN9 grâce aux macromammifères du gisement de Charmoille (*Hippotherium primigenium*, *Aceratherium incisivum*, *Dicerorhinus sansaniensis*) et de Lugnez (*Hippotherium primigenium*, *Aceratherium incisivum*) (voir 2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung, 5 - Rhinoceroidea).

D. Paléoécologie et paléoenvironnement

Les minéraux lourds (Tab. 3-26)

Les échantillons sélectionnés pour les analyses de minéraux lourds proviennent des coupes de l'Etang de Bonfol (EBN, EBS), de l'ancienne sablière de Charmoille (582.24/252.94) et de Lugnez (574.80/259.40). Les résultats de cette dernière localité ont été tirés des travaux de KÄLIN (1993, 1997) et de LINIGER (1967).

L'influence du Vogesenschüttung dans les dépôts du Membre d'Ajoie diffère de celle du Membre du Bois de Raube tant par les contenus en galets que par les spectres de minéraux lourds (KÄLIN, 1993 et 1997).

Le spectre de minéraux lourds montre une dominance claire du Zircon (50% à 78%) dans tous les échantillons. Le Grenat est toujours présent, mais dans des teneurs très faibles (2% à 5%). Le groupe Epidote-Zoisite reste plus ou moins stable par rapport aux analyses du Bois de Raube et du Montchaibeux, bien qu'à Lugnez on n'en retrouve plus que 1%. La Tourmaline semble en légère hausse (18% à 24%), excepté encore une fois dans l'échantillon de Lugnez (6%). On pourrait se poser la question d'une augmentation des teneurs en Zircon au détriment du Grenat, du groupe Epidote-Zoisite et de la Tourmaline, inféodée à la biostratigraphie. Cependant aucune preuve paléontologique ne prouve un âge plus jeune à Lugnez qu'à Charmoille, sauf peut-être l'absence de *Dicerorhinus sansaniensis* (voir 5 - Rhinoceroidea).

Milieu de dépôt

Les dépôts sableux de l'Etang de Bonfol représentent le même environnement fluvial interprété à La lovère, à savoir un système de rivière divagante peu profonde à gravier (voir 3.2.7.1 La Lovère (LOVI et LOVII) et Fig. 3.32). Cette interprétation est encore renforcée par la présence de dépôts d'accrétion et par des géométries chenalées plus fréquentes et mieux marquées.

Cependant bien que l'Etang de Bonfol ait une localisation plus proximale du Vogesenschüttung que la Lovère, sa granulométrie est clairement plus faible. La position de l'Ajoie dans le Jura tabulaire devrait traduire un relief moins prononcé, comme le montre l'absence de galets mésozoïques. KÄLIN (1993) cite notamment la flexure du Mont Terri pour expliquer cette différence. L'âge nettement plus jeune du Membre d'Ajoie pourrait également suggérer une période terminale de l'influence du Vogesenschüttung, se traduisant par un hydrodynamisme moins important. Les analyses de minéraux lourds montrent d'ailleurs clairement des différences dans la nature des apports (voir ci-dessus).

	Gre	Horn	Glau	E+Z	Staur	Sil	Dis	And	Zir	Tou	Rut	Tit	Spi
EBN4	4	0	0	15	1	0	0	0	51	24	0	4	
EBS2	2	0	0	5	7	0	0	0	56	23	2	3	2
Charmoille	5	1	0	17	5	0	0	0	50	18	4	0	0
Lugnez	2	0	0	1	4	0	0	0	78	6	8	0	0

Tab. 3-26 Minéraux lourds des coupes de l'Etang de Bonfol (EBN et EBS), de Charmoille et de Lugnez : Gre=Grenat, Horn=Hornblende, Glau=Glaucophane, E+Z=groupe Epidote-Zoisite, Staur=Staurotide, Sil=Sillimanite, Dis=Disthène, And=Andalousite, Zir=Zircon, Tou=Tourmaline, Rut=Rutile, Tit=Titanite, Spi=Spinelle.

3.2.8 Cailloutis & Argiles post-molassiques

3.2.8.1 Bonfol Décharge (BOD)

Lors d'une visite dans l'ancienne décharge de Bonfol (579.35/259.35) j'ai pu observer environ 6m de dépôts marneux et argileux de couleur grise, rouge et beige. Trois échantillons de sédiments ont été récoltés pour des lavages, malheureusement aucune microfaune n'a été trouvée.

Du point de vue sédimentologique et environnemental, ces dépôts semblent représenter une vaste zone locale marécageuse.

Du point de stratigraphique une information intéressante est donnée par le log des forages effectués dans la zone (BAECHLER, 2004). Ces derniers montrent clairement les dépôts marneux de la décharge, appelés également Weisse Serie ou même Argiles de Bonfol, surmontant la série des Vogesen-Schotter und –Sande von Charmoille (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**). Ainsi un âge plus jeune que MN9 est fortement suspecté. LINIGER (1970) parlent de cette formation en tant que dépôts pliocènes intercalés dans les Sundgauschotter (MN15 à MN16a ?) et produits par un démantèlement de massifs triasiques situés plus au Nord (Forêt Noire ?). Ainsi un âge pliocène semble se confirmer.

3.2.9 Autres affleurements

J'ai regroupé dans ce chapitre tous les affleurements dont les positions litho- et biostratigraphiques sont incertaines.

3.2.9.1 Sur Fedeloi (FED)

Un affleurement de moins d'un mètre de marnes grises et noires a été mis au jour dans le lit d'un affluent du Gabiare, au lieu dit Sur Fedeloi (601.05/241.45).

Quatre échantillons ont été récoltés pour des lavages, dont un (FED3) a révélé une jolie petite communauté de gastéropodes (Planorbidae) et de charophytes. Ces dernières appartiennent à la zone *ungeri* ou *notata*, ce qui correspond au Chattien supérieur. Il semblerait donc que ces dépôts marneux appartiennent au groupe des Calcaires delémontiens (voir **2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**). De plus une *Lychnothamnus (Stephanochara)* cf. *praeberdotensis* a été reconnue (BERGER, comm écrit.). Cette dernière pourrait donner un caractère aquitainien à cet affleurement, ce qui n'est pas en contradiction avec la biostratigraphie des Calcaires delémontiens (PICOT *et al.* 1999 ; PICOT, 2002).

3.2.9.2 Les Condémines (COND)

A la faveur de travaux de construction, une petite excavation a permis la mise au jour d'un affleurement particulièrement curieux dans la région des Condémines (593.50/232.50). Il présente, sous une fine couche d'humus, quelques centimètres d'argile brune et beige dont le faciès laisse supposer un dépôt quaternaire. Cependant sur quatre petits lavages effectués, deux (COND1, COND2) ont révélé des foraminifères recristallisés (*Borelis* sp., *Lenticulina* sp., *Lenticulina inornata*), trois des gastéropodes (COND1, COND2, COND4) et un (COND3) des charophytes (*Lychnothamnus (Stephanochara)* cf. *praeberdotensis*) et des micromammifères (Talpidae actuels ?).

ANTENEN (1973) et PFIRTER (1997) signalent tous deux des dépôts de l'OMM dans la région des Condémines (Grès coquillier, Poudingue polygénique, Sables à galets). Si les foraminifères trouvés appartiennent bien aux dépôts de l'OMM, ils sont certainement remaniés. D'ailleurs les gastéropodes et les restes de micromammifères semblent subactuels. Les *Lychnothamnus (Stephanochara)* cf. *praeberdotensis* peuvent très bien provenir d'un remaniement des calcaires delémontiens, être contemporaines aux dépôts de l'OMM ou même d'un âge encore plus jeune.

3.2.9.3 Bennwil (BEN)

Dans la région de Bennwil, le tracé du gazoduc TRG3 a mis au jour des dépôts essentiellement argileux et conglomératiques (625.55/251.35) dont l'appartenance au Quaternaire ou au Groupe des Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung (voir 2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung) n'était pas claire. Quelques niveaux argileux présentaient des fragments de coquilles (gastéropodes). Un lavage effectué dans un de ces niveaux a révélé quelques formes de gastéropodes et de fruits indéterminés.

3.2.10 Les Karsts

3.2.10.1 Glovelier (GLO)

L'exploitation des calcaires de l'Oxfordien supérieur (calcaires à *Humeralis*, Oolithe de Sainte Véréne) par l'entreprise LACHAT, au lieu dit La Petite Morée (580.36/242.08), a successivement mis au jour 6 poches karstiques (poches 1-6) comblées par des dépôts détritiques de type molassique (Fig. 3-34 ; HUG *et al.*, 1997).



A. Situation of the karstic pockets (P1-6) of Glovelier La Petite Morée

Le matériel de remplissage varie fort peu d'une poche à l'autre. Il est toujours stratifié et présente parfois une légère discordance angulaire avec le pendage de l'Oxfordien. Il s'agit essentiellement de sables calcaires bruns ou ocres, très peu lithifiés, alternant irrégulièrement avec des niveaux de marnes silteuses ou argileuses de couleur variée. La poche 4 contient en outre, à la base de son remplissage, un conglomérat à galets roulés de tailles diverses, à savoir des calcaires jurassiques locaux et quelques galets de provenance vosgienne (Buntsandstein, jaspe rouge, porphyre, quartzite, améthyste) qui prouvent que ce massif était soumis à l'érosion au Miocène inférieur. D'autre part, les poches 3 et 5 montrent à leur base une très forte concentration de pisolithes ferrugineuses d'origine inconnue à ce jour (Sidérolithique éocène ou Miocène?). L'analyse détaillée des remplissages montre par ailleurs que leur histoire est complexe et implique des épisodes d'érosion et de remaniement, peut-être liés à des rejeux de fractures.

C'est après le colmatage du réseau karstique que la région fut basculée et plissée, en même temps qu'ont à nouveau rejoué les anciennes fractures et que, de

Molasse Unities	Mammals Zones and Levels	Mediterr. Stages	Series	
OSM	MN8 Anwil	SERRAVAL-LIAN	MIDDLE	12
	MN7 Le Locle - Grat			13
	MN6 Ormberg	LANGHIAN		14
	R mikon Vermes 2- Tobel - Hombr.			15
MN5		16		
	MN4 Hirschthal - Ternastr.		MIOCENE	17
OSM	MN3b Hintersteinbruch	BURDIGALIAN		18
	MN3a Bierkeller			19
	Br teln Goldingertobel 1			20
USM	MN2b Vully 1	AQUITANIAN	EARLY	21
	MN2a La Chauz Fornant 11			22
				23

B. Biostratigraphy of Glovelier based on the micromammals of the pocket 1 (P1)

Fig. 3-34 Karst de Glovelier, La Petite Morée (GLO).

plus, des décollements vers N164E se sont exercés dans le plan des couches oxfordiennes et à travers les sédiments du remplissage karstique. Beaucoup plus tardivement, vraisemblablement au cours du Quaternaire, une nouvelle phase d'érosion a dégagé, juste sous la surface topographique actuelle, la zone supérieure de la poche III qui fut ensuite comblée par des argiles rouges-brunes stériles.

Les sédiments de toutes les poches fossilifères (poches 1-4) ont livré les mêmes fossiles, particulièrement abondants dans la poche 1. Ainsi on retrouve des fossiles remaniés du Jurassique (foraminifères, bryozoaires, coraux, bivalves, gastropodes, fragments d'ophiures et de crinoïdes, oursins parfois entiers, dents de poissons). Cependant on retrouve également de nombreux fossiles contemporains du remplissage. Ces derniers peuvent être soit terrestres, soit marins.

Faune terrestre : os et dents de reptiles (tortues, squamates, *Ophisaurus*), petits artiodactyles et micromammifères (*Amphiperatherium* sp., *Galerix* aff. *symeonidisi*, Chiropteridae indet., Talpidae ind., Soricidae ind., *Democricetodon* aff. *franconicus*, *Melissiodon dominans*, *Ligerimys florancei*, *Ligerimys* n. sp., *Pseudodryomys simplicidens*, *Microdyromys legidensis*, *Microdyromys koenigswaldi*, *Prolagus* cf. *vasconiensis*). Parmi ces derniers, on retiendra particulièrement *Ligerimys florancei*, *Ligerimys* n. sp. et *Democricetodon* aff. *franconicus* qui indiquent un âge MN4 (Burdigalien sup.) (Fig. 3-34).

Faune marine : foraminifères benthiques miocènes indiscutables (*Cyclammina*, sp., *Eponides* sp. *Nonion* sp., *Rosalina* sp., *Elphidium* sp., *Cibicides* sp., Rotaliidae ind. ; planche VIII) ainsi que des débris de bivalves, d'ostracodes et des dents de poissons (*Scyliorhinus* sp., *Chaenogaleus* sp., *Dasyatis* cf. *rugosa*, *Raja* sp.) qui sont aussi d'âge tertiaire. L'association de foraminifères benthiques déterminés plaide pour des eaux chaudes et une salinité normale, bien que certains niveaux particulièrement riches en *Elphidium* sp. pourraient révéler des milieux légèrement hypersalins.

Si on ne considère que les formes tertiaires, les marnes et argiles n'ont livré jusqu'ici que des foraminifères, à l'exclusion des restes de vertébrés. Par contre, les sables contiennent aussi bien des formes terrestres que marines, ces dernières y étant partiellement transportées.

Du point de vue lithostratigraphique les remplissages détritiques du karst de Glovelier pourraient être

rattachés à la Formation des Sables à galets (voir 2.2.2 **Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM**).

Le milieu de dépôt de ces sédiments est un karst côtier montrant à la fois une connexion avec le continent et avec le littoral (Fig. 3-23).

3.2.10.2 Karst OMM TRG3 (KTRG)

La tranchée des travaux de construction du gazoduc TRG3 a révélé, au Nord-Ouest de Merzelen (601.70/257.90), un karst rempli par du matériel brun-beige silteux, argileux et gréseux à de pisolithes de fer. Le sédiment lavé a révélé divers fragments osseux et des dents de poissons appartenant à des requins et des Spiridae. La faune, probablement marine, pourrait avoir un cachet miocène selon les premières investigations (BERGER *et al.*, 2001). Ce karst pourrait également se corréler avec celui de Glovelier (voir 3.2.10.1 **Glovelier (GLO)**).

3.2.10.3 Liesberg (LB)

Plusieurs poches karstiques ont également été découvertes dans la carrière de calcaires oxfordiens de Liesberg (600.36/250.20). Les échantillons récoltés présentaient un lithofaciès marneux rougeâtre très peu varié. Les quelques lavages effectués ont livré une petite faune de micromammifères, dont des *Lagomorpha* sp. qui pourraient suggérer un âge miocène.

3.2.10.4 Vendlincourt (VEND)

Dans la carrière de Kimméridgien de Vendlincourt (578.80/255.28), plusieurs poches karstiques présentent un remplissage sableux ocre. Les dépôts d'une des poches (VEND2) se sont révélés très intéressants. Ils présentent des niveaux calcaires stromatolithiques et des niveaux sablo-silteux laminés, dont certaines lamines sont essentiellement constituées de bioclats (gastéropodes). Les lavages effectués dans cette poche ont révélé des restes de gastéropodes et d'ostracodes.

Les ostracodes récoltés appartiennent à l'espèce *Cavernocypris subterranea*. Cette forme ne permet pas de trancher sur l'âge du sédiment, car elle est connue tant dans l'actuel, que dans le Miocène (JANZ, 1997). Du point de vue écologique *Cavernocypris subterranea* est une espèce qui ne peut pas nager et qui affectionne les eaux froides. On peut la retrouver dans des sources, dans des gravières de rivières, dans des aquifères, dans la zone littorale des lacs de montagne, probablement en communication avec des rivières souterraines. Cette espèce est polyrhéophyle

et polytitanophyle (JANZ, 1997 ; MEISCH, 2000, MARMONIER *et al.*, 1989). Dans notre cas, cet ostracode est clairement hypogé et plaide pour l'existence d'une source souterraine. En effet, dans les sources souterraines, les températures sont basses en raison de la profondeur. Ces milieux constituent alors des refuges pour ces ostracodes qui aiment les eaux froides, fuyant les températures chaudes de surface.

3.2.10.5 Autres karsts

Sous cette rubrique, je ne fais que citer et donner les coordonnées de différents karsts visités à remplissage tertiaire possible, mais dont je n'ai aucun résultat probant à ce jour.

Alle-Porrentruy (AP)	(574.35/252.00)
Greppon (GR)	(580.20/246.65)
Porrentruy Sud (PS)	(572.92/250.80)
Roderis (ROD)	(611.40/249.80)
SW Roderis (ROD-SW)	(611.70/250.70)

3.2.10.6 Minéraux lourds

Des analyses de minéraux lourds ont été effectuées dans la plupart des sédiments karstiques. Les résultats de ces analyses permettent quelques considérations plutôt intéressantes, bien que ces karsts ne soient pas datés précisément.

Les deux échantillons de Glovelier (GLO P1a et b) proviennent de la poche fossilifère à micromammifères (P1). Leur appartenance aux dépôts de l'OMM est clairement démontrée par la présence de faunes marines tertiaires (foraminifères et poissons). De même leur datation à la zone MN4 est déterminée par la présence de micromammifères. Leurs analyses de minéraux lourds montrent un spectre à dominance Epidote-Zoisite, Grenat et Zircon très proche des analyses effectuées à Devant la Melt, Vermes-Hellicidenmergel

et Corban1 (voir **3.2.4 Conglomérats & Grès de l'OMM**). Cependant si les teneurs en Zircon restent identiques, les teneurs du groupe Epidote-Zoisite et du Grenat paraissent inversées par rapports résultats de l'OMM de Corban et Vermes. Dans la partie Est du synclinal de Delémont une influence mixte d'un Paleoglimmersandschüttung et d'un Paleovogesensschüttung avait été suspectée. A Glovelier, il semblerait que les apports soient uniquement originaires des Vosges (diminution du Grenat par rapport au groupe Epidote-Zoisite). De plus l'échantillon de Vendlin-court (VEND 2) présente un spectre identique à ceux présentés à Glovelier et sa position plus proximale du Massif des Vosges devrait confirmer cette source d'apports vosgiens. Il se pourrait que Vendlin-court soit contemporain à Glovelier, mais clairement en position continentale (ostracodes, gastéropodes), sans connexion et ni influence marine.

Les échantillons de Liesberg LB 1 et LB 4 montrent des spectres de minéraux lourds semblables à ceux des échantillons du Bois de Raube et du Montchaibeux (voir **3.2.7.1 La Lovère (LOVI et LOVII)**). Il se pourrait que ce karst appartienne à la Formation du Bois de Raube et son âge miocène suspecté serait ainsi confirmé (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**).

Les échantillons (PS.I.2 et PS.I.3) présentent des analyses on ne peut plus similaires à ceux de Charmoille, de Bonfol et de Lugnez (voir **3.2.7.2 Etang de Bonfol (EBN et EBS)**). Une appartenance au Membre d'Ajoie de ce karst est suspectée.

L'échantillon AP3 montre un spectre de minéraux lourds moins caractéristiques que les autres karsts discutés ci-dessus. Tout comme les karsts de Porrentruy-Sud (PS), le Grenat et le groupe Epidote-Zoisite sont quasi absents. Par contre le Zircon est présent dans une proportion un peu faible (14%) et c'est

	Gre	Horn	Glau	E+Z	Staur	Sil	Dis	And	Zir	Tou	Rut	Tit	Spi
GLO P1a	21	1	0	31	9	0	1	<1	11	24	1	1	0
GLO P1b	18	1	0	45	3	0	1	0	22	5	0	0	1
VEND 2	16	4	0	30	4	0	0	1	30	8	3	3	1
LB 1	22	0	0	15	6	0	1	0	40	8	4	4	0
LB 4	24	0	1	11	19	1	0	0	28	5	7	2	2
PS.I.2	9	0	0	2	2	0	0	0	53	12	12	10	0
PS.I.3	2	0	0	3	0	0	0	0	54	11	6	23	1
AP3	0	1	0	6	1	0	2	0	14	58	1	17	0
ROD	47	1	0	6	12	1	0	1	15	11	1	4	0

Tab. 3-27 Minéraux lourds des échantillon des karsts de Glovelier, de Vendlin-court, de Liesberg, de Porrentruy-Sud de Alle-Porrentruy et de Roderis : Gre=Grenat, Horn=Hornblende, Glau=Glaucophane, E+Z=groupe Epidote-Zoisite, Staur=Staurotide, Sil=Sillimanite, Dis=Disthène, And=Andalousite, Zir=Zircon, Tou=Tourmaline, Rut=Rutile, Tit=Titanite, Spi=Spinelle.

la Tourmaline qui domine largement (58%). KÄLIN (1993, 1997) a démontré une nette baisse du Grenat et du groupe Epidote-Zoisite, ainsi qu'une augmentation du Zircon dans les dépôts les plus jeunes du Vogesenschüttung (MN9 pour Charmoille, Lugnez, Bonfol). Cette tendance semble encore plus accentuée dans ce karst de Alle-Porrentruy (plus du tout de Grenat, très forte augmentation de la Tourmaline). Une évolution des apports du Vogesenschüttung et un âge peut-être plus jeune que MN9 sont suspectés.

Finalement le karst de Roderis (ROD) montre un spectre proche de celui de l'échantillon de Vermes – Strommast (voir **3.2.6.3 Nebelberg (NB)**) qui caractérise vraisemblablement le Juranagelfluh des Beckens von Laufon.

3.3 SYNTHÈSE SUR L'OMM DU JURA

Après les deniers dépôts lacustro-palustres des calcaires delémontiens, les environnements jurassiens sont dépourvus de sédimentation, à l'exception des Calcaires de la Chaux (voir **2.2.1 Remarque sur l'Aquitainien de l'USM**). Ils ne sont plus conditionnés que par une activité tectonique, essentiellement cassante (failles normales supposées au Crêt-du-Locele) qui confère un relief discriminant quant aux modalités de la transgression de l'OMM. L'invasion de la mer molassique dans le Jura va transformer des environnements privés de sédiments depuis près de 3 millions d'années (voir **3.2.2.2 Tavannes-Tramelan (TT)**).

Les données géologiques et stratigraphiques sur les différents affleurements concernés de près ou de loin par l'OMM jurassien sont synthétisées par les Fig. 3-1, 3-2, 3-35 et 3-36.

3.3.1 Les Nannofossiles

Les résultats des analyses nannofossiles effectuées dans les dépôts de l'OMM ont été particulièrement pauvres et décevants, puisqu'aucune précision biostratigraphique n'a été possible (Tab. 3-28). L'essentiel des formes déterminées est dominé par des éléments crétacés remaniés. Parmi les nannofaunes strictement tertiaires, encore une fois, la plupart peuvent être remaniées des flyschs alpins éocènes et paléocènes (transport par les vents et les courants marins). Seules 10 espèces semblent synchrones aux dépôts de l'OMM (en grisé sur le Tab. 3-28).

Les deux seules analyses présentant une nannofaune probablement autochtone sont CdL15 et CO2.2. Ces deux échantillons montrent une dominance de *Coccolithus pelagicus*, qui pourrait représenter une espèce endémique, surtout dans l'échantillon CdL15.

3.3.2 La transgression de l'OMM

La transgression de l'OMM montre de nettes différences spatio-temporelles dans le Jura. De plus ses modalités peuvent également se différencier en plusieurs types.

A la fin de MN2b (Vully 1) l'OMM a déjà envahi l'essentiel du Plateau, mais certains secteurs de sa côte Nord semblent encore être émergés, notamment par un relief jurassien préexistant. A MN3a (Brüttelen 2) le Plateau est complètement inondé et l'OMM atteint les premiers synclinaux jurassiens du Sud-Est (Le Locle - La Chaux-de-Fonds, Les Ponts-de-Martel, Saint-Imier, Tramelan-Tavannes-Court, Péry-Reuchette, probablement Moutier).

A Tavannes (coupe TT) la transgression se fait directement sur les niveaux marneux des Calcaires delémontiens. Un environnement d'estran s'installe, dominé à la fois par les marées et également par une houle transportant du matériel alpin. Aucune liaison avec des paléocourants nordiques n'est présente. Les chenaux tidaux ne font qu'entailler le continent, rythmés par le va et vient des marées. Les mêmes types d'environnements sont présents à Tavannes (coupes TNR, MN3 ; TND), à Court (coupes CO1, CO2, PGE), probablement à Cortébert (MN3) et à la Sagne.

Au Locle l'arrivée de l'OMM est certainement synchronique à Tavannes. La transgression inonde tout d'abord un platier rocheux constitué par les assises mésozoïques, probablement crétacées. Une activité tectonique précoce est suspectée. Ensuite, toujours durant le Burdigalien, mais après la transgression, un environnement deltaïque, dominé par des apports fluviaux s'installe.

Au Ponts-de-Martel, une fois la mer installée, on retrouve un environnement probablement dominé par les marées (base de la coupe du Centre sportif).

Un peu plus tard, durant la période MN4 probablement, l'OMM atteint des régions plus nordiques, notamment le synclinal de Delémont (Glovelier, Mettembert, Corban). A Glovelier (MN4) une côte rocheuse karstifiée piège des sédiments marins et des

sédiments continentaux, dont des galets vosgiens. A Corban, la transgression inonde dans un premier temps un platier rocheux constitué par les Calcaires delémontiens. Un environnement côtier dominé par un système distributaire de rivières tressées originaire de Vosges (Paleovogesenschüttung) s'installe. Un courant marin Est-Ouest est suspecté (Paleoglimmersandschüttung). Plus au Sud les fans alpins progradent et on retrouve les mêmes types d'environnements (Sorvilier, Tramelan, Court, Moutier), mais avec des systèmes distributaires originaires des Alpes. Durant cette même période au Locle le système deltaïque déjà en place prograde. Des apports locaux, alpins et des Vosges sont suspectés.

3.3.3 Caractéristiques de l'OMM

Substrat

Le fond marin présente souvent un substrat dur lithophagé, type platier rocheux, au moment de l'inondation marine (coupes COR, Ouest de Corban, probablement CdL), indépendamment du fait que cette dernière ne se produit pas partout de façon synchrone. Ce type de substrat prouve une activité tectonique conséquente qui met en relief la région du Jura. Une fois la mer installée la dominance va aux substrats sableux (*Aurila* cf. *cicatrosa*, *Textularia gramen*, la plupart des échinodermes) et aux sédiments plus fins (*Lenticulina* sp., *Bulimina* sp., *Gyroïdina soldanii*). Certains ostracodes du Crêt-du-Loche reflètent encore l'existence de végétaux tels que des algues (*Xestoleberis* sp., *Loxoconcha* sp., *Olimfalunia plicatula*) dans la zone littorale.

Profondeur

Les environnements marins déterminés reflètent principalement un système littoral (environ de 0 à -50m). On retrouve une bonne répartition de milieux supratidaux, intertidaux et subtidaux qui peuvent être tantôt dominés par les marées (coupes TT, PGE, TND, TNR, COR), tantôt par la houle (coupes CO2, top Ouest Corban) et tantôt par des systèmes fluviaux (coupes base Ouest Corban, CdL, Esther). La morphologie de la plateforme caractérise préférentiellement une mer ouverte sans barrière, ni lagon avec des eaux peu profondes agitées (bioclastes, débris d'Echinodermes et de bryozoaires, gisements à dents de requins, *Scutella* sp.). Cependant on ne peut exclure l'existence de quelques milieux locaux plus protégés (*Quinqueloculina* sp.).

Plus rarement on peut retrouver des environnements d'un système circalittoral (environ entre -50m

et -150m), comme en témoignent certains foraminifères (*Bolivina* sp., *Lenticulina* sp., *Textularia gramen*, *Bulimina* sp., *Uvigerina* sp., *Frusenkiona* sp., *Gyroïdina soldanii*, *Globigerina* sp.) et certains ostracodes (*Henryhowella asperrima*, *Cytherella* cf. *compressa*). Cependant la profondeur maximale ne doit pas dépasser les 80m du domaine d'influence des tempêtes.

Salinité

La salinité est généralement très proche de la normale (échinodermes, bryozoaires, la plupart de foraminifères), hormis quelques dessalures locales rencontrées aux embouchures des systèmes distributaires ou lors de phases régressives qui laissent des environnements saumâtres se créer (*Olimfalunia plicatula*, mélange de faunes continentales et marines). Localement, les milieux abrités discutés ci-dessus peuvent laisser transparaître des périodes légèrement hypersalines (*Quinqueloculina* sp.).

Température et climat

Les quelques indicateurs de paléotempératures reflètent une nette dominance d'un climat chaud (*Verrucocythereis* cf. *verrucosa*, *Elphidium crispum*, *Elphidium aculeatum*, *Cibicides lobotulus*, *Ammonia beccarri*, *Scutella* sp.). D'ailleurs *Scutella* sp. est caractéristique des faunes « chaudes » d'origine inter- à subtropical DEMARCQ (1979).

Le foraminifère *Gyroïdina soldanii* du Crêt-du-Loche montre des affinités avec des eaux froides probablement inféodées à son environnement de vie profond.

Quelques paramètres (*Eucricetodon* cf. *infra-lactorensis*, les environnements des Marnes rouges) reflètent également un caractère aride du climat. D'ailleurs dans les niveaux de marnes rouges et même de marnes « oeningiennes » sus-jacents on retrouve régulièrement des quartz bipyramidés authigènes, témoins de milieux évaporitiques.

3.3.4 La régression de l'OMM

A MN4b, l'OMM a déjà quitté une bonne partie du Plateau pour laisser place à un vaste système fluvial dominé par les fans alpins. Vers la fin de MN4 et au début de MN5 l'OMM se retire également du Jura, via un axe nordique WSW.

A Corban, le système distributaire des Vosges s'affaiblit et un environnement d'estran dominé par les marées s'installe. Puis rapidement la mer se retire

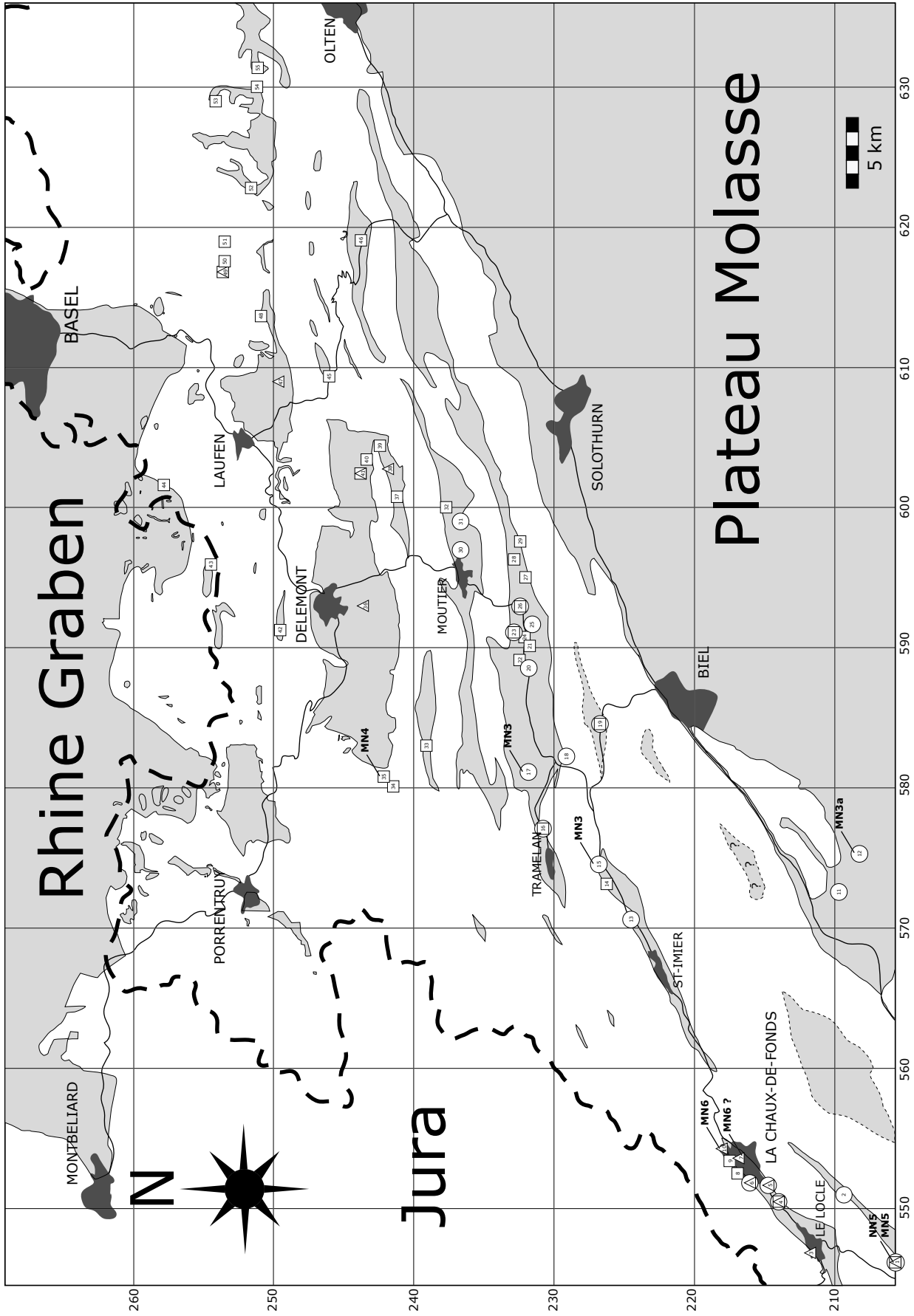


Fig. 3-35 Carte des affleurements de l'OMM.

Legend of the outcrops map of the OMM

- Outcrops of the Conglomérats & Grès de l'OMM Group attributed to Burdigalian
 □ Outcrops of the Conglomérats & Grès de l'OMM Group attributed to "Helvetian"
 △ Outcrops of the Marnes rouges & Gompholites de l'OMM Group

Outcrops list

Localities	Coord.	Litterature	Age	Formation	Environ.
01. Le Bied	(545.74/204.82)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	(MN5)	Marnes rouges et vertes à <i>Helix</i>	C
Centre sportif	(546.03/205.23)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	(NN5)	Gompholithe pralinée	M
Centre sportif	(546.03/205.23)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	("Helvetian")	Poudingue polygénique	M
Centre sportif	(546.03/205.23)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	(Burdigalian)	Grès verts burdigaliens	M
02. La Sagne	(551.05/209.39)	(Weidmann, 1986)	(Burdigalian)	Grès verts burdigaliens	M
03. Billodes	(546.82/211.70)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	("Helvetian")	Marnes rouges et vertes à <i>Helix</i>	M - S
04. Crêt-du-Loche (CdL)	(550.75/214.20)	(ce travail)	("Helvetian")	Marnes rouges et vertes à <i>Helix</i>	C
	(550.75/214.20)	(ce travail)	("Helvetian")	Gompholithe, conglomérat à <i>M. elegans</i>	C
	(550.75/214.20)	(ce travail)	("Helvetian")	Poudingue à fossiles albiens remaniés	M
	(550.75/214.20)	(ce travail)	(Burdigalian)	Grès verts burdigaliens	M
05. Eplatures IGESA (SN5)	(552.14/215.30)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	("Helvetian")	Gompholithe, conglomérat à <i>M. elegans</i>	C
(SN6)	(552.23/215.38)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	("Helvetian")	Gompholithe, conglomérat à <i>M. elegans</i>	C
(SN8)	(552.11/215.34)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	(Burdigalian)	Grès verts burdigaliens	M
(SN9)	(552.18/215.42)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	(Burdigalian)	Grès verts burdigaliens	M
06. Rue du Midi (S14)	(552.66/216.72)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	(Burdigalian)	Grès verts burdigaliens	M
(S15)	(552.66/216.67)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	("Helvetian")	Marnes rouges et vertes à <i>Helix</i>	M
	(552.66/216.67)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	(Burdigalian)	Grès verts burdigaliens	M
07. Rue des Régionaux	(553.75/216.70)	(Waibel & Burri, 1961)	(≥ MN6?)	Marnes rouges et vertes à <i>Helix</i>	C
08. Chaux-de Fonds Gare	(553.25/216.32)	(Waibel & Burri, 1961)	("Helvetian")	Poudingue à fossiles albiens remaniés	M (?)
09. Rue de la Promenade	(554.00/216.90)	(Waibel & Burri, 1961)	("Helvetian")	Poudingue à fossiles albiens remaniés	M (?)
10. Cridor	(554.13/217.57)	(Kälin <i>et al.</i> , 2001)	(MN6)	Marnes rouges et vertes à <i>Helix</i>	S
11. Jolimont		(Schär, 1971)	(Burdigalian)	Grès coquillier	M
12. Brüttelen 2	(576.80/207.05)	(Engesser, 1989)	(MN3a)	Luzerner Schichten	M
13. Cormoret		(Antenen, 1973)	(Burdigalian)	Grès coquillier	M
14. Courtelary	(573.30/226.44)	(Waibel & Burri, 1961)	("Helvetian")	Sables à galets	M - S
15. Cortébert	(574.62/226.80)	(Engesser, 1990)	(MN3)	Grès coquillier	M
16. Tramelan-La Tuilerie	(577.35/230.909)	(Berger, comm. écrit.)	("Helvetian")	Sables à galets	M - S
	(577.35/230.909)	(Berger, comm. écrit.)	(Burdigalian)	Grès coquillier	M
17. Tavannes Route (TNR)	(581.17/231.22)	(de Beaumont <i>et al.</i> , 1984)	(MN3)	Grès coquillier	M
Tavannes Tramelan (TT)	(580.20/231.88)	(ce travail)	(Burdigalian)	Molasse grise	M
Tavannes déch. (TND)	(580.95/231.55)	(ce travail)	(Burdigalian)	Molasse grise	M
Forêt de Chaindon		(Pfirter, 1997)	(Burdigalian)	Grès coquillier - Molasse grise	M
18. La Motte		(Pfirter, 1997)	(Burdigalian)	Grès coquillier - Molasse grise	M
19. Péry		(Antenen, 1973)	("Helvetian")	Sables à galets	M - S - C
		(Antenen, 1973)	(Burdigalian)	Grès coquillier - Molasse grise	M
20. Bévillard		(Pfirter, 1997)	(Burdigalian)	Grès coquillier - Molasse grise	M
Béguiat		(Pfirter, 1997)	(Burdigalian)	Molasse grise	M
21. Sorvillier	(590.00/231.40)	(Schlaich, 1934)	("Helvetian")	Poudingue polygénique	M
22. La Cray		(Pfirter, 1997)	("Helvetian")	Sables à galets	S - C
23. Mévilier		(Pfirter, 1997)	("Helvetian")	Poudingue polygénique - Sables à galets	M - S - C
		(Pfirter, 1997)	(Burdigalian)	Blocs de Grès coquillier	M
24. Le Vélé		(Pfirter, 1997)	("Helvetian")	Sables à galets	S - C
25. (CO1)	(592.72/232.11)	(ce travail)	(Burdigalian)	Molasse grise	M
(CO2)	(591.80/232.00)	(ce travail)	(Burdigalian)	Grès coquillier	M
Golat (PGE)	(591.70/232.12)	(ce travail)	(Burdigalian)	Molasse grise	M
Sur Frête		(Pfirter, 1997)	(Burdigalian)	Grès coquillier - Molasse grise	M
Les Rondonois		(Pfirter, 1997)	("Helvetian")	Poudingue polygénique	M
		(Pfirter, 1997)	(Burdigalian)	Grès coquillier - Molasse grise	M
26. Les Condémines (COND)	(593.50/232.50)	(ce travail)	(Quaternary?)	Contaminations de l'OMM (?)	?
	(593.30/232.45)	(Pfirter, 1997)	("Helvetian")	Poudingue polygénique - Sables à galets	S - C
	(593.30/232.45)	(Pfirter, 1997)	(Burdigalian)	Grès coquillier	M
	(595.91/232.51)	(Pfirter, 1997)	("Helvetian")	Poudingue polygénique	M
		(Pfirter, 1997)	("Helvetian")	Poudingue polygénique - Sables à galets	M
27. Sous-les-Roches		(Pfirter, 1997)	("Helvetian")	Poudingue polygénique	M
28. Vallon du Chaluet		(Pfirter, 1997)	("Helvetian")	Poudingue polygénique - Sables à galets	M
29. Combe d'Eschert	(597.21/232.84)	(Pfirter, 1997)	("Helvetian")	Poudingue polygénique	M
30. Eschert		(Vogel, 1934)	(Burdigalian)	Molasse grise	M
31. Grandval		(Vogel, 1934)	(Burdigalian)	Molasse grise	M
32. Le Côté ou le Cornet	(599.83/237.42)	(Pfirter, 1997)	("Helvetian")	Poudingue polygénique	M
33. Undervelier	(582.90/239.80)	(Birkäuser, 1925)	("Helvetian")	Poudingue polygénique	M
34. Foradrai	(579.95/240.50)	(Clément & Berger, 1999)	("Helvetian")	OMM de Foradrai	S (?)
35. Glovelier (GLO)	(580.36/242.08)	(Hug <i>et al.</i> , in prep.)	(MN4)	OMM de Glovelier	S
36. Montchaibeux-basis	(594.25/243.00)	(Kälin, 1993)	("Helvetian")	Rote Megel des Mont Chaibeux	S
37. Devant la Melt	(604.65/242.02)	(Kälin, 1993)	("Helvetian")	Poudingue polygénique	M
38. Vermes	(603.24/242.08)	(Kälin, 1993)	("Helvetian")	Helicidenmergel	C
39. Rebeuvelier-Vermes		(Pfirter, 1997)	("Helvetian")	Sables à galets	M
40. (Esther)	(603.42/243.35)	(ce travail)	("Helvetian")	Poudingue polygénique	S - C (?)
41. Corban (COR)	(603.20/243.85)	(ce travail)	("Helvetian")	Rote Mergel von Corban	S
Ouest Corban	(602.49/243.98)	(Rollier, 1898)	("Helvetian")	Rote Mergel von Corban	C
Ouest Corban	(602.49/243.98)	(Rollier, 1898)	("Helvetian")	Poudingue polygénique	M
42. Mettembert		(Liniger, 1925)	("Helvetian")	Poudingue polygénique	M
43. Kiffis-Saahof		(Fischer, 1965)	("Helvetian")	Turritellenbreccien und Kalksandstein	M
44. (KTRG)	(601.70/257.90)	(ce travail)	("Helvetian")	OMM	M
45. Giriang	(609.70/246.03)	(Kälin, 1993)	("Helvetian")	Marine Bildungen	M
46. Mümliswil		(Dalhaes & Gerth, 1912)	("Helvetian")?	Poudingue polygénique (?)	M
47. Muggmatt	(609.00/249.50)	(Buxtorf & Christ, 1936)	("Helvetian")	Roter Kalk mit Landschnecken	C
48. Lagenberg	(613.80/250.85)	(Buxtorf & Christ, 1936)	("Helvetian")	Marine Bildungen	M
49. Geissgädeler	(617.30/253.60)	(Buxtorf & Christ, 1936)	("Helvetian")	Roter Kalk mit Landschnecken	C
	(617.30/253.60)	(Buxtorf & Christ, 1936)	("Helvetian")	Marine Bild. (Tenniker Muschelagglomerat?)	M
	(617.80/253.40)	(Buxtorf & Christ, 1936)	("Helvetian")	Marine Bild. (Tenniker Muschelagglomerat?)	M
50. Belch	(617.80/253.40)	(Buxtorf & Christ, 1936)	("Helvetian")	Marine Bild. (Tenniker Muschelagglomerat?)	M
51. Ebnet	(619.10/253.60)	(Buxtorf & Christ, 1936)	("Helvetian")	Marine Bild. (Tenniker Muschelagglomerat?)	M
52. Gazoduc 26	(621.90/251.45)	(ce travail)	("Helvetian")	Tenniker Muschelagglomerat	M
Gazoduc 29	(623.85/251.95)	(ce travail)	("Helvetian")	Tenniker Muschelagglomerat	M
53. Tennikerfluh	(628.50/254.75)	(Merian, 1836)	("Helvetian")	Tenniker Muschelagglomerat	M
Gisberg	(629.00/254.56)	(Kälin, 1993)	("Helvetian")	Tenniker Muschelagglomerat	M
54. Känerkinder		(Waibel & Burri, 1961)	("Helvetian")	Tenniker Muschelagglomerat	M
55. Rünenberg		(Waibel & Burri, 1961)	("Helvetian")	Tenniker Muschelagglomerat	M

Fig. 3-36 Légende de la carte des affleurements de l'OMM.

Calcareous Nannofossils	Range (Base)	Range (Top)	TND3	TND4	TND5	TNR4	TNC	CO2.1	CO2.2	PGE2	PGE6	CORS	COR7	COR9	CDL10	CDL13	CDL14	CDL15	CDL17	CDL19	MW13	GLO P1	SP9	KTRG
<i>Braudosphaera bigelowii</i>	Aptien	Recent					1				1													
<i>Chiasmolithus grandis</i>	(?NP11) mid NP14a	NP17/18 boundary																			1			
<i>Coccolithus eopelagicus</i>	?	?																						
<i>Coccolithus pelagicus</i>	NP2	Recent	5	6										1		2								
<i>Coronocylus nitescens</i>	upper NP15	upper NN6							7	2								75	1	4	4		1	
<i>Cribocentrum reticulatum</i>	mid NP15	upp. NP20 bound. (?mid NP21)							1									1						
<i>Cyclacargo. abisectus (>10)</i>	?	?																						
<i>Cyclacargo. floridanus (<9)</i>	mid NP14a	NN6																						
<i>Dictyococites bis. fil. (cir)</i>	NP21 (?lower NP22)	lower NP23																1						
<i>Dictyococites bisectus bisectus</i>	upper NP17	upper NN2																2	1	1	1			
<i>Dictyococites hesslandii</i>	NP18	NN2							2									2			1			
<i>Dictyococites stavenis</i>	NP16/17 boundary	mid NN2																1						
<i>Discoaster deflandrei</i>	NP12	NN8 (HCO NN5)																	1					
<i>Discoaster saipanensis</i>	lower NP15	NP20/21 boundary											1											
<i>Ericsonia formosa</i>	NP10	NP21/22 boundary							2									2						
<i>Ericsonia robusta</i>	?	?																1						
<i>Heliolithus kleinpellii</i>	?	?											1											
<i>Lanter nithus minutus</i>	mid NP14a	lower NP23																						
<i>Lopholithus acutus</i>	lower NP15	lower NP16							1															
<i>Reticulofenestra coenura</i>	NP16	NP24																1						
<i>Reticulofenestra daviesi</i>	NP16	uppermost NP22							3															
<i>Reticulofenestra dictyoda</i>	upper NP12	NN11		1					4															
<i>Reticulofenestra hampdenensis</i>	NP15	NN2																1						
<i>Reticulofenestra haqii</i>	NP23	NN16																1						
<i>Reticulofenestra minuta</i>	NP18	NN19a				1												5						
<i>Reticulofenestra samodurovii</i>	lower NP15	lower NP24							2															
<i>Reworked Cretaceous</i>	-	-	2	6	2	2		3	10		1	12	1	30	1	3	15	2	15	22	8	1	5	
<i>Reworked Eocene</i>	-	-																			3			
<i>Reworked Paleocene</i>	-	-																1						
<i>Sphenolithus moriformis</i>	NP12	NN12																			1			
<i>Towelius callosus</i>	?	?																						
<i>Towelius crassus</i>	?	?							3															
<i>Towelius emihensis</i>	?	?																						
<i>Towelius pertusus</i>	?	?																						

Tab. 3-28 Résultats nannofossiles de l'OMM (en grisé, les espèces possibles synchrones à l'OMM)

définitivement et le milieu devient strictement continental. On retrouve une vaste plaine d'inondation mal drainée, essentiellement palustre (Corban). Des environnements lacustres peuvent également coexister (Vermes).

Plus au Sud, à Tramelan et à Court, le retrait de la mer laisse place à des environnements lacustres (coupe PGC, Tramelan - La Tuilerie).

Au Locle la mer s'est également retirée. Le delta côtier a fini de prograder, la plaine deltaïque semble avoir rempli le bassin et un environnement palustro-saumâtre dans un premier temps (Cridor, MN6), puis continental strict s'installe dans l'axe de la vallée (Rue des Régionaux, \geq MN6), bien que par intermittence on puisse retrouver des indices d'influence marine. Sur les flancs du synclinal, des cônes de déjections de petites dimensions alimentent le pied des pentes. Une activité tectonique est suspectée. Finalement le milieu se stabilisera (tectoniquement ?) et un grand lac occupera l'entier du synclinal (« Le Grand Lac oeningien du Jura neuchâtelois »).

Au Ponts-de-Martel on retrouve une évolution environnementale liée au retrait de l'OMM relativement proche de celle du Locle. Un milieu deltaïque ou de cône de déjection marin ou saumâtre, faisant suite à l'environnement côtier dominé par les marées, perdure relativement longtemps (Centre sportif, NN5), et passe graduellement à un milieu palustro-lacustre (Le Bied, MN5).

3.4 SYNTHÈSE SUR L'OSM DU JURA

Après les derniers dépôts lacustro-palustro-saumâtres de l'OMM, le Jura fait place à deux types d'environnements à dominante soit lacustre, soit fluviatile.

Les données géologiques et stratigraphiques sur les différents affleurements concernés de près ou de loin par l'OSM jurassien sont synthétisées par les Fig. 3-1, 3-2.

3.4.1 Les environnements lacustres

Après les derniers dépôts de Marnes rouges (MN5-6), généralement strictement continentaux, ou directement après les derniers dépôts de l'OMM (MN4-5) de nombreux lacs se développent dans différentes régions du Jura. Au début (MN5-6 ?) ces environnements lacustres ne sont pas francs et présentent des dimensions modestes (Tramelan, Golat, Vermes, Zeglingen). Ils

peuvent passer invariablement à des niveaux palustres ou être entrecoupés par des apports fluviatiles (cf. *Palaeoesox* sp. transporté Pré Golat Centre), essentiellement du Glimmersandschüttung. Par la suite, seul dans le synclinal du Locle - La Chaux-de-Fonds, un véritable lac s'installera, « Le Grand Lac oeningien du Jura neuchâtelois » (MN7). Ailleurs d'autres milieux palustro-lacustres subsisteront comme au Nebelberg (MN9) ou à Anwil (MN8).

Les faunes déterminées (ostracodes, charophytes, otolithes, gastéropodes) sont majoritairement palustres ou littorales à plan d'eau calme. Les associations d'ostracodes et charophytes plaident pour un milieu peu profond (de 0 à 3-4m maximum) et même pour des plans d'eau temporaires (*Fabaeformiscandona* cf. *balatonica*). De nombreuses espèces sont phytopiles (*Cypridopsis*, *Eucypris*, *Dolerocypris*), indiquant une riche végétation aquatique. Le milieu doit être oligotrophe à mésotrophe car de nombreux ostracodes présents sont des formes rampantes (*Candona*). Certaines formes d'ostracodes (*Pseudocandon*, *Ilyocypris*) montrent encore des aptitudes à vivre dans des eaux légèrement salées ou saumâtres et préférentiellement chaudes. L'existence de plans d'eau très minéralisée par l'évaporation est suspectée.

3.4.2 Les environnements fluviatiles

Le système de drainage du Glimmersandschüttung *s.s.* débute vraisemblablement dès les premiers dépôts lacustres (MN5). Avant, durant les dépôts de l'OMM, Le Paleoglimmersandschüttung pouvait se manifester sous forme de courants en partie marins (voir **3.2.4 Conglomérats & Grès de l'OMM**).

D'autres grands systèmes alluviaux originaires de Vosges et de la Forêt Noire se développent, au plus tard dès MN7, en parallèle aux environnements lacustro-palustres décrits ci-dessus. Ces systèmes, en tout cas le Vogesenschüttung, avaient déjà montré des prémices d'influences durant les dépôts de l'OMM (voir **3.2.4 Conglomérats & Grès de l'OMM**). A Bonfol, le Vogesenschüttung matérialise un système alluvial de rivières divagantes, montrant une allure intermédiaire entre les rivières strictement tressées et les rivières strictement méandriformes.

La microfaune récoltée est tellement pauvre que pratiquement aucune considération paléocéologique n'est possible. Seuls les *Ilyocypris* (forme rhéoeuryplastique) trouvés à La Lovère confirme un hydrodynamisme élevé du Vogesenschüttung.

4 – MINÉRALOGIE

4.1 MINÉRAUX LOURDS

L'essentiel des analyses de minéraux lourds du Paléogène a été traité par PICOT (2002). Les analyses des localités néogènes ainsi que celles de quelques nouvelles localités paléogènes ont été systématiquement présentées dans le chapitre 3 – **Sédimentologie & Paléontologie**. Les paragraphes suivants présentent une image synthétique de l'évolution des spectres de minéraux lourds dans les dépôts de la Molasse du Jura (Fig. 4-1).

Les sources potentielles principales reconnues dans les échantillons analysés

Le Massif Central

Spectre caractéristique dominé par le Zircon et la Tourmaline. Le Rutile, la Titanite et la Staurotite en sont des minéraux secondaires. Ce massif est une source de matériel durant essentiellement l'Oligocène inférieur et probablement exclusivement dans la partie septentrionale du Jura. Durant le Chattien supérieur et l'Aquitainien, il semble encore influent via un enrichissement, principalement en Zircon, du Genferseeschüttung.

Le Bouclier scandinave

Spectre caractéristique dominé par le Grenat et le groupe Epidote-Zoisite. Cette source semble active exclusivement durant l'Oligocène inférieur et dans la partie septentrionale du Jura. Son système de drainage emprunte l'axe du Fossé rhénan et peut être enrichi par des composants vosgiens ou de la Forêt Noire. La présence du groupe Epidote-Zoisite d'origine alpine dans le Jura ne sera possible qu'à partir du Chattien (BRIANZA *et al.*, 1983).

Les socles vosgien et de la Forêt Noire

Spectre caractéristique dominé par le Spinelle. Ces massifs peuvent déjà être une source de matériel au début de l'Oligocène, parfois par influence sur les drainages nordiques issus du Bouclier scandinave.

Le Freiburgerschüttung

Spectre caractéristique dominé par le Groupe Epidote-Zoisite. Ce fan alpin est actif durant les dépôts de l'USM (Chattien-Aquitainien) sur le Plateau et doit certainement enrichir le Genferseeschüttung.

Le Thunerseeschüttung

Spectre caractéristique dominé par le groupe Epidote-Zoisite. Ce fan alpin est actif durant les dépôts de l'USM (Chattien-Aquitainien) sur le Plateau et doit certainement enrichir le Genferseeschüttung. Il étend son domaine d'influence jusque dans les régions de Moutier et Balsthal (ANTENEN, 1973).

Le Genferseeschüttung

Spectre caractéristique dominé par le Zircon (FÜCHTBAUER, 1964), probablement issu du Massif Central. La Glaucothane peut en être un minéral-index (ANTENEN, 1973). Ce système de drainage est actif durant les dépôts de l'USM (Chattien-Aquitainien) sur le Plateau. Il s'écoule depuis l'WSW le long de l'axe du Bassin molassique et peut être enrichi par des apports alpins (Freiburgerschüttung, Thunerseeschüttung, ...) et certainement aussi par des apports du Massif Central. Il montre encore des influences dans les régions jurassiennes jusqu'à Delémont et Laufon (ANTENEN, 1973).

Le Napfschüttung

Spectre caractéristique dominé par le Grenat et le groupe Epidote-Zoisite. Ce fan alpin est le successeur du Thunerseeschüttung. Il est actif dès le Burdigalien, jusqu'au Serravalien. Durant les dépôts de l'OMM, ses composants ont pu être transportés sur le littoral Nord de la mer via des courants marins.

Le Glimmersandschüttung

Spectre caractéristique dominé par le Grenat et le groupe Epidote-Zoisite. Ce système de drainage est actif durant les dépôts de l'OSM (Langhien-Serrava-

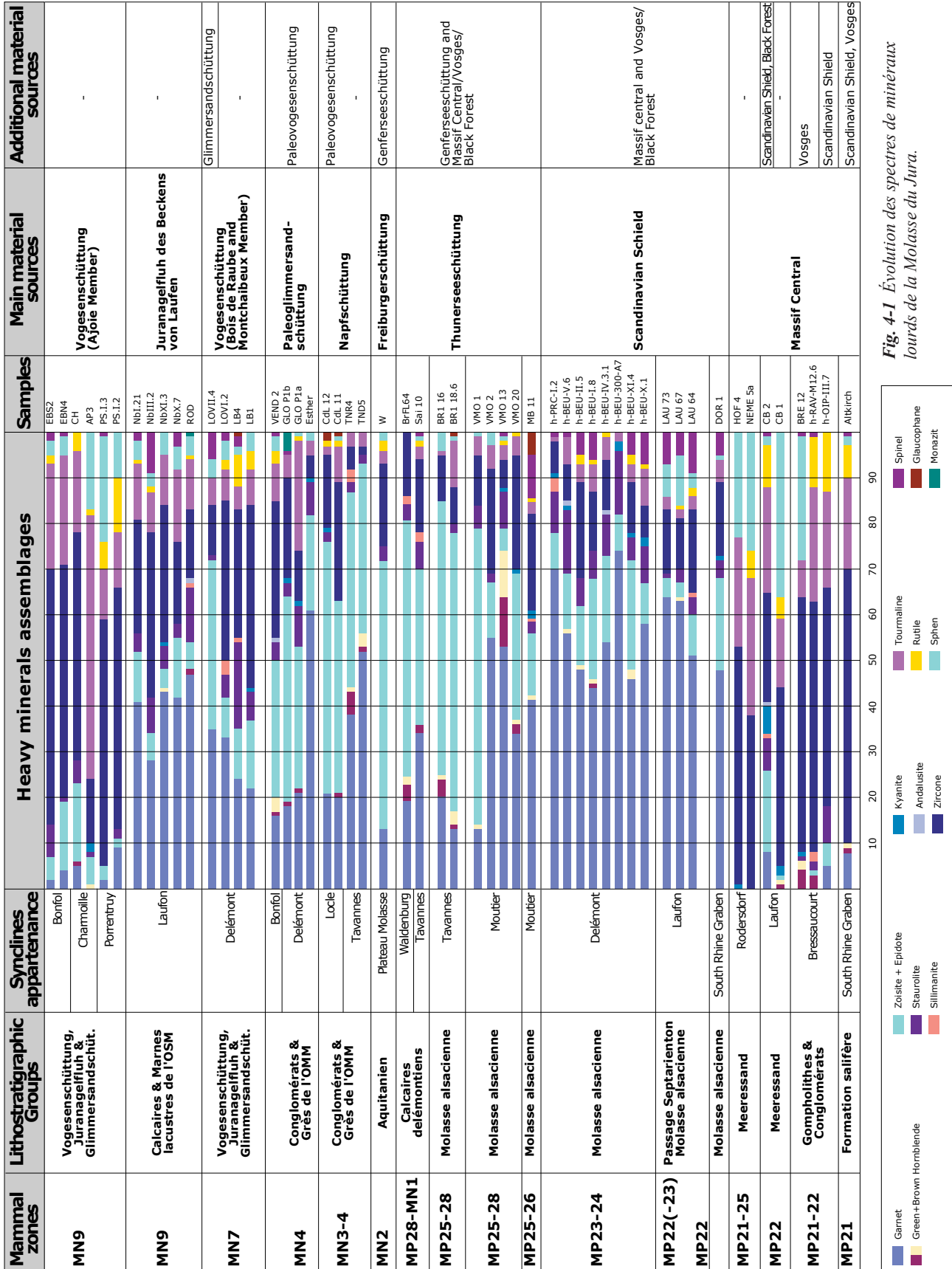
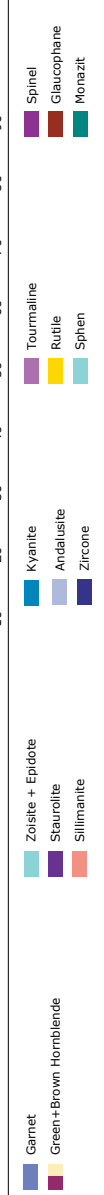


Fig. 4-1 Évolution des spectres de minéraux lourds de la Molasse du Jura.



lien). Il s'écoule suivant un axe grossièrement Ouest-Est depuis le Lac de Constance jusqu'à la région de Tramelan, en passant au Sud du synclinal de Delémont. Une influence orientale du Massif de Bohème n'est pas exclue. De plus des prémices d'influences à la fin de l'OMM sont suspectées (Paleoglimmersandschüttung).

Le Vogesenschüttung (Membre du Bois de Raube et du Montchaibeux)

Spectre caractéristique dominé par le Grenat, le Zircon et la Tourmaline. La Monazite et le Spinelle en sont probablement des minéraux secondaires. Ce système alluvial issu des Vosges est actif durant tout l'OSM, jusqu'au Tortonien. Il semble également déjà montrer des prémices d'influences à la fin de l'OMM (Paleovogesenschüttung). Il s'étend essentiellement en Ajoie et dans le synclinal de Delémont.

Le Vogesenschüttung (Membre d'Ajoie)

Spectre caractéristique dominé par le Zircon et la Tourmaline. La Monazite et le Spinelle en sont probablement des minéraux secondaires. Ce système alluvial est le même que celui du Membre du Bois de Raube et du Montchaibeux, mais avec des signatures minéralogiques, pétrographiques et biostratigraphiques différentes.

Le Juranagelfluf des Beckens von Laufen

Spectre caractéristique dominé par le Grenat et le Zircon. La Monazite et le Spinelle en sont probablement des minéraux secondaires. Ce système alluvial issu de la Forêt Noire est contemporain au Vogesenschüttung. Au Nebelberg, il est actif jusque dans le Tortonien et montre une extension possible jusque dans la partie Est du synclinal de Delémont.

4.1.1 Formation salifère d'Altkirch (MP21)

Echantillons

Carrière d'Altkirch (585.40/275.60)

Situation géologique

STORNI (2002)

Spectre

Dominance du Zircon et de la Tourmaline
Présence significative du Grenat et du Rutile

Interprétation

Source principale du Massif Central et apports secondaires du Bouclier scandinave et des Vosges

4.1.2 Gompholithes & Conglomérats (MP21-22)

Echantillons

Coupe de l'Oiselier (571.55/250.40), coupe de Bressaucourt (571.30/230.35) et forage de la Rasse (572.83/251.53)

Situation géologique

PICOT (2002), BECKER & CIVELLI (2002), BECKER & LAPAIRE (2003)

Spectre

Dominance du Zircon et de la Tourmaline
Présence significative du Rutile ou de la Titanite
Présence possible du Grenat et du groupe Epidote-Zoisite

Interprétation

Source principale du Massif Central et apports secondaires des Vosges ou du Bouclier scandinave

4.1.3 Meeressand & Calcaires marins (MP21-25)

Echantillons

Coupe de Chleinblauen (607.75/255.40), coupe de Mertzelen (603.25/257.80) et coupe de Hofstetten (604.50/257.60)

Situation géologique

PICOT (2002)

Spectre

Dominance du Zircon et de la Tourmaline
Présence significative du Rutile et/ou de la Titanite
Présence possible du Grenat et du groupe Epidote-Zoisite

Interprétation

Source principale du Massif Central et apports secondaires possibles de la Forêt Noire et du Bouclier scandinave

4.1.4 Septarienton (MP21-25)

Echantillons

Coupe de Laufen (602.25/251.00)

Situation géologique

PICOT (2002)

Spectre

Dominance du Grenat
Présence significative du Zircon et du Spinelle

Interprétation

Source principale du Bouclier scandinave et apports secondaires du Massif central et de la Forêt Noire et/ou des Vosges.

4.1.5 Molasse alsacienne à influence septentrionale (MP21-24)**Echantillons**

Coupe de Dornachbrugg (612.75/259.80) et coupes de La Beuchille (593.12/244.58)

Situation géologique

PICOT (2002) et ce travail (voir **3.1 Localisation des coupes et des affleurements**)

Spectre

Dominance du Grenat
Présence significative du groupe Epidote-Zoisite
Présence significative du Zircon et de la Staurotide
Présence annexe de la Tourmaline et du Spinelle

Interprétation

Source principale du Bouclier scandinave et apports secondaires du Massif central et de la Forêt Noire et/ou des Vosges.

4.1.6 Molasse alsacienne à influence alpine (MP25-29)**Echantillons**

Coupe de Moutier-Belprahon (597.22/236.46), coupe du Viaduc-Moutier (596.62/236.20) et forage de Bévillard (588.90/231.21)

Situation géologique

PICOT (2002)

Spectre

Dominance du Grenat et du groupe Epidote-Zoisite
Présence significative du Zircon
Glaucophane à Moutier-Belprahon

Interprétation

Source principale du Thunerseeschüttung et apports secondaires du Genferseeschüttung.
La présence de la Glaucophane à Moutier-Belprahon marque pour la première fois une influence

alpine (Genferseeschüttung) dans la Molasse alsacienne et par conséquent dans la Molasse du Jura. Une influence mineure des massifs hercyniens septentrionaux (Vosges, Forêt Noire, Massif Central) n'est pas exclue.

4.1.7 Calcaires delémontiens (MP28-MN1)**Echantillons**

Coupe de la Brochene Fluh (621.90/247.54) et coupe de Saicourt (582.00/233.00)

Situation géologique

FAVRE (1998), PICOT (2002) et ce travail (voir **3.1 Localisation des coupes et des affleurements**)

Spectre

Dominance du Grenat et du groupe Epidote-Zoisite
Présence significative du Zircon

Interprétation

Source principale du Thunerseeschüttung et apports secondaires du Genferseeschüttung
Une influence mineure des massifs hercyniens septentrionaux (Vosges, Forêt Noire, Massif Central) n'est pas exclue.

4.1.8 Aquitanien (MN1-2)**Echantillons**

Coupe de Wallenried (574.45/192.45)

Situation géologique

BECKER (1996), Becker *et al.* (2001) et ce travail (voir **3.1 Localisation des coupes et des affleurements**)

Spectre

Dominance du groupe Epidote-Zoisite et du Grenat
Présence significative du Zircon

Interprétation

Source principale du Freiburgerschüttung et apports secondaires du Genferseeschüttung

4.1.9 Conglomérats & Grès de l'OMM méridionaux (MN3)**Echantillons**

Coupe de Tavannes Route (581.17/231.22), coupe de Tavannes Décharge (579.35/259.35) et coupe du Crêt-du-Loche (550.75/214.20)

Situation géologique

Ce travail (voir **3.1 Localisation des coupes et des affleurements**)

Spectre

Dominance du groupe Epidote-Zoisite et du Grenat
Possible présence significative du Zircon
Glaucofane au Crêt-du-Loche

Interprétation

Source principale du Napfschüttung et apports secondaires possibles du Paleovogesenschüttung.
Influence alpine encore présente au Crêt-du-Loche

4.1.10 Conglomérats & Grès de l'OMM septentrionaux (MN4)**Echantillons**

Coupe Esther (603.42/243.35), karst de Glovelier (580.36/242.08).

Le faciès du karst de Vendlincourt (578.80/255.28) ne montre pas de caractère marin ou saumâtre, mais présente un spectre de minéraux lourds très proche de celui du karst de Glovelier.

Situation géologique

Ce travail (voir **3.1 Localisation des coupes et des affleurements**)

Spectre

Dominance du groupe Epidote-Zoisite et du Grenat
Présence significative ou annexe du Zircon, de la Staurotide et de la Tourmaline
Présence de la Monazite à Glovelier

Interprétation

Source principale du Paleoglimmersandschüttung et apports secondaires possible du Paleovogesenschüttung

4.1.11 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM (MN5-MN9)**Echantillons**

Coupe du Nebelberg (613.40/250.65), karst de Roderis (611.40/249.80)

Situation géologique

Ce travail (voir **3.1 Localisation des coupes et des affleurements**)

Spectre

Dominance du Grenat et du Zircon
Présence significative de la Tourmaline

Interprétation

Source principale du Juranagelfluh des Beckens von Laufen

4.1.12 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung (MN6-9)**Echantillons**

Coupes de La Lovère (586.90/244.48), karst de Liesberg (600.36/250.209) pour le Membre du Bois de Raube et du Montchaibeux

Coupes de l'Etang de Bonfol Nord (578.90/258.00) et Sud (579.15/257.60), Charmoille (582.24/252.94), karst d'Alle-Porrentruy (574.35/252.00) et karst de Porrentruy Sud (572.92/250.80) pour le Membre d'Ajoie

Situation géologique

Ce travail (voir **3.1 Localisation des coupes et des affleurements**)

Spectre pour le Membre du Bois de Raube et du Montchaibeux

Dominance du Grenat et du Zircon
Présence significative de la Tourmaline

Spectre pour le Membre d'Ajoie

Dominance du Zircon et de la Tourmaline

Interprétation

Source principale du Vogesenschüttung

4.2 ANALYSESPARDIFFRACTION X (XRD)

Les assemblages de minéraux argileux sont utilisés ici dans le but de déterminer une évolution climatique et son influence sur les dépôts de la Molasse du Jura. La composition des minéraux argileux des profils d'altération et des sols dépend principalement des conditions climatiques prévalant et leurs assemblages dans les sédiments peuvent être utilisés pour reconstituer les paléoclimats. De plus les minéraux argileux et leur abondance relative peuvent fournir des informations supplémentaires sur les sources de sédiments, les zones d'influences des systèmes distributaires et les reliefs (MILLOT, 1970 ; SINGER, 1984 ; CHAMLEY, 1989 ; WEAVER, 1989 ; CURTIS, 1990 ; VELDE, 1995 ; GAWENDA, 1999 ; THIRY, 2000).

4.2.1 Abréviations

Le Tab. 4-1 présente la liste des abréviations utilisées dans les paragraphes consacrés aux minéraux argileux ainsi que dans les représentations graphiques des Fig. 4-2 à 4-19.

RT	Roche totale	MA	Minéraux argileux	R	rapport
Phyllo	phyllosilicates	SM	smectite		
Qz	quartz	IS	interstratifiés	%	abondance relative
KF	feldspath potassique	IL	illite		
Plag	plagioclase	KAO	kaolinite	% wt	abondance pondérale
Cc	calcite	CHL	chlorite		
Do	dolomite				

Tab. 4-1 Abréviations utilisées dans l'étude des minéraux argileux.

4.2.2 Méthodes

Les analyses par diffraction aux rayons X (XRD) ont été effectuées à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel sur un Diffractomètre SCINTAG XRD 2000. Un petit nombre d'échantillons provenant de Wallenried (USM du Plateau) a été traité à l'Université de Fribourg sur un Diffractomètre SIEMENS D500.

Les échantillons pour la roche totale ont été préparés selon la méthode de KÜBLER (1987). Environ 20g de chaque échantillon sont broyés afin d'obtenir de petites particules de la roche (1-5mm). De ces 20g, 5g sont séchés à la température de 60°C et ensuite à nouveau broyé jusqu'à l'obtention d'une poudre homogène dont les grains sont <40µm. 800mg de cette poudre sont comprimés (20 bars) dans un porte-échantillon et analysés par XRD. La composition de la roche totale est déterminée en utilisant les standards externes basés sur les méthodes décrites par FRERRERO (1965, 1966), KLUG & ALEXANDER (1974), KÜBLER (1983), MOORE & REYNOLDS (1989) et ROLLI (1992). Les abondances des minéraux dans la roche totale sont exprimées en pourcentages pondéraux (% wt).

Les analyses de minéraux argileux sont basées sur les méthodes de KÜBLER (1987). Les particules broyées sont mélangées avec une solution aqueuse ionisée (pH 7-8) et agitées. La fraction carbonatée est éliminée par l'adjonction à température ambiante d'HCL 10% (1.25 N). La préparation réagit alors pendant 20 minutes ou plus, jusqu'à ce que tout le carbonate soit dissout. Une désagrégation aux ultrasons est effectuée toutes les 3 minutes. Le résidu insoluble est lavé et passé à la centrifugeuse (5-6 fois) jusqu'à l'obtention

d'une suspension neutre (pH 7-8). La séparation des différentes fractions granulométriques (<2µm et 2-16µm) est obtenue grâce à la relation entre le temps de sédimentation et la profondeur de pipetage basée sur la loi de Stokes. La fraction sélectionnée est alors pipetée sur une plaquette de verre et séchée à l'air à la température ambiante. La préparation orientée de la fraction <2µm est encore analysée après une saturation à l'éthylène glycol et un séchage à l'air. Les intensités des pics caractéristiques de chaque minéral (smectite, chlorite, illite, kaolinite, interstratifié) sont mesurées (cpm, coups par minute) pour les estimations semi-quantitatives des proportions des minéraux argileux présents.

L'identification des minéraux argileux dans les diffractogrammes XRD est vérifiée en utilisant le programme « SCINTAG DMS software package ». Dans cette procédure, les pics XRD caractéristiques de chaque minéral peuvent être superposés par d'autres minéraux définis par une même distance (d) de base (001) de leur réseau cristallographique. Dans le cas d'une superposition, des corrections sont effectuées par le « SCINTAG DMS software package » (utilisation d'algorithmes gaussiens), jusqu'à ce qu'un meilleur ajustement soit obtenu. Des corrections dues à de telles superpositions sont souvent nécessaires pour séparer des pics de la kaolinite (001) et de la chlorite (002) (les deux pics se situent à environ 12.2° sur les diffractogrammes). La contribution de la kaolinite et de la smectite dans ce pic cumulé est calculée indirectement à partir des intensités des pics de la kaolinite (002) et de la chlorite (004). Après la séparation des pics de la kaolinite (002) et de la chlorite (004) (24.9 et 25.2°), une abondance relative des deux minéraux est calculée à partir de leurs rapports respectifs.

$$R1 = [\text{kaolinite}(002) / (\text{kaolinite}(002) + \text{chlorite}(004))]$$

$$R2 = [\text{chlorite}(004) / (\text{kaolinite}(002) + \text{chlorite}(004))]$$

Ainsi ces rapports R1 et R2 sont utilisés pour recalculer les intensités de la kaolinite et de la chlorite à partir de l'intensité du pic commun à environ 12.2°. Finalement les intensités de la smectite (001), de la chlorite (002), de l'illite (001), des interstratifiés (001) et de la kaolinite (001) sont recalculées à 100% (abondance relative).

Les rapports des minéraux argileux utilisés dans cette étude sont calculés à partir des intensités de base (001) des pics des minéraux argileux concernés.

4.2.3 Significations climatiques des minéraux argileux

La formation de minéraux argileux dans un sol est fonction de la température moyenne annuelle, de la précipitation moyenne annuelle, de la saisonnalité, du type de substrat rocheux et du temps disponible pour la maturation des sols (CHAMLEY, 1989 ; WEAVER, 1989 ; VELDE, 1995). Cependant, pour qu'un signal climatique soit préservé dans des sédiments clastiques, un sol caractéristique doit être érodé, transporté et sédimenté. Les processus liés à l'érosion et au transport peuvent voiler quelque peu un signal climatique, par exemple à cause d'un mélange d'horizons indiquant des degrés d'altération différents (CURTIS, 1990). Les phénomènes d'érosion et de remaniement des substrats rocheux biaisent également considérablement les interprétations.

THIRY (2000) précise des cortèges argileux peu différenciés et constitués principalement de minéraux hérités et d'interstratifiés dans des sols formés sous

des climats tempérés. Dans les milieux arides chauds ou froids (désert ou taïga), il n'y a généralement pas de développement de sol. Les apports de minéraux argileux dans de telles régions proviennent essentiellement des substrats rocheux ou des paléosols. Ils sont donc principalement hérités. La zone méditerranéenne pourra cependant montrer le développement de sols à faible profil d'altération constitués de smectite et de palygorskite. Par contre, la KAO et la SM sont en général le produit d'une intense altération chimique. Ils se forment principalement dans des milieux inter-tropiques (savanes, forêts tropicales) et ont un véritable intérêt pour les reconstitutions paléoclimatiques (Fig. 4-2).

La kaolinite se forme préférentiellement sous des conditions climatiques tropicales à subtropicales. Une vaste altération associée à une précipitation pérenne et une température de sol minimale excédant 15°C favorise sa formation, laquelle est accompagnée par un lessivage progressif des cations et des oxydes de silicium (CURTIS, 1990 ; ROBERT & KENNET, 1994 ; GAWENDA, 1999).

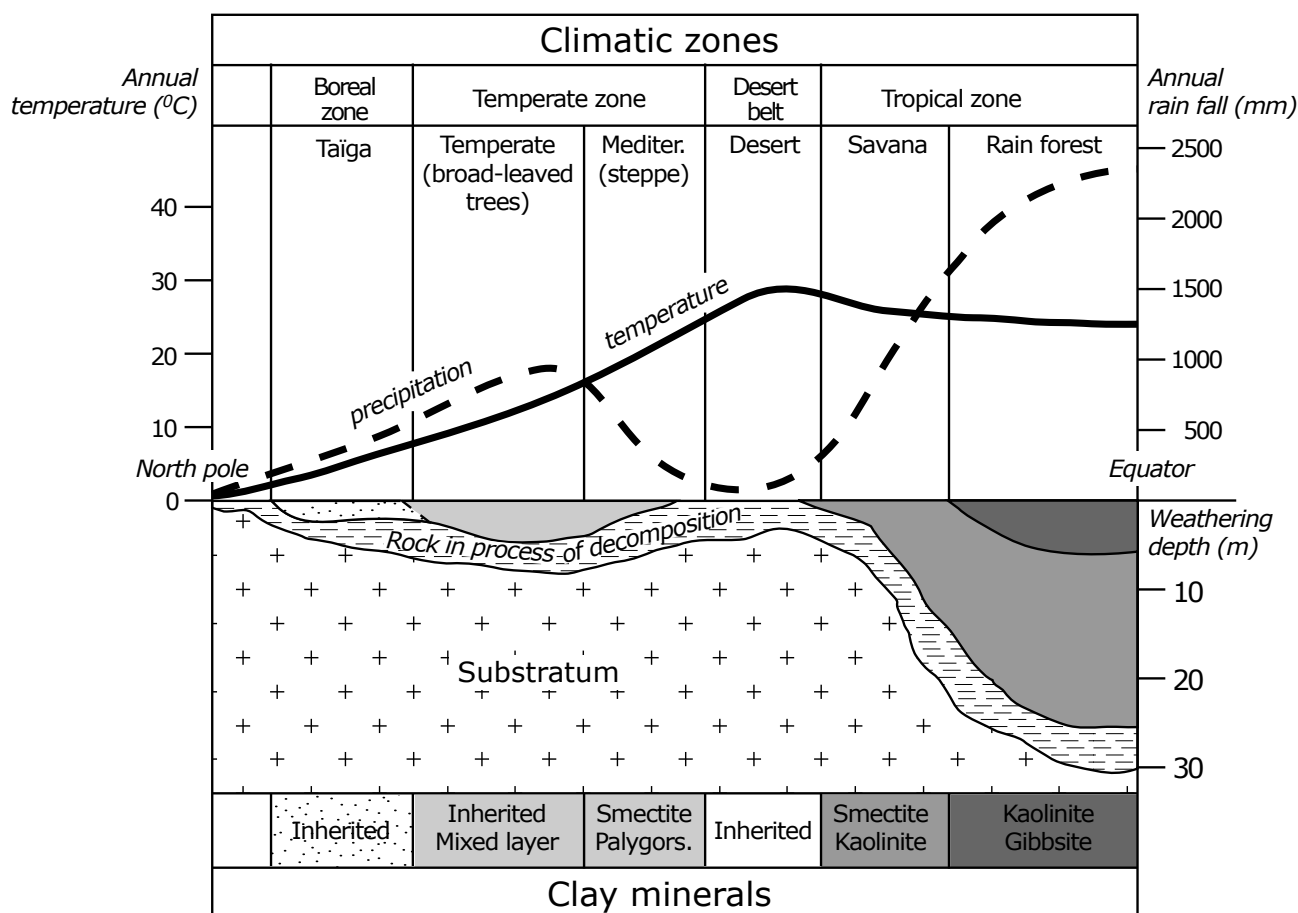


Fig. 4-2 Altération superficielle et néoformation des minéraux argileux en fonction des différentes zones climatiques (modifiée d'après Lisitzin, 1972 ; Pedro, 1975 ; Thiry, 2000).

La smectite se forme sous des climats subtropicaux et tempérés avec une saisonnalité distincte alternant des périodes humides et sèches. Durant la saison humide, la solution de cations est activée, alors que durant la saison sèche la formation de précipités est meilleure. Ainsi une région mal drainée à relief modeste favorise la formation de smectite (ROBERT & KENNET, 1994 ; GAWENDA, 1999).

Des températures moyennes annuelles froides, des précipitations annuelles basses et des périodes limitées dans le temps pour le développement de sols empêchent une altération chimique intense et favorisent la formation d'illite, de chlorite et d'interstratifiés (hautes teneurs en Si, Mg, K) (CURTIS, 1990). Cette association minéralogique est dominante dans des sols immatures, soumis à une faible altération chimique (ROBERT & KENNET, 1994). L'illite et la chlorite peuvent également provenir de l'érosion d'une roche mère non altérée. Une augmentation de ces minéraux est également souvent observée dans des régions avec des reliefs escarpés et/ou une forte activité tectonique, où une rapide érosion ne permet pas la formation de sol (GAWENDA, 1999).

La topographie influence directement la maturation du sol et l'érosion. Ainsi l'influence du climat par rapport au relief peut être évaluée en comparant les rapports des minéraux argileux caractéristiques.

- Le rapport SM/KAO fournit des informations sur le régime des précipitations et la saisonnalité (la formation de ces minéraux est dépendante du flux d'eau).
- Les rapports SM/IL+CHL et KAO/IL+CHL représentent l'influence du climat et du relief sur l'altération chimique.
- Le rapport KAO+SM/IL+CHL+IS fournit une information sur l'importance du détritisme. Il se combine aussi avec l'indice de détritisme tirée du rapport $Cc/détritus = Cc/Phyllo+Qz+KF+Plag$ des analyses sur la roche totale.

Le transport des minéraux argileux depuis des régions montagneuses durant des périodes à activité tectonique stable montre peu de variation d'abondance individuelle. Par contre, une activité tectonique matérialisant un relief régional ou local abrupt se marquera par des fluctuations prononcées dans les abondances de minéraux (GAWENDA, 1999).

4.2.4 Altération, diagenèse et source possible des minéraux argileux

Une altération diagénétique de paléosols ou de sédiments après un enfouissement peut modifier la composition minéralogique de manière variée. Cependant la composition générale et la présence de certains minéraux argileux plus stables dans des dépôts marneux déposés relativement rapidement préservent probablement une partie des signaux climatiques originaux. En effet, dans ce type de dépôts, les rapports kaolinite/smectite/illite ne devraient pas changer drastiquement jusqu'à des températures d'enfouissement d'environ 80 à 90°C (CURTIS, 1990). La présence continue et variable de la smectite dans l'ensemble des dépôts molassiques jurassiens et l'absence d'une tendance à sa diminution, corrélée avec une augmentation de l'illite, de la chlorite et/ou des interstratifiés (produits de transformation diagénétique par agradation de la smectite) dans les niveaux les plus profonds permettent d'exclure d'éventuelles altérations diagénétiques sous l'effet de l'enfouissement.

Les véritables paléosols dans la Molasse du Jura sont très rares. Généralement on n'en retrouve que des reliques sous forme de nodules calcaires transportés. L'essentiel des cortèges argileux sont donc hérités, soit d'une roche mère locale ou distale, soit d'un paléosol contemporain. Cependant les publications concernant la distribution de minéraux argileux dans les assises mésozoïques du Jura sont peu nombreuses. On notera en particulier KÜBLER (1962), PERSOZ (1982), PITTET (1996), MOUCHET (1998) et COLOMBIÉ (2002).

L'illite demeure strictement détritique, qu'elle ait transité ou non par des sols. Elle montrent une origine alpine préférentielle, généralement associée à la chlorite. Elle peut également être héritée de l'érosion et/ou de l'altération des assises jurassiques et des massifs nordiques des Vosges et de la Forêt Noire. COLOMBIÉ (2002) en mentionne en moyenne 38% dans le Kimmérien et PITTET (1996) 50% dans l'Oxfordien. On la retrouve encore dans l'essentiel des dépôts oligo-miocènes du Bassin molassique.

La CHL est probablement essentiellement d'origine alpine. Une altération et/ou une érosion des massifs des Vosges et de la Forêt Noire est également possible. On la retrouve dans l'essentiel des dépôts oligo-miocènes du Plateau et du Jura. Par contre elle est totalement absente dans le Dogger, le Malm et le Crétacé (KÜBLER, 1962). Cependant PITTET (1996) signale sa présence dans quelques échantillons isolés de l'Oxfordien, mais toujours dans des proportions accessoires (2%).

Les IS sont très bien représentés dans les dépôts du Mésozoïque local. COLOMBIÉ (2002) en mentionne en moyenne 26% dans le Kimméridgien et PITTET (1996) 35% dans l'Oxfordien. Par contre ils semblent beaucoup plus rares dans les dépôts de la Molasse tant du Plateau que jurassienne (généralement inférieur à 5%). La plupart du temps les interstratifiés jurassiques ou molassiques sont des IL-SM.

La KAO est signalée dans les calcaires hauteriviens, dans le Kimméridgien et dans l'Oxfordien (KÜBLER, 1962). COLOMBIÉ (2002) en mentionne en moyenne 36% dans le Kimméridgien et PITTET (1996) 15% dans l'Oxfordien. Elle est très riche dans les dépôts du Sidérolithique. Elle disparaît au début de la sédimentation molassique du Plateau proprement dite. Par contre elle est régulièrement présente dans la Molasse du Jura et dans la Molasse bavaroise (MONNIER, 1979).

La SM peut se rencontrer dans les assises de l'Oxfordien, du Purbeckien et de l'Hauterivien (KÜBLER, 1962). COLOMBIÉ (2002) ne la signale pas dans le Kimméridgien. PITTET (1996) mentionne très rarement de faibles teneurs de smectite dans l'Oxfordien, souvent sous forme d'IS IL-SM. La SM est très fréquente dans la Molasse du plateau comme dans la Molasse du Jura.

4.2.5 Résultats des analyses XRD

UMM RHÉNANE ET DÉPÔTS CONTINENTAUX JURASSIENS CONTEMPORAINS

4.2.5.1 Pâturage (PAT)

Cette coupe de 4.5m est située dans le synclinal de Moutier (594.60/237.30) et est présentée en détail dans le travail de PICOT (2002). Son lithofaciès se compose exclusivement de calcaires massifs, homogènes, durs et de couleur grise appartenant au Groupe des Calcaires inférieurs & Terre jaune (voir **2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**).

Environnement

Environnement lacustre à gastéropodes et charophytes dont le plan d'eau peut subir des émergences et des colonisations de végétaux.

Biostratigraphie

PICOT (2002) date les dépôts des Calcaires inférieurs & Terre jaune de la zone à charophyte *Harrisi-chara tuberculata* jusqu'à MP27. L'affleurement PAT

semble correspondre à une des plus vieilles localités post Eocène du synclinal de Moutier et appartient probablement aux zones mamaliennes MP21-22.

Roche totale (Fig. 4-3a)

Calcaires pratiquement purs (généralement plus de 90% wt de carbonates) accompagnés d'une fraction argileuse toujours inférieure à 5% wt.

Minéraux argileux (Fig. 4-3a)

Les niveaux 2 et 7 de la base du profil montrent une dominance nette de la SM (env. 30-40%) et de l'IL (>50%). Les niveaux 12 et 14 du profil se caractérisent par l'apparition de la KAO (>30%) au détriment essentiellement de la SM et de l'IL. Le niveau 19 du sommet du profil est marqué par une légère diminution de la KAO (plus qu'env. 10%) au profit de la SM et de l'IL. La CHL et les IS se corrélaient positivement et suivent grossièrement le trend de la KAO. Les IS demeurent toujours inférieurs à 10%, alors qu'on retrouve près de 30% de CHL dans le niveau 12.

Interprétation

La composition de la roche totale parle clairement en faveur d'une sédimentation en milieu calme, sans véritable détritisme. D'ailleurs le rapport Cc/détritus est toujours supérieur à 50, ou alors les composants du détritisme (Phyllo, Qz, KF, Plag) sont absents.

Une partie des minéraux argileux semblent hérités des assises oxfordiennes sous-jacentes, certainement en ce qui concerne l'IL, les IS et une frange continue d'environ 10% de KAO. La SM devrait être le produit d'une transformation à partir d'une altération probablement in situ des IS oxfordiens (IL-SM). D'ailleurs l'abondance relative des IS additionnée à celle des SM montre une valeur très proche de celle des IS retrouvés dans les assises oxfordiennes par PITTET (1996) (env. 35%). Ceci nous donne une première indication sur un climat à contraste saisonnier et une région sans véritable relief et mal drainée.

L'augmentation de la KAO dans les niveaux 12 et 14 ne semble pas être liée à un remaniement du sidérolithique. Le niveau 12 se corréla d'ailleurs bien avec les maxima des rapports KAO+SM/CHL+IL+IS, SM/IL+CHL et KAO/IL+CHL, qui reflètent une période particulièrement calme au niveau des apports détritiques. La KAO semble plutôt néoformée et représente un signal climatique. De plus l'abondance maximale de la KAO mesurée dans le niveau 14 se corréla encore avec une augmentation de la CHL et des IS. Les IS montrent une nette corrélation négative avec les SM, ce qui semble refléter une transformation

moins marquée des IS oxfordiens en SM au profit d'une néoformation de la KAO. L'augmentation de la CHL devrait refléter une période à influence détritique liée à une forte érosion de l'arrière-pays. Une baisse momentanée du contraste saisonnier devrait également caractériser cette période. La CHL serait alors probablement héritée d'une altération superficielle

d'un massif hercynien (Massifs Central, Vosgien, de la Forêt Noire ou même Bohémien), les minéraux lourds ayant mis en évidence l'absence d'apport alpin durant cette période dans le Jura. La KAO pourrait avoir une même origine pour autant qu'une kaolinisation ait pu se produire dans ces régions distales. Cependant une continuation de néoformation de KAO est fortement suspectée dans ce contexte un peu plus hydrolysant.

En termes de climat, la tendance générale est à un climat subtropical à léger contraste saisonnier pour la partie inférieure du profil. La partie supérieure est marquée par une légère diminution du contraste saisonnier et une érosion peut-être un peu plus active et continue de l'arrière-pays.

4.2.5.2 Develier (DEV)

La coupe Develier villa (589.58/245.80), d'une puissance de 3.5m, se situe dans le synclinal de Delémont et est présentée en détail dans le travail de PICOR (2002). Elle matérialise le contact entre le Mésozoïque et le Tertiaire, à savoir la Formation des Meeressand sur les assises du Kimméridgien (voir 2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène).

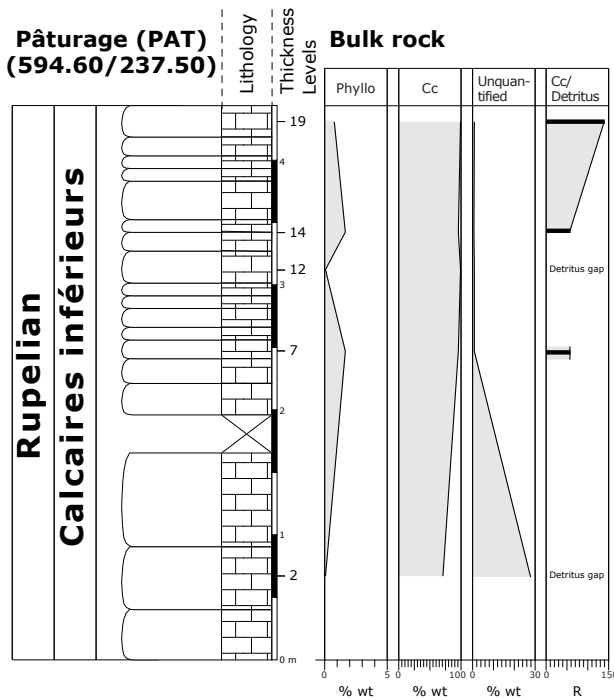


Fig. 4-3a Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la coupe du Pâturage (PAT).

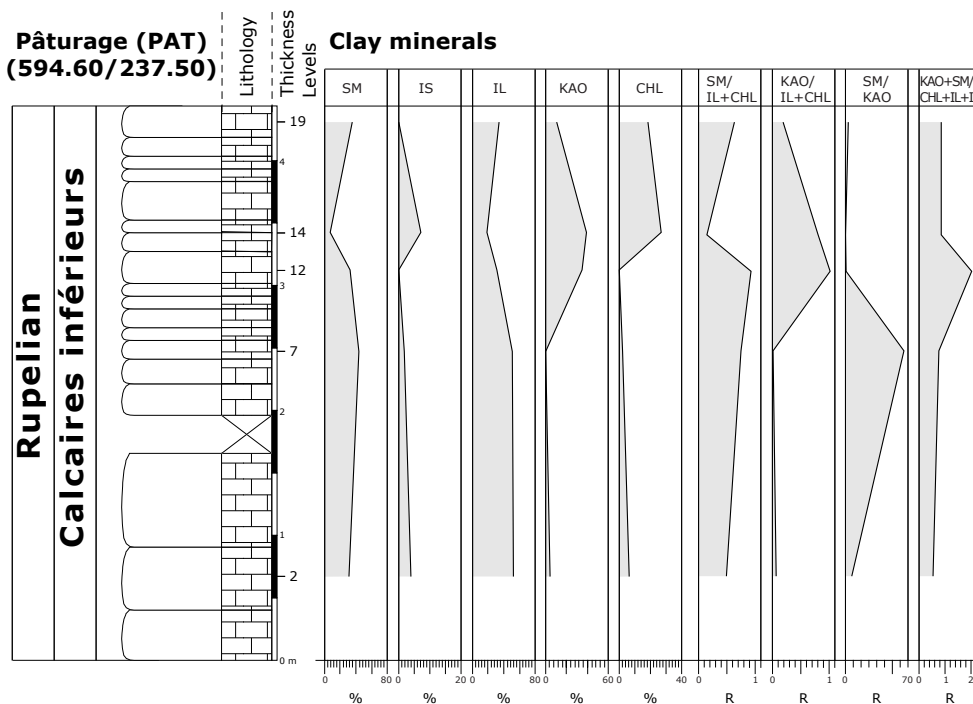


Fig. 4-3b Abondance semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe Pâturage (PAT).

Environnement

Environnement marin côtier situé à l'exutoire d'un système alluvial.

Biostratigraphie

Zone à *Harrisichara tuberculata*, soit entre le sommet du Priabonien et la base du Rupélien (MP21-22)

Roche totale (Fig. 4-4a)

L'échantillon X a été prélevé à la base de la coupe et représente un calcaire pur du Kimméridgien.

Le partie supérieure de la coupe, exclusivement tertiaire, présente une composition minéralogique peu diversifiée et variée. On retrouve la Cc comprise entre 40% wt et 50% wt et une frange de Qz à environ 10% wt. La fraction argileuse montre une abondance comprise entre 5 et 15% wt.

Minéraux argileux (Fig. 4-4b)

Le cortège argileux du niveau X est caractéristique des assises kimméridgiennes avec plus de 40% de KAO, environ 30% d'IL et 6% d'IS. Un fait étonnant est la forte abondance de CHL avec près de 20%.

Le spectre de minéraux argileux est peu varié. On retrouve une frange stable de KAO 50-60%, de la CHL entre 10 et 15% et très peu d'IS, généralement moins de 5%. La SM apparaît dès le premier niveau (7-8) et demeure constante tout le long du profil à environ 35%.

Interprétation

L'indice de détritisme est constant sur l'ensemble des niveaux tertiaires, reflétant un apport terrigène constant, certainement proximal.

Par rapport au Kimméridgien on constate une diminution de l'IL et des IS au profit de la SM, reflétant probablement une transformation par dégradation en SM. Un signal climatique d'une altération dans une région à contraste saisonnier est suspecté.

La KAO semble en majeure partie héritée du Kimméridgien et/ou du Sédimentolite. Cependant avec de telles abondances, une influence de néoformations dans des paléosols contemporains n'est pas exclue. On pourrait alors imaginer une légère signature d'un climat plus tropical qui aurait néoformé un peu de KAO.

La CHL, assez abondante, devrait provenir du Massif des Vosges ou autres massifs hercyniens septentrionaux. Un héritage alpin paraît exclu, car aucune communication ne semble établie à l'époque.

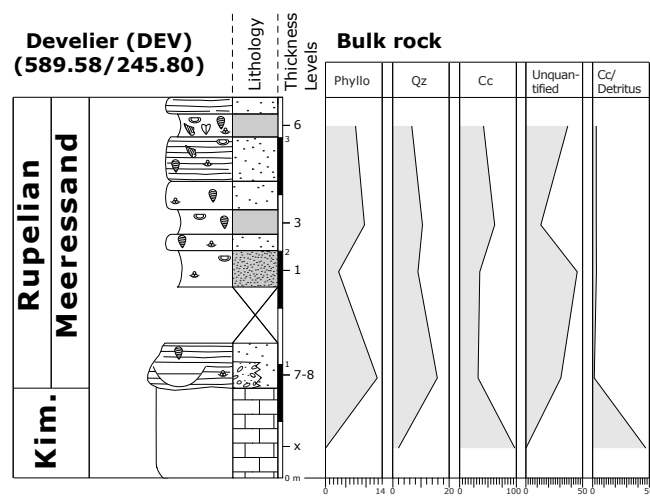


Fig. 4-4a Abondances des phases minérales majeures (en % pondérales) de la coupe de Develier (DEV).

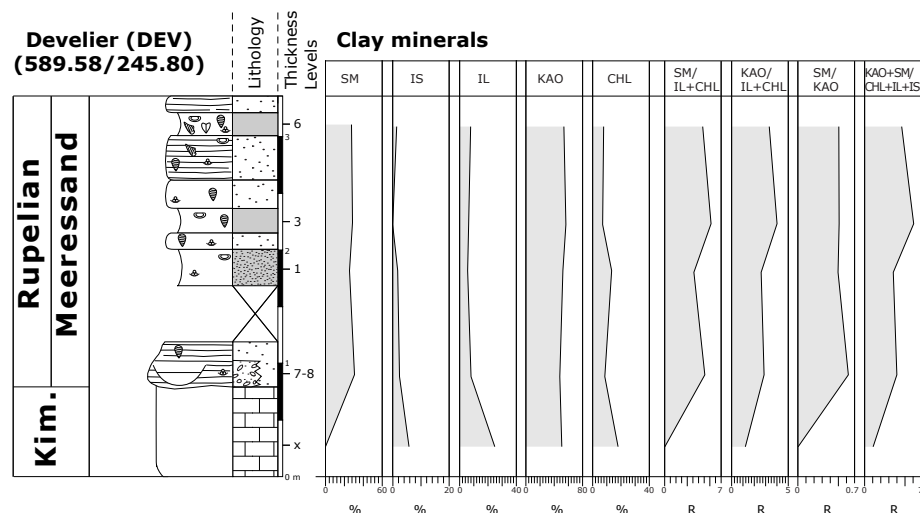


Fig. 4-4b Abondances semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe de Develier (DEV).

4.2.5.3 Bressaucourt (BRE)

La coupe Bressaucourt, Est Bois Carré, (571.30/250.35), constitue plus de 30m de calcaires, de marnes, de grès et de conglomérats à couleur dominante rouge surmontant les assises du Kimméridgien. Malheureusement le contact à proprement parlé n'était pas affleurant. Ces dépôts appartiennent aux Conglomérats de Porrentruy (voir **2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**) et cette localité a déjà été longuement discutée par BECKER & CIVELLI (2002), PICOT (2002) et PICOT *et al.* (2003).

Environnement

Environnement côtier deltaïque situé à la limite du domaine continental et du domaine marin.

La présence des niveaux conglomératiques et de gros blocs suggère l'existence d'un relief conséquent matérialisé par des falaises d'une dizaine de mètres et entaillé par des canyons. Certains niveaux de marnes à microfaunes lacustres (ostracodes) suggèrent l'existence de petits lacs d'eau douce le long de la côte, à l'abri des exutoires des canyons.

Biostratigraphie

La datation de ces niveaux est problématique. Par corrélation avec des âges déterminés dans les Septarienton voisins et probablement contemporains, PICOT (2002) leur attribue un âge NP21. Cependant la biostratigraphie des nannofossiles peut poser quelques problèmes, car elle est souvent basée sur des disparitions. Généralement d'autres méthodes (dinoflagellés) donnent des âges plus jeunes, basés sur des apparitions. Le cadastre des gisements à mammifères de Bâle signale un *Aceratherium* sp. à l'Oiselier (571.62/250.56), localité à Conglomérats de Porrentruy, voisine de celle de Bressaucourt et un *Aceratherium filholi* à Bressaucourt même. Ces deux périssodactyles sont en fait *Ronzotherium* sp. et *Ronzotherium filholi*. Cette dernière espèce est caractéristique des zones MP22-25(26), alors que le genre *Ronzotherium* apparaît en Europe dès MP21 (voir **5 – Rhinocerozoidea**). Ainsi un âge Rupélien inférieur est admis, probablement MP22.

Roche totale (Fig. 4-5a)

La base du profil (niveaux 0 à 3) est peu marquée par le détritisme. Les carbonates dominent largement avec des abondances de la Cc comprises entre 50% wt et plus de 70% wt. Par la suite les échantillons montrent une signature détritique plus prononcée avec des abondances de Phyllo jusqu'à près de 20% wt et de Qz jusqu'à près de 15% wt. Tout le long du profil,

la Cc montre une corrélation négative avec les Phyllo, alors que le Qz reflète une légère tendance régulière à l'augmentation. Le dernier niveau (15), au sommet de la coupe, se distingue par une baisse de la Cc et une stagnation du Qz et des Phyllo, qui semblent essentiellement due à l'augmentation des indosés.

Plusieurs niveaux ont encore révélé la présence de la Goethite ou de la Pyrite.

Minéraux argileux (Fig. 4-5b)

Le cortège argileux de l'ensemble des échantillons est assez monotone. Il est dominé par la KAO et la SM plus des 60% à eux deux en général. Les IS ne sont jamais supérieurs à 5% et l'IL à 20%. La CHL est un peu plus abondante, généralement supérieure à 10% et pouvant atteindre un maximum à plus de 20%.

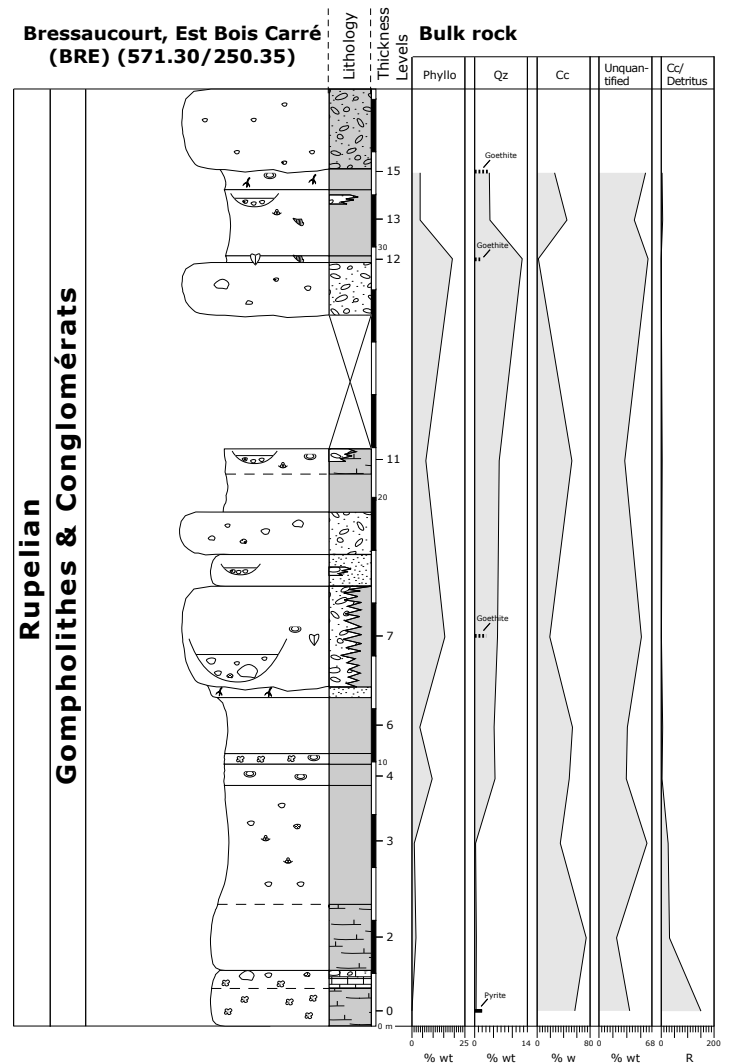
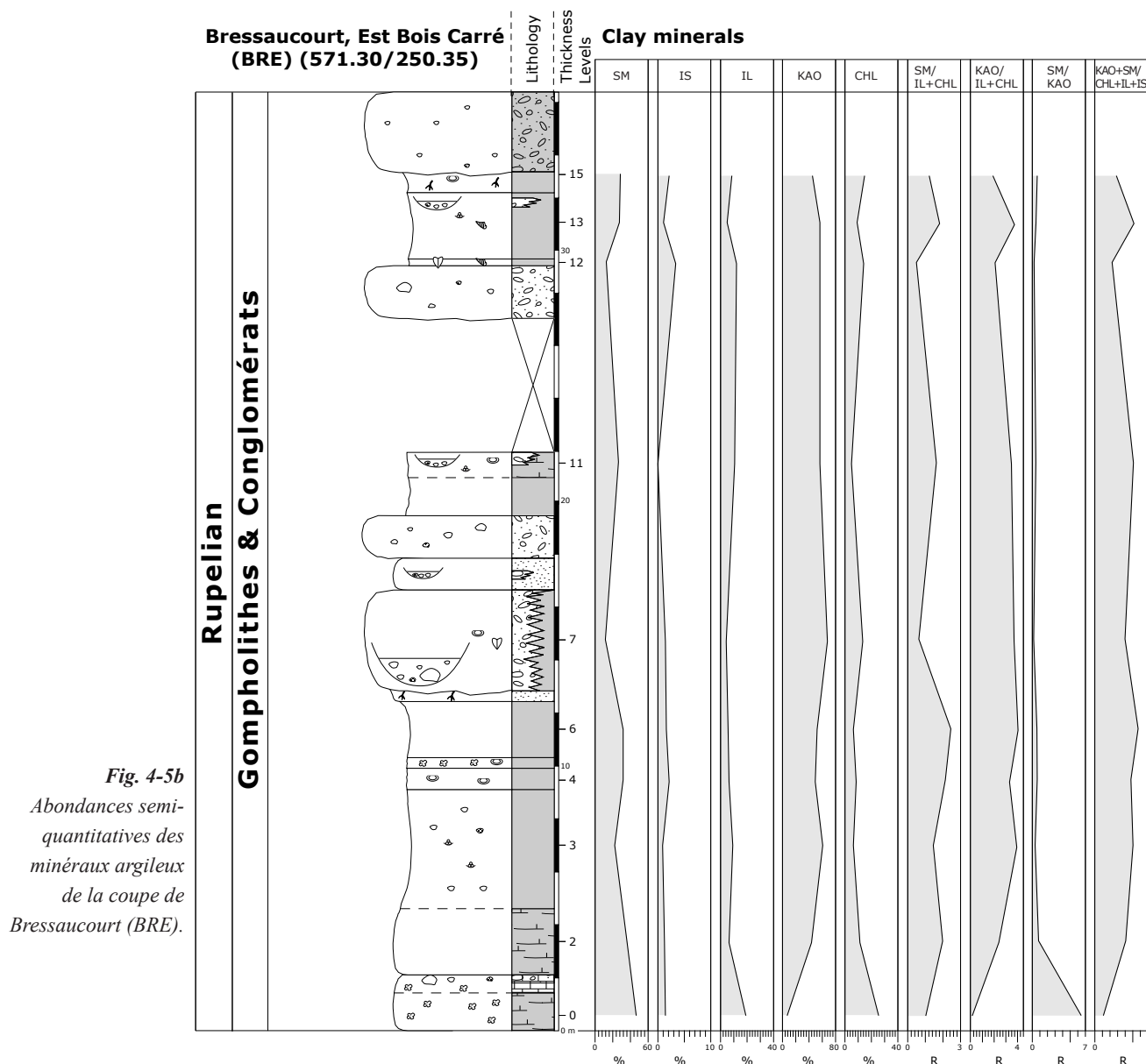


Fig. 4-5a Abondance des phases minérales majeures (en % pondérales) de la coupe de Bressaucourt (BRE).



Il semble que, dans la première moitié du profil, la SM se corrèle positivement avec les IS, alors qu'elle se corrèle négativement dans la deuxième. Dans la partie supérieure, la CHL, l'IL et les IS se corrèlent positivement. La KAO varie peu, excepté à la base (niveaux 0-2) où elle est un peu plus faible, au profit de la SM. Par la suite, des niveaux 4 à 7, elle se corrèle encore négativement avec la SM, mais dans des amplitudes modestes. A partir du Niveau 7 la KAO reste constante, et les variations ne se font plus qu'entre la SM, l'IL, la CHL et les IS.

Interprétation

La base de la coupe (niveaux 0 à 3) correspond à une période de sédimentation tranquille, sans influence détritique majeure. Elle est caractérisée par une dominance de la SM sur la KAO. Un signal climatique caractérisé par une altération des héritages

du Kimméridgien (IL et IS) est suspecté. Ensuite la KAO devient dominante et un second signal climatique est suggéré. Cependant il est clair qu'une grande partie de la KAO est héritée du Kimméridgien et/ou du Sidérolithique.

Tout le long de la coupe, les IS et l'IL demeurent dans de faibles abondances et semblent refléter avec la SM un équilibre entre héritage et altération par dégradation.

La CHL est un héritage plus ou moins constant des zones plus distales, probablement les Vosges ou peut-être le Massif Central, comme le suggèrent les minéraux lourds. Avec la SM et la KAO, elle est le principal paramètre de contrôle des rapports SM/IL+CHL, KAO/IL+CHL et KAO+SM/CHL+IL+IS. Elle reflète des massifs externes en érosion, peut-être l'existence d'une phase de surrection.

4.2.5.4 Dornachbrugg (DOR)

Cette affleurement se situe le long de la Birse à Dornach, dans la bordure Sud du Fossé Rhéna (612.75/259.80). Son profil matérialise près de 8m de grès et de marnes de Molasse alsacienne (voir **2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**). PICOT (2002) présente dans le détail cette localité.

Environnement

Environnement côtier estuarien

Biostratigraphie

Les restes de macrovertébrés signalés à Dornachbrugg indiquent le niveau mammalien MP22 (ENGESSER & MÖDDEN, 1997).

Minéraux argileux (Tab. 4-2)

Les deux niveaux échantillonnés à la base de la coupe de PICOT (2002) montrent une composition argileuse à chaque fois dominée par la SM à plus de 50%. L'IL varie de manière négative par rapport à la SM. Les IS sont quasi inexistantes, inférieurs à 5%. La CHL et la KAO, entre 8 et 15% chacun, semblent varier de manière opposée.

	SM	IS	IL	KAO	CHL
DOR 6	57.41%	2.25%	15.78%	8.77%	15.78%
DOR 5	62.72%	3.76%	12.32%	12.36%	8.83%
	SM/ IL+CHL	KAO/ IL+CHL	SM/KAO	KAO+SM/ CHL+IL+IS	
DOR 6	1.819062	0.277838	6.547196	1.957126	
DOR 5	2.964967	0.584331	5.074122	3.013244	

Tab. 4-2 Abondances relatives des minéraux argileux de Dornachbrugg (DOR).

Interprétation

Les IS et l'IL sont classiquement des héritages des assises mésozoïque. La SM, avec une moyenne de près de 60%, montre une abondance relative en nette augmentation par rapport aux localités précédentes. Elle est le résultat de la transformation par dégradation de ces IS et IL hérités. La CHL est encore un héritage d'un massif nordique, probablement de la Forêt Noire vu la position géographique de cette localité.

On considère généralement la KAO comme une frange héritée du Mésozoïque, en tout cas en partie. Cependant, étant donné qu'elle se corrèle négativement avec la CHL, minéral hérité par excellence, on pourrait se poser la question d'une influence climatique. Les analyses sont, bien entendu, trop peu nombreuses pour se prononcer. De plus des abondances relatives aussi faibles restent assez caractéristiques d'un héritage mésozoïque.

4.2.5.5 Laufon (LAU)

Dans la carrière de Laufon (605.25/251.00) une série de 8 coupes corrélables entre elles a permis de lever un profil de près de 30m dans les Septarienton et la Molasse alsacienne (voir **2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**). PICOT (2002) présente dans le détail cette localité. La base de la coupe repose directement sur un platier rocheux kim-méridgien et montre le passage des Septarienton à la Molasse alsacienne.

Environnement

Quatre environnements successifs sont interprétés à Laufon (PICOT, 2002). La base du profil représente un environnement côtier matérialisé par un platier rocheux, suivi d'un environnement marin de bassin. La partie supérieure montre un environnement marin de delta sous-marin progradant, passant progressivement à un environnement saumâtre de delta aérien.

Biostratigraphie

Cette localité est datée par nannofossiles de la zone nannoplanctonique NP22, ce qui correspond à la zone mammalienne MP22, peut-être MP23.

Roche totale (Fig. 4-6a)

La base de la coupe, jusqu'au niveau S14, montre une composition minéralogique stable, composée par en 20% wt de Phyllo, 20% wt de Qz, 5% wt de KF et de Plag et 25% wt de Cc. On observe également une frange continue de 2-3% wt de Do, ainsi qu'une présence discontinue de 0 à 3% de Goethite.

La partie supérieure est beaucoup plus variée. Le Qz, le Plag et le KF montrent des changements d'abondance parallèles et se corrèlent négativement avec les Phyllo. La Cc demeure grossièrement constante, excepté pour trois niveaux (L24, S3.7 et L74) où elle montre des excursions positives, mais sans lien apparent avec les autres phases minérales. La Goethite et la Do se corrèlent positivement et montrent des tendances en partie similaires aux Qz, Plag et KF.

De plus, on observe régulièrement le long du profil des traces d'Ankérinite, plus rarement d'Hématite et de Pyrite.

Minéraux argileux (Fig. 4-6b)

La SM est le minéral argileux nettement dominant et elle se corrèle négativement avec la KAO tout le long du profil. Elle présente des abondances relatives moyennes à plus de 50%. La KAO, l'IL et la CHL se corrèlent positivement entre elles. La CHL présente en moyenne une abondance de 17%, mais peut montrer

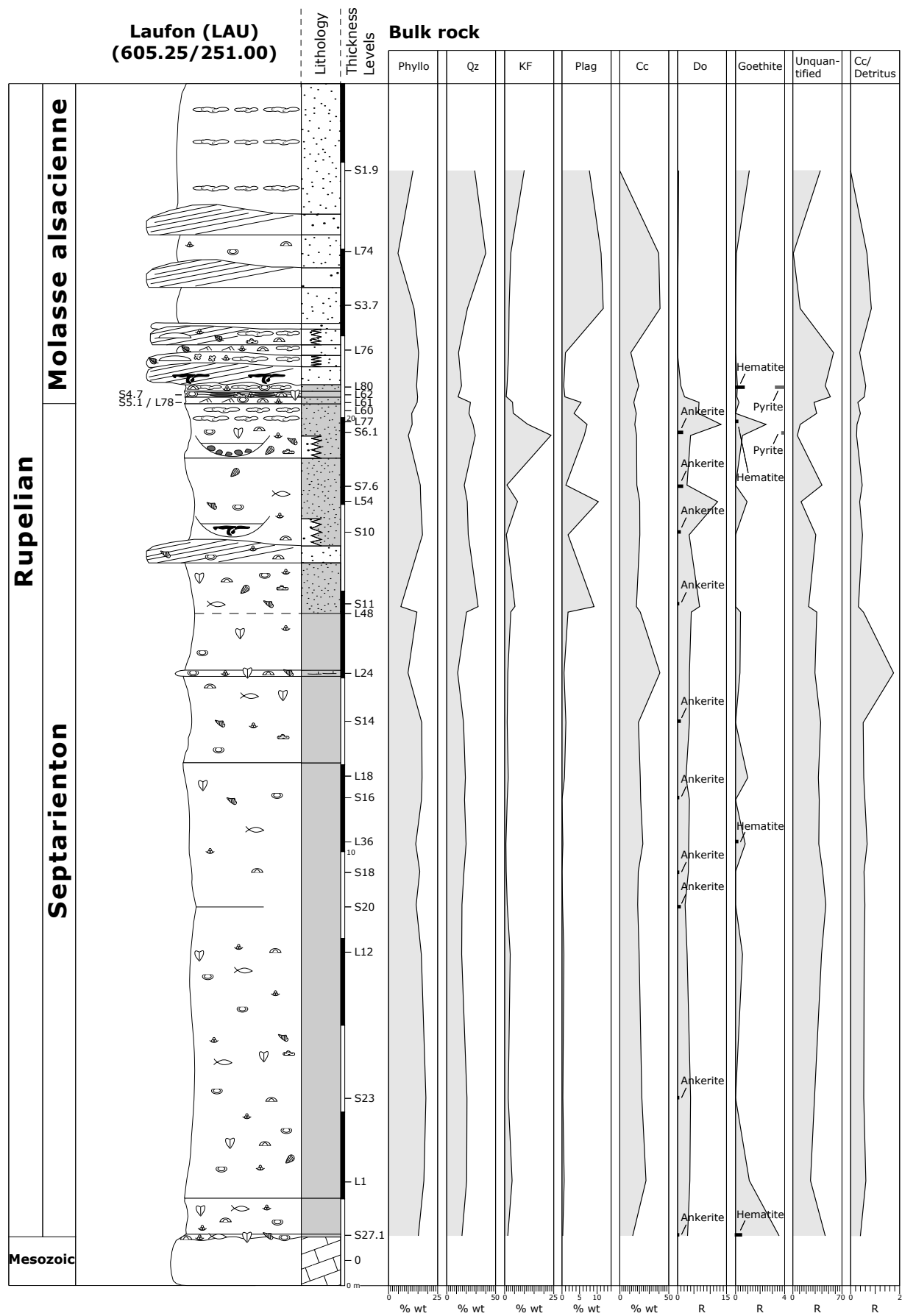


Fig. 4-6a Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la coupe de Laufon (LAU).

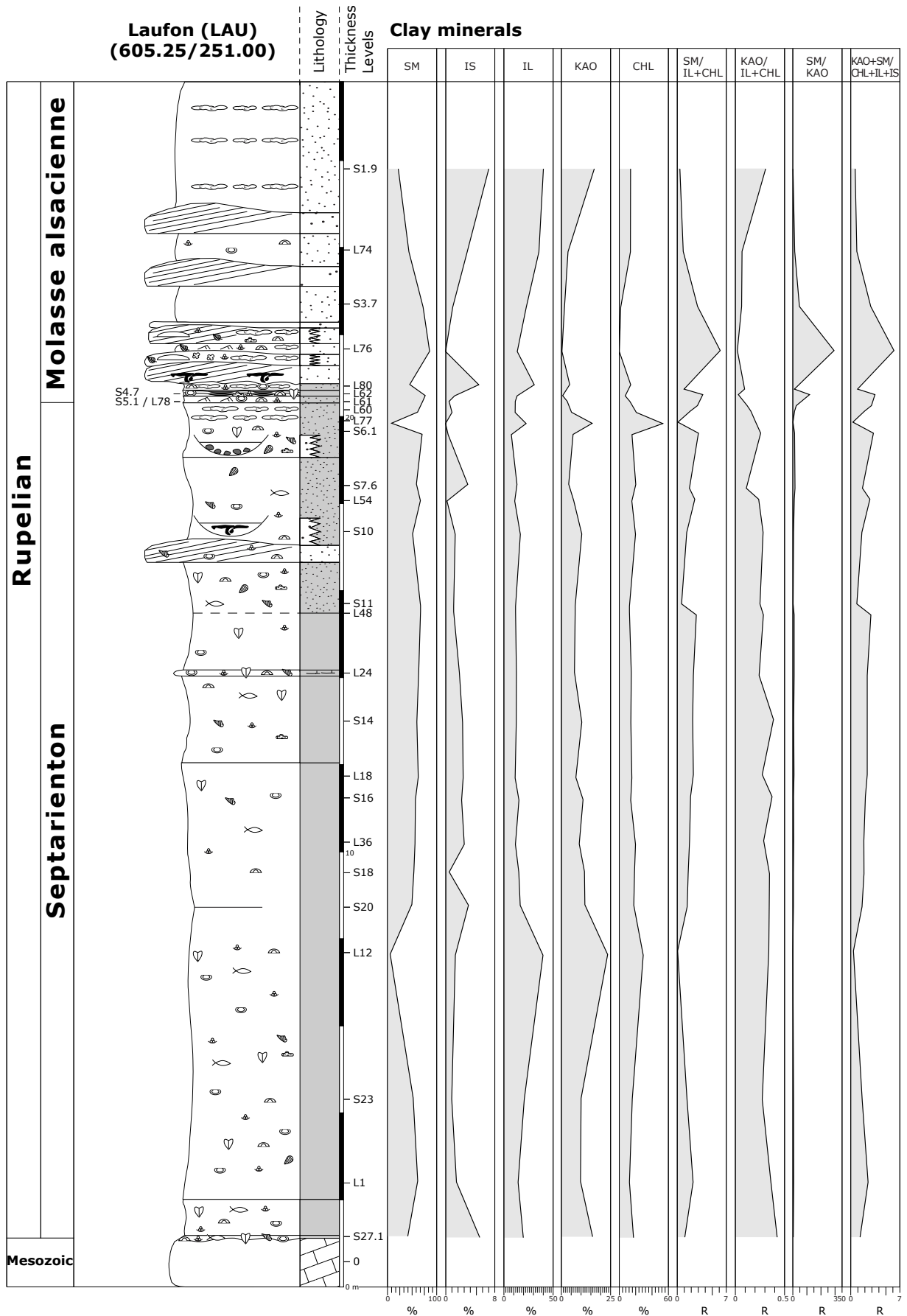


Fig. 4-6b Abondances semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe de Laufon (LAU).

des excursions positives jusqu'à 40%, voire près de 50%. Les IS sont toujours inférieurs à 8% et se corrélaient grossièrement négativement avec la SM.

Les rapports SM/IL+CHL, SM/KAO et SM+KAO/CHL+IL+IS se corrélaient négativement avec le rapport KAO/IL+CHL.

Interprétation

Une sédimentation de décantation en milieu marin, avec peu de variation du détritisme, caractérise la base de la coupe. Le niveau plus carbonaté L24 ne semble pas se corréler avec un changement dans le cortège argileux. Au sommet de la coupe, l'influence deltaïque est clairement reflétée par la variation des apports détritiques. La transition entre les Septarienton et la Molasse alsacienne est parfaitement illustrée à partir du niveau L48 par de sensibles augmentations et variations dans les abondances du Qz, du Plag et du KF.

Tout comme à Dornachbrugg, les cortèges argileux sont marqués par une nette augmentation de la SM par rapport aux localités précédentes.

Les IS, l'IL, la CHL et la KAO représentent la phase argileuse héritée, alors que la SM montre certainement des transformations par dégradation des IL, des IS et peut-être même des CHL.

La KAO, l'IL et les IS doivent probablement provenir du remaniement du Kimméridgien. D'une manière générale, une augmentation de la CHL et de l'IL, peut-être déjà amorcée à Dornachbrugg, semble se dessiner. Nous avons vu avec les minéraux lourds que les premiers apports alpins ne commencent pas avant le Chattien (MP25). La CHL ne doit donc pas être originaire du Sud. Les quelques excursions positives de la CHL, notamment dans le niveau L77, semblent refléter une augmentation de la phase héritée au détriment de la néoformation de la SM. Des périodes peut-être un peu plus froides ainsi que la création de relief dans l'arrière-pays pourrait en être la cause. Dans le rapport SM/KAO, les deux nettes excursions (L61, L76) positives pourraient être des signaux climatiques.

Les analyses effectuées dans les dépôts des Septarienton sont marquées par une forte abondance relative de SM probablement néoformée. Cependant le niveau L12 montre une excursion à près de 25% de la KAO au détriment de la SM. Une influence tropicale semble encore se manifester par intermittence dans ces niveaux, malgré la nette augmentation du contraste saisonnier.

La limite Septarienton Molasse alsacienne est clairement marquée par les cortèges argileux. A la Fin des Septarienton l'excursion positive de la CHL, de l'IL et de la KAO, corrélée avec la disparition presque totale de la SM, reflète un changement d'hydrodynamisme, avec un mélange d'apports locaux et plus distaux et une faible hydrolyse. Une courte période plus froide et une activité tectonique de l'arrière-pays sont suspectées. Par la suite, au début de la Molasse alsacienne, une dominance de SM néoformée pourrait refléter un signal climatique à contraste saisonnier.

USM JURASSIENNE

4.2.5.6 Moutier-Belprahon (MB)

Cette affleurement se situe entre la ville de Moutier et le village de Belprahon, le long de la rivière de La Raus (597.22/236.46) et se trouve dans la Molasse alsacienne (voir **2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**). PICOT (2002) présente dans le détail une coupe de 15m de puissance.

Environnement

Environnement fluvial à la base passant à un environnement lacustre au sommet.

Biostratigraphie

Cette localité est datée par charophytes de la zone à *major* ou *microcera*, ce qui correspond aux zones mammaliennes MP22 à 26. La présence de Glaucofane dans le spectre de minéraux lourds montre une influence du Genferseeschüttung, actif dans la région seulement depuis le Chattien (BRIANZA *et al.*, 1983). De plus, en comparaison avec les datations de la coupe VM (voir ci-dessous), stratigraphiquement plus jeune, un âge préférentiel Chattien inférieur est suspecté (MP25-26).

Roche totale (Fig. 4-7a)

Les minéraux dominants sont le Qz et la Cc, présents tout le long du profil respectivement entre 10% wt et près de 40% wt et entre 20% wt et 30%. Le KF et le Plag sont présents soit comme minéral trace ou jusqu'à une abondance de près de 15% wt. Ils sont corrélés positivement avec le Qz. Les Phyllo montrent une frange relativement stable entre 10% wt et 20% wt. La Do est encore présente pratiquement dans chaque échantillon.

Minéraux argileux (Fig. 4-7b)

La SM est dominante dans la partie inférieure de la coupe. Dans la partie supérieure, elle est surclassée par une excursion positive de près de 50% de la KAO dans le niveau 5, et par une nette augmentation de l'IL

et des IS dans le niveau 11. L'IL et les IS sont corrélés positivement sur tout le profil. La CHL se corrèle positivement avec la SM et peut atteindre 25% (niveau 7). Elle montre une tendance à l'augmentation par rapport aux localités précédentes.

Interprétation

Cette localité présente un assemblage minéralogique typique du Chattien inférieur. Ainsi le Qz, le KF et le Plag pourraient en partie indiquer un apport alpin, encore jamais enregistré dans les analyses XRD précédentes. La même constatation a été mise en évidence par l'étude des minéraux lourds (voir 4.1.6 **Molasse alsacienne à influence alpine**). L'indice de détritisme reste constant et montre une légère dominance des apports clastiques.

La SM, après ses abondances relatives maximales enregistrées à Laufon et à Dornachbrugg, semble amorcer une tendance à la diminution. Les abondances relatives de l'IL et de la CHL confirment la tendance à l'augmentation pressentie à Laufon et à Dornachbrugg.

Les IS et l'IL sont hérités des assises mésozoïques. La CHL, également héritée, ne se corrèle positivement ni avec les IS et l'IL, ni avec le Qz, le KF et le Plag. Une troisième source est suspectée. Les minéraux lourds ont d'ailleurs mis en évidence un apport mixte du Thunerseeschüttung, du Genferseeschüttung et des massifs hercyniens septentrionaux. Une altération partielle d'un substrat granitique sous un climat plus froid pourraient en être l'origine. Cette baisse de température serait également à l'origine de la légère baisse de SM constatée, les altérations par hydrolyses étant peut-être ralenties. Cependant, la SM se corrèle tout de même positivement avec la CHL. Ainsi cette association CHL-SM pourrait être la signature de saisons sèches et froides, la CHL demeurant une altération et/ou une érosion de l'arrière-pays, peut-être contemporaine à son dépôt dans la Molasse alsacienne.

L'excursion positive de la KAO dans le niveau 5 est interprétée comme un signal climatique pouvant encore donner par intermittence un caractère tropical à la région.

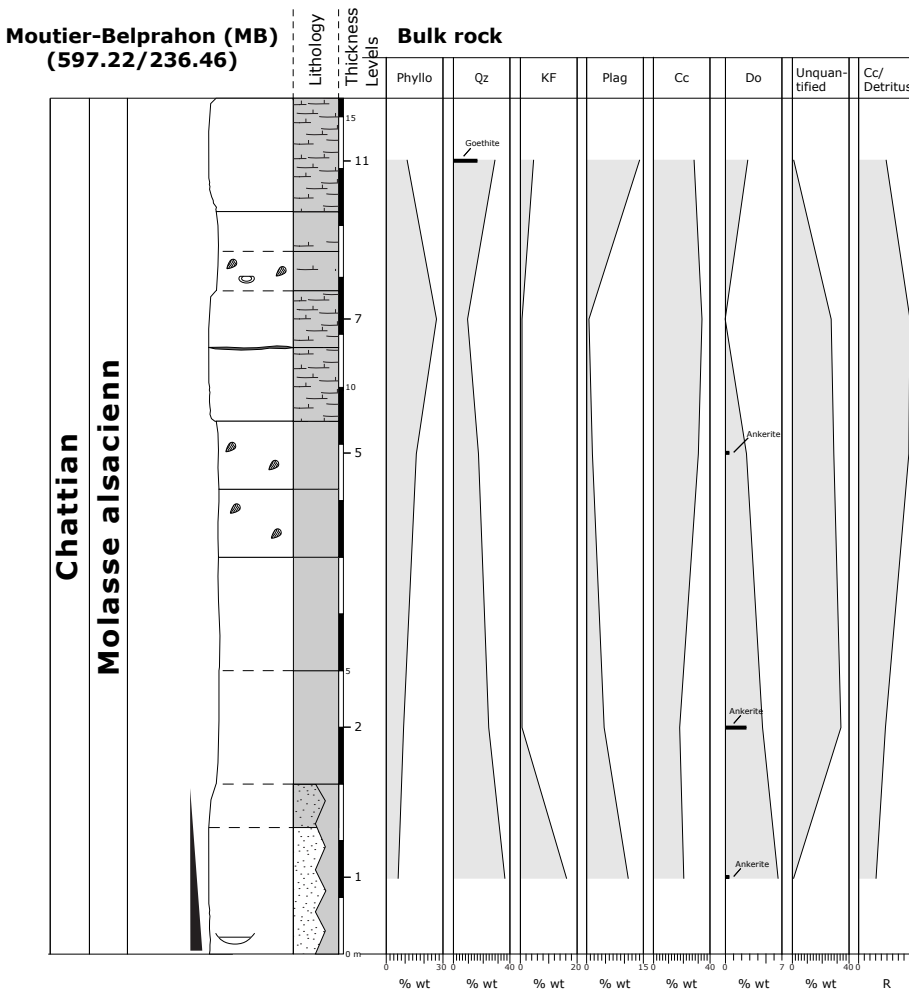


Fig. 4-7a Abondance des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la coupe de Moutier-Belprahon (MB).

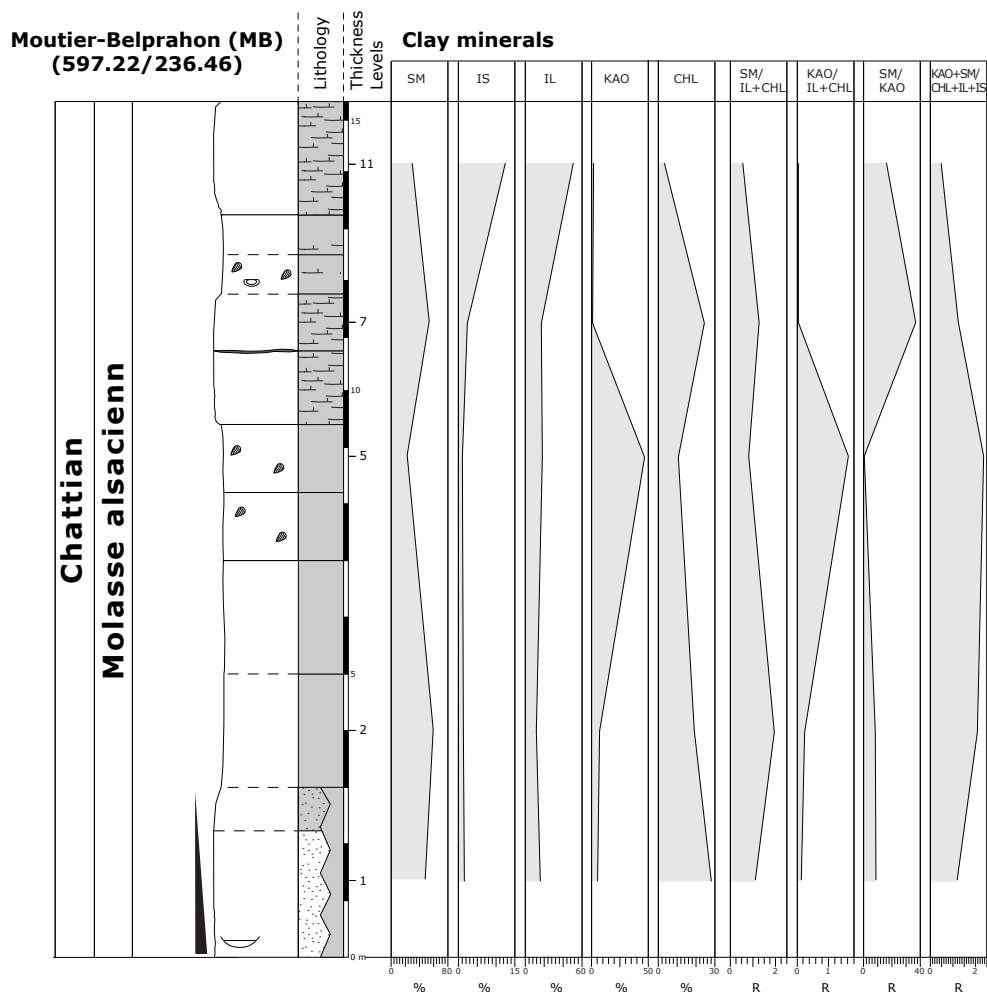


Fig. 4-7b Abondances semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe de Moutier-Belprahon (MB).

4.2.5.7 Viaduc-Moutier (VM)

A l'Est de la ville de Moutier, une coupe de près de 36m de Molasse alsacienne a été mise au jour par des travaux autoroutiers. (voir 2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène). PICOT (2002) présente dans le détail une coupe de 15m de puissance.

Environnement

Environnement fluvial correspondant majoritairement à des faciès de plaine d'inondation.

Biostratigraphie

La base de la coupe (niveau 19) est datée par charophytes de la zone à *major* ou *microcera* et le niveau 16 de la zone à *ungeri*. Cette localité se situe du point de vue stratigraphique clairement au-dessus de celle de Moutier-Belprahon. Un âge MP25-28 est vraisemblable.

Roche totale (Fig. 4-8a)

La minéral dominant est le Qz (régulièrement à plus de 20% wt). La Cc montre des abondances variées de 0 à près de 50% wt et se corrèle négativement

avec la Do. Le KF et le Plag sont présents et en légère augmentation par rapport aux analyses de Moutier-Belprahon. Les Phyllos montrent une abondance moyenne à près de 15% wt et se corrèlent négativement avec le Qz, le Plag et le KF. On retrouve encore régulièrement des traces de Goethite et d'Ankrite.

Minéraux argileux (Fig. 4-8b)

La SM est encore dominante (abondance relative moyenne à plus de 35%) et d'une manière générale corrélée négativement avec les IS, l'IL et la CHL. La KAO montre une frange particulièrement modeste, souvent inférieure à 5%. Par contre la CHL et l'IL montrent des abondances relatives encore jamais atteintes dans la Molasse alsacienne avec respectivement près de 25% et 30% de moyenne.

Interprétation

Le Qz, le KF et le Plag pourraient indiquer un apport en partie alpin, comme suggéré dans les analyses de Moutier-Belprahon. L'indice de détritisme est relativement chaotique, illustrant des variations de

l'hydrodynamisme. La Do est probablement d'origine diagenétique.

Les IS et l'IL sont hérités des assises mésozoïques. La KAO ne montre aucun signe d'influence climatique et est également héritée des assises mésozoïques. Les abondances relatives de l'IL et de la CHL continuent à augmenter alors que celle de la SM continue à diminuer. Ainsi les tendances enregistrés depuis les premiers dépôts de la Molasse alsacienne continuent à s'accroître.

En termes de climat les influences tropicales parfois suggérées par des excursions de la KAO ont

disparu. La dominance de la SM caractérise toujours un contraste saisonnier, mais sa diminution et son association avec l'augmentation de la CHL et de l'IL mettent en évidence des températures plus froides et/ou un arrière-pays en relief, ceci dans la mesure où les altérations par hydrolyse sont ralenties dans les bas-reliefs (transformations des IS et IL en SM) et plus que partielles dans les régions montagneuses (métamorphisme rétrograde de la biotite).

Les apports de matériel alpin constatés dans l'étude des minéraux lourds doivent probablement aussi concerner une partie de la CHL et de l'IL.

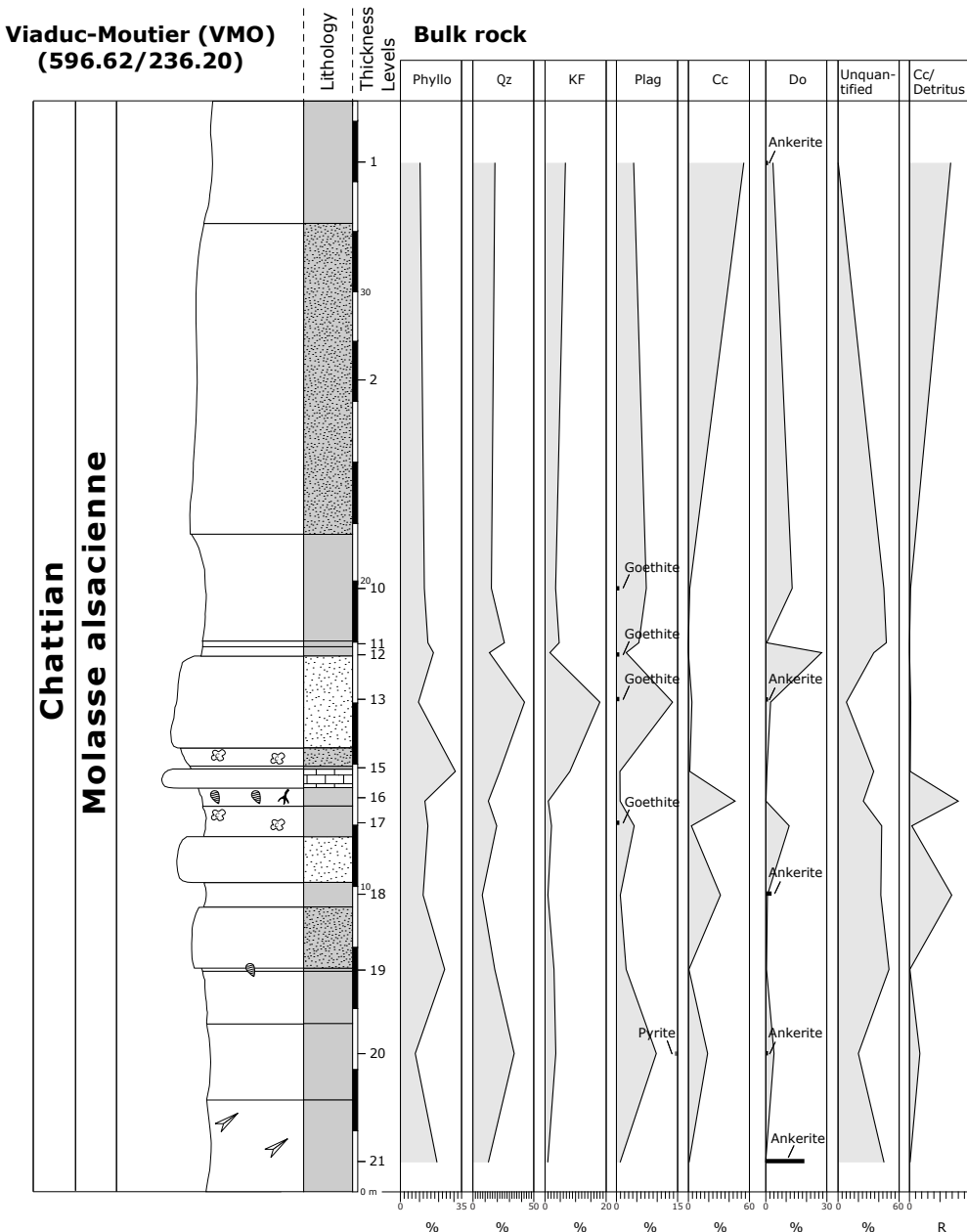


Fig. 4-8a Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la coupe Viaduc-Moutier (VM).

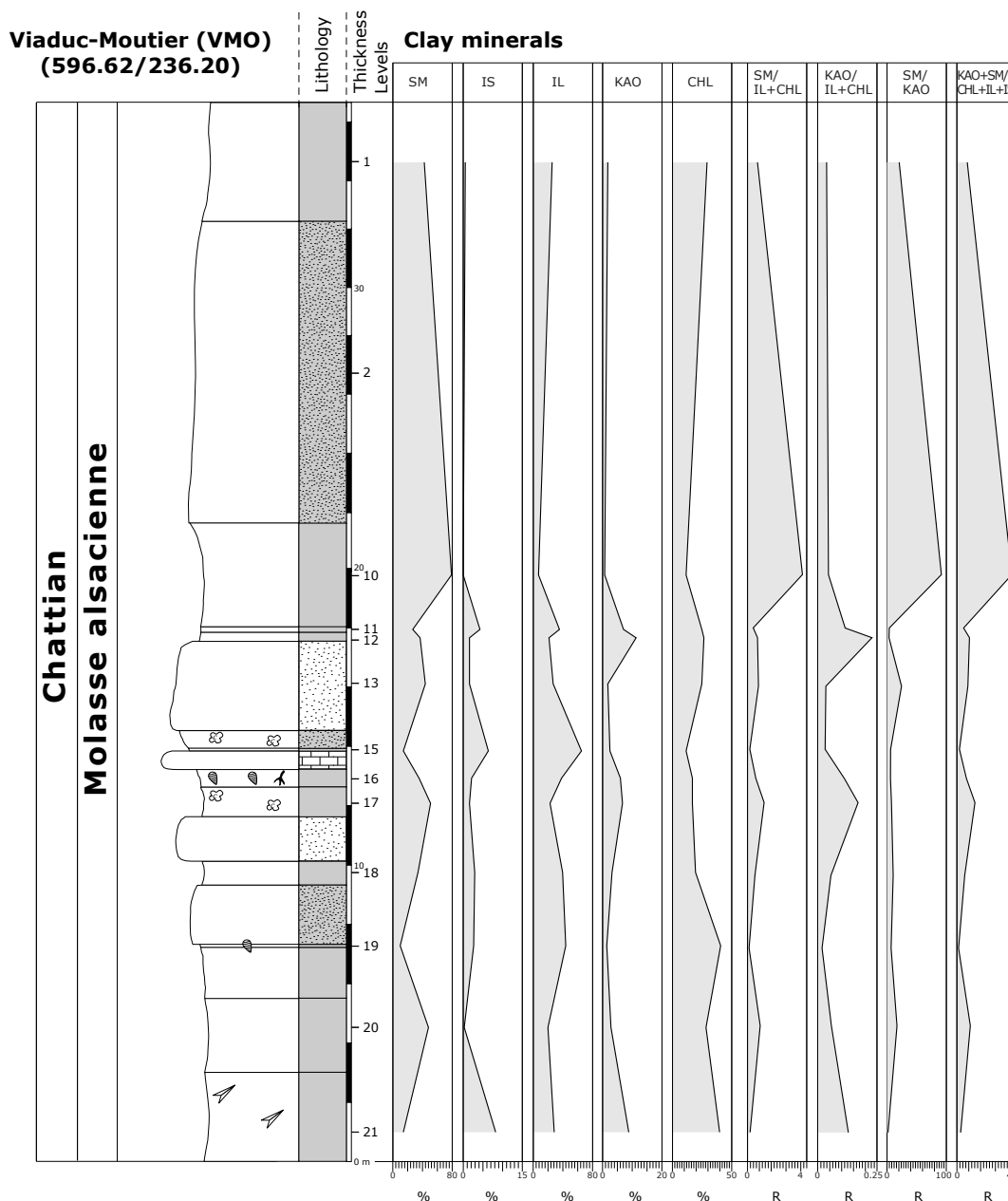


Fig. 4-8b Abondances semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe Viaduc-Moutier (VMO).

4.2.5.8 Reconvilier (RE2)

PICOT *et al.* (1999) et PICOT (2002) présentent dans le détail la Formation des Calcaires delémontiens (voir 2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène). Un forage d'une puissance de 13m a été levé dans la localité de Reconvilier (583.80/233.80).

Environnement

Environnement lacustre dont la paléoprofondeur varie entre 3m et l'émersion.

Biostratigraphie

Les niveaux à charophytes échantillonnés indiquent la zone *ungeri* ou *notata* pour la base de la coupe et la zone à *notata* pour le sommet de la coupe. Cette localité est donc datée strictement du Chatthian supérieur et correspond aux zones mammaliennes MP28-30. De plus PICOT *et al.* (1999) et Picot (2002) précisent la biostratigraphie des Calcaires delémontiens à l'intervalle MP28-MN1.

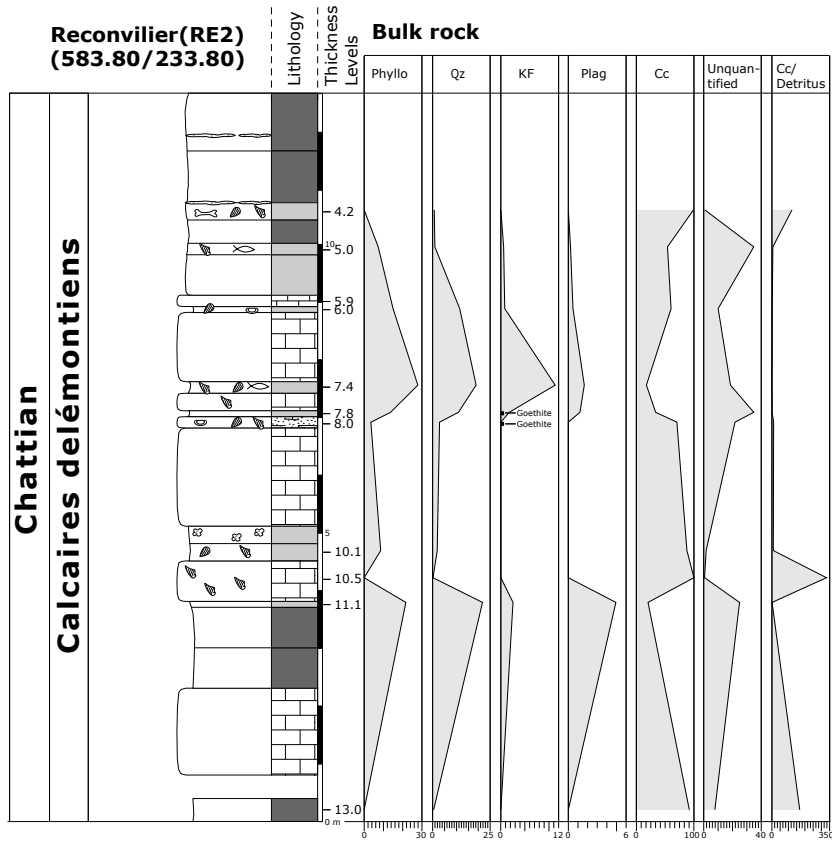


Fig. 4-9a Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) du forage de Reconvilier (RE2).

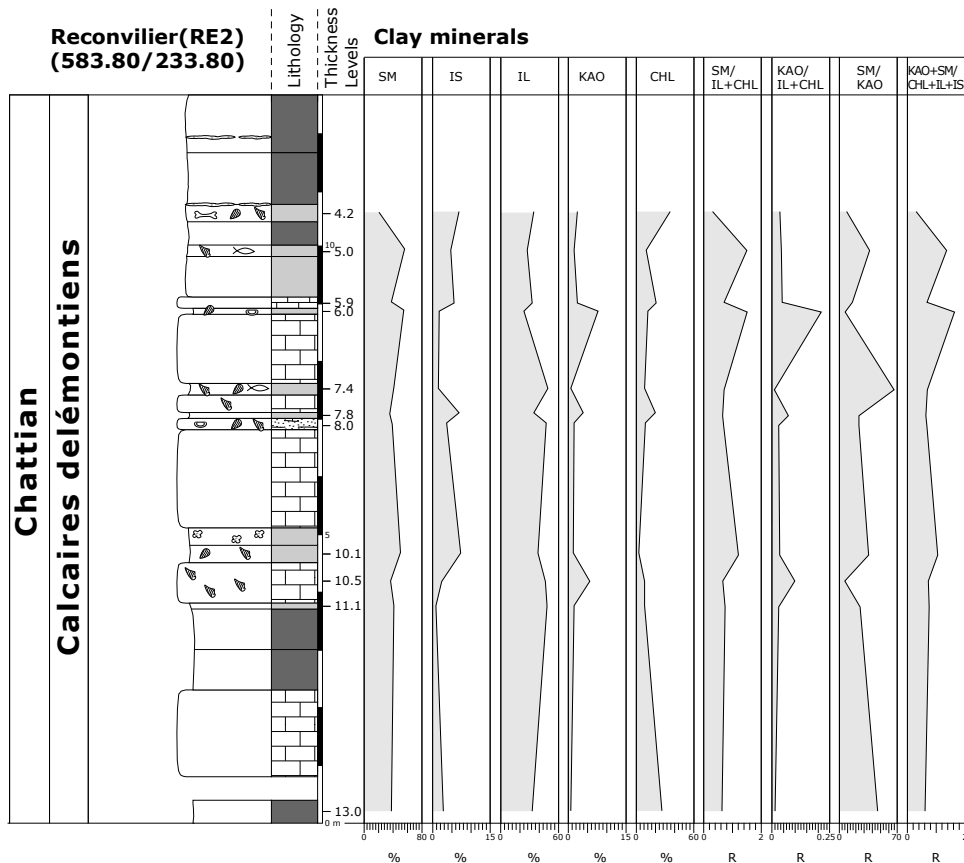


Fig. 4-9b Abondances semi-quantitatives des minéraux argileux du forage de Reconvilier (RE2).

Roche totale (Fig. 4-9a)

Les niveaux carbonatés montrent généralement des calcaires purs avec près de 100% wt de Cc et des niveaux marneux composés essentiellement de Qz et de Phyllo. Le Plag et le KF représentent des phases mineures jamais supérieures à 10% wt. La Cc se corréle négativement avec les phases détritiques (Phyllo, Qz, Plag, KF).

Minéraux argileux (Fig. 4-9b)

Le cortège argileux montre une signature proche des derniers dépôts de la Molasse alsacienne de la coupe Viaduc-Moutier, à savoir SM (près de 40%), IL (près de 40%) et CHL (près de 15%). Dans le détail, il n'y a pas de variations majeures. Le seul caractère marqué est peut-être la corrélation négative entre la CHL et la SM, et la bonne cristallinité de l'IL et de la CHL tout le long de la coupe. La KAO et les IS montrent des abondances relatives inférieures à 10%.

Interprétation

La composition de la RT est classique des milieux lacustres avec des alternances de marnes et de calcaires rythmant la courbe de l'indice de détritisme.

Les IS, la KAO et une partie de l'IL représentent la frange héritée des assises mésozoïques, alors que le reste de l'IL et la CHL pourraient refléter une influence alpine.

Le R SM/IL+CHL flirte avec la valeur 1, ce qui reflète un bon équilibre en héritage et altération in situ. Par rapport à la partie supérieure de la coupe de Courfaivre, les apports détritiques semblent plus marqués (cristallinité de la CHL et de l'IL, influence alpine). Les dépôts de Reconvilier pourraient ainsi correspondre plutôt à la partie inférieure du profil de Courfaivre.

Le contraste saisonnier déduit des abondances relatives de la SM reste constant par rapport à Courfaivre, Viaduc-Moutier et Moutier-Belprahon. Par contre une érosion mécanique de l'arrière pays alpin est plus marquée qu'à Courfaivre (voir **4.2.5.9 Courfaivre (CRF)**). L'influence d'une température pas trop élevée devait en partie être responsable de cette situation.

4.2.5.9 Courfaivre (CRF)

PICOT *et al.* (1999) et PICOT (2002) présentent dans le détail la Formation des Calcaires delémontiens (voir **2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**). Une coupe d'une puissance de 12m à été levée dans la localité de Courfaivre (588.80/242.00).

Environnement

Environnement lacustre dont la paléoprosfondeur varie entre 4m et l'émersion.

Biostratigraphie

Les niveaux à charophytes échantillonnés indiquent la zone *ungeri* ou *notata* pour la base de la coupe et la zone à *notata* pour le sommet de la coupe. Cette localité est donc datée strictement du Chattien supérieur et correspond aux zones mammaliennes MP28-30. PICOT *et al.* (1999) et Picot (2002) précisent la biostratigraphie des Calcaires delémontiens à l'intervalle MP28-MN1.

Minéraux argileux (Fig. 4-10)

Le cortège argileux est très largement dominé par la SM (38% en moyenne) et surtout l'IL (51% en moyenne). Les IS varient entre 3% et 10%, la KAO est pratiquement inexistante, excepté dans le niveau 21 où elle présente une abondance relative d'environ 20%, et la CHL a fortement diminué.

Interprétation

Les IS et l'IL sont encore essentiellement un héritage des assises mésozoïques, bien qu'une participation des dépôts tertiaires antérieurs (Molasse alsacienne) soit possible. L'excursion positive de la KAO dans le niveau 26 se corréle clairement avec une diminution de l'IL, de la SM et des IS. Une influence climatique est suspectée, surtout que le lithofaciès de ce niveau est une micrite lacustre typique des Calcaires delémontiens, ne montrant pratiquement pas d'influence détritique.

Finalement les Calcaires delémontiens de Courfaivre ne montrent pas une association de MA foncièrement différente de celle de la Molasse alsacienne, si ce n'est cette surprenante diminution de la CHL. Cette dernière est en majeure partie compensée par l'augmentation de l'IL. On pourrait imaginer une influence très faible des apports alpins et vosgiens à Courfaivre (synclinal de Delémont) et un héritage essentiellement local (Molasse alsacienne et Kimméridgien) dans un milieu très mal drainé, voire confiné. D'ailleurs la CHL est assez mal cristallisée au sommet de la coupe, ce qui confirme une origine du substrat mésozoïque local. A la base de la coupe, où elle est mieux cristallisée, une influence alpine est possible. Cette partie inférieure pourrait se corréler avec le forage de Reconvilier (voir **4.2.5.8 Reconvilier (RE2)**), alors que la partie supérieure se corrélerait plutôt avec la partie inférieure de la coupe de la Brochene Fluh (voir **4.2.5.10 Brochene Fluh (BrFl)**).

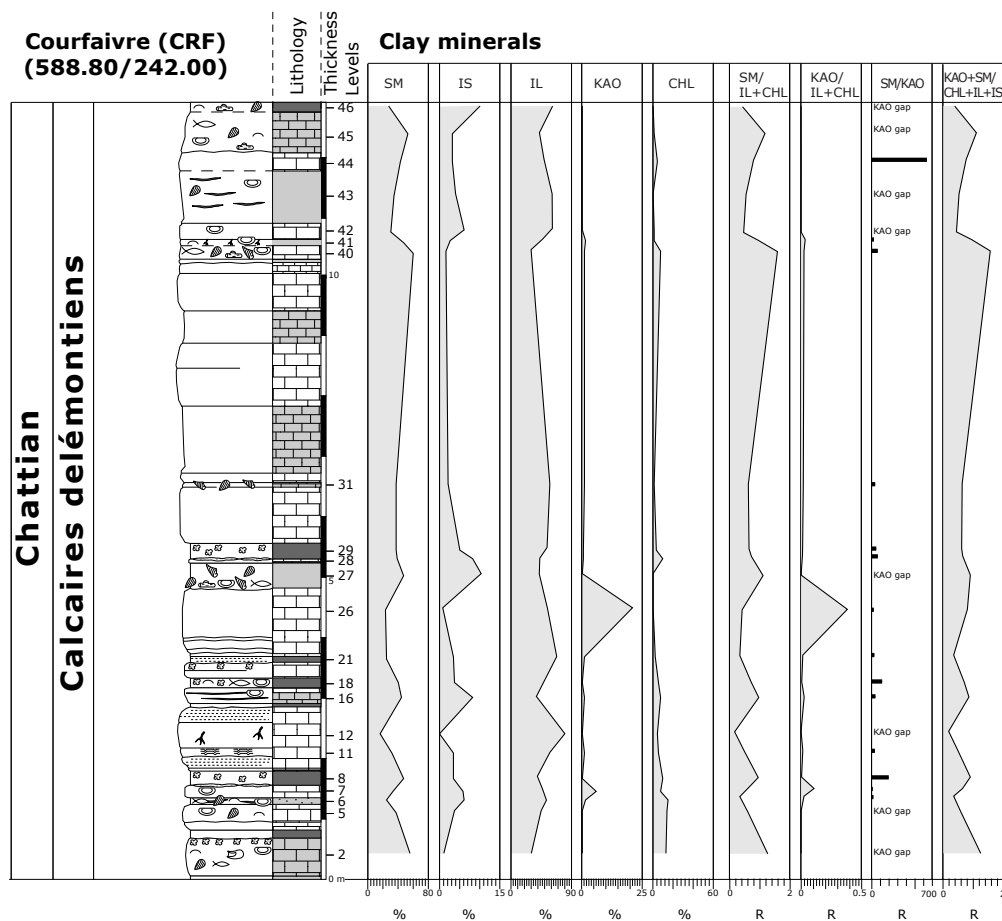


Fig. 4-10 Abondances semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe de Courfaivre (CRF).

Le caractère de contraste saisonnier reste marqué et est probablement lié à des températures pas trop élevées ne favorisant pas l'altération des IL en SM.

4.2.5.10 Brochene Fluh (BrFl)

Une coupe d'une puissance de plus de 50m a été levée dans la localité de la Brochene Fluh (621.90/247.54). Cette dernière est particulièrement importante pour l'étude des Calcaires delémontiens car elle recoupe vraisemblablement l'intégralité de leurs dépôts.

Environnement

Environnement lacustre dont la paléoprofondeur varie entre 4-5m et l'émersion.

Biostratigraphie

Les nombreux micromammifères récoltés à la Brochene Fluh ont permis de distinguer 5 niveaux mammaliens (BrFl 4-5, 19-20, 29, 32 et 53). Les niveaux BrFl 4-5, 19-20 et 29 sont assignés à la zone

à mammifères MP29 et les niveaux BrFl 32 et 53 à la zone à mammifères MP30 (ENGESSER & MÖDDEN, 1997).

Au-dessus du niveau BrFl 58, en raison de la présence de *L. (St.) praerberdotensis* (charophytes), les dépôts peuvent être attribués à la zone à *nitida*, qui correspond à la base du Miocène.

Isotopes stables (Fig. 4.11a)

BECKER *et al.* (2002) présentent une étude des isotopes stables ($\Delta^{13}\text{C}$ et $\Delta^{18}\text{O}$) sur les gyronites de charophytes prélevées à la Brochene Fluh. Les courbes isotopiques obtenues ont permis d'individualiser différents cycles à signatures climatiques.

Dans les 40 premiers mètres du profil, les isotopes de carbone et d'oxygène présentent 4 cycles à excursions positives et négatives covariantes. L'évaporation et surtout les paléoprofondeurs semblent partiellement contrôler cette courbe isotopique. Les nombreuses excursions positives correspondent à des périodes

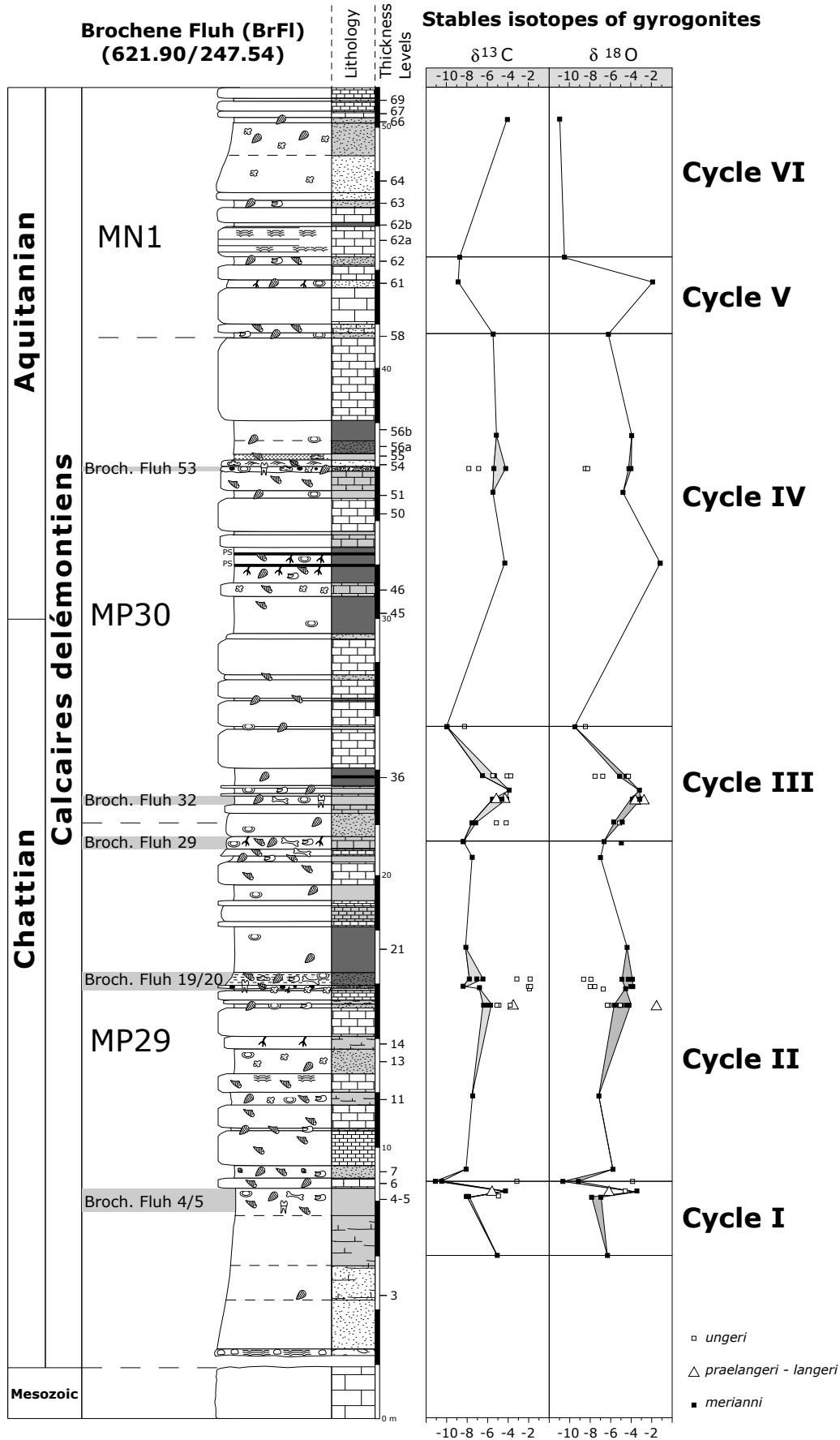


Fig. 4-11a Isotopes stables des gyrogonites de charophytes de la coupe de la Brochene Fluh (BrFl).

de très faibles profondeurs. La température n'est probablement pas l'unique facteur responsable de ces variations. La covariance $\Delta^{13}\text{C}$ et $\Delta^{18}\text{O}$ est caractéristique pour des environnements lacustres confinés et les différentes excursions enregistrées sont probablement dues à une saisonnalité prononcée.

Les 10 derniers mètres du profil caractérisent 2 cycles non covariants. Cette période reflète probablement une augmentation des apports d'eau dans le lac, résultant d'un climat plus humide. Les changements du $\Delta^{13}\text{C}$ pourraient être dus à des changements de la couverture végétale (plantes C4-C3). Une diminution du contraste saisonnier est également suspectée. L'excursion positive dans le Cycle VI pourrait être liée à une érosion du Mésozoïque, une surrection générale de Sud du Fossé Rhénan étant postulée par plusieurs auteurs (SITTLER, 1992 ; PICOT *et al.*, 1999).

Roche totale (Fig. 4-11b)

Les Phyllos, le Qz, le KF et le Plag montrent une corrélation positive parfaite, cependant ce sont toujours les Phyllos et le Qz qui dominent. La Cc varie de 100% wt dans les calcaires purs à la phase mineure dans les dépôts strictement détritiques. La courbe de l'indice de détritisme illustre bien ces variations de la Cc.

Minéraux argileux (Fig. 4-11c)

Les MA sont classiques des Calcaires delémontiens. La SM et l'IL dominent, les IS et la KAO présentent des abondances relatives modestes, souvent inférieures à 10%. La CHL est en abondance relative significative, dépassant régulièrement les 20%.

Dans la partie inférieure du profil (jusqu'au niveau BrFl 14), la SM domine, les IS, l'IL et la KAO sont covariants et corrélés négativement avec la CHL, qui elle est covariante avec la SM. Du niveau BRFl 14 à 50 les courbes d'argile restent relativement stables. L'IL est le MA dominant, la SM demeure bien présente, mais dans une abondance relative plus faible et la CHL présente une légère tendance à l'augmentation. Au sommet du profil (BrFl 50 à 69), la SM redevient le MA dominant. Elle se corrèle négativement avec la CHL et l'IL, alors que les IS et la KAO sont covariants. Les courbes d'argile deviennent moins stables.

Interprétation

Tout comme à Reconvilier, la composition de la RT est classique des milieux lacustres avec des alternances de marnes et de calcaires rythmant la courbe de l'indice de détritisme.

Dans la partie inférieure, une période à contraste saisonnier se marque avec une tendance au confinement (covariance de la SM et de la CHL). L'essentiel du détritisme provient des assises jurassiques locales (Kimméridgien). Dans la partie médiane du profil l'héritage de l'IL s'accroît au détriment de la SM. La CHL montre toujours une corrélation négative avec l'IL et les IS. Une baisse de la température et une accentuation du confinement sont suspectées, bien qu'un contraste saisonnier soit toujours marqué. La partie supérieure du profil caractérise des apports alpins de l'IL et de la CHL (covariance et bonne cristallinité). La SM, par sa montée en puissance marque la limite Oligo-Miocène. Le contraste saisonnier semble s'accroître en même temps qu'une érosion de l'arrière-pays alpin.

Les 3 périodes déterminées par les argiles présentent des tendances climatiques qui se corrélaient relativement bien avec les cycles isotopiques discutés ci-dessus. Les deux premières périodes distinguées dans les cortèges argileux correspondent aux 40 premiers mètres du profil, c'est-à-dire aux 4 premiers cycles isotopiques. En termes de climat, cette période est marquée par un contraste saisonnier important au début, s'amenuisant par la suite, parallèlement au confinement de l'environnement et à l'apparition de saisons plus froides et sèches. La dernière période distinguée dans les cortèges argileux correspond aux deux derniers cycles isotopiques. L'augmentation des apports alpins, l'ouverture de l'environnement et un contraste saisonnier plus stable (mais pas forcément moins important), sans baisse de température importante se corrélaient avec l'augmentation des arrivées d'eau dans le lac.

L'image ou l'évolution climatique des Calcaires delémontiens est très bien illustrée dans un cadre stratigraphique précis par le profil de la Brochene Fluh. Durant la partie inférieure de MP29, la formation est caractérisée par un climat subtropical à contraste saisonnier marquée au niveau de l'humidité et une tendance au confinement des environnements. À MP29 top et MP30, le contraste saisonnier s'amenuise, la température baisse et le climat devient semi-aride. Au passage Oligo-Miocène, des apports plus continus d'eau proviennent du Sud, approvisionnant des environnements qui s'ouvrent. Un climat subtropical chaud et humide semble se stabiliser.

4.2.5.11 Corban (COR)

Cette affleurement se situe sous l'Eglise de Corban (603.20/243.85). Il présente un profil de moins de

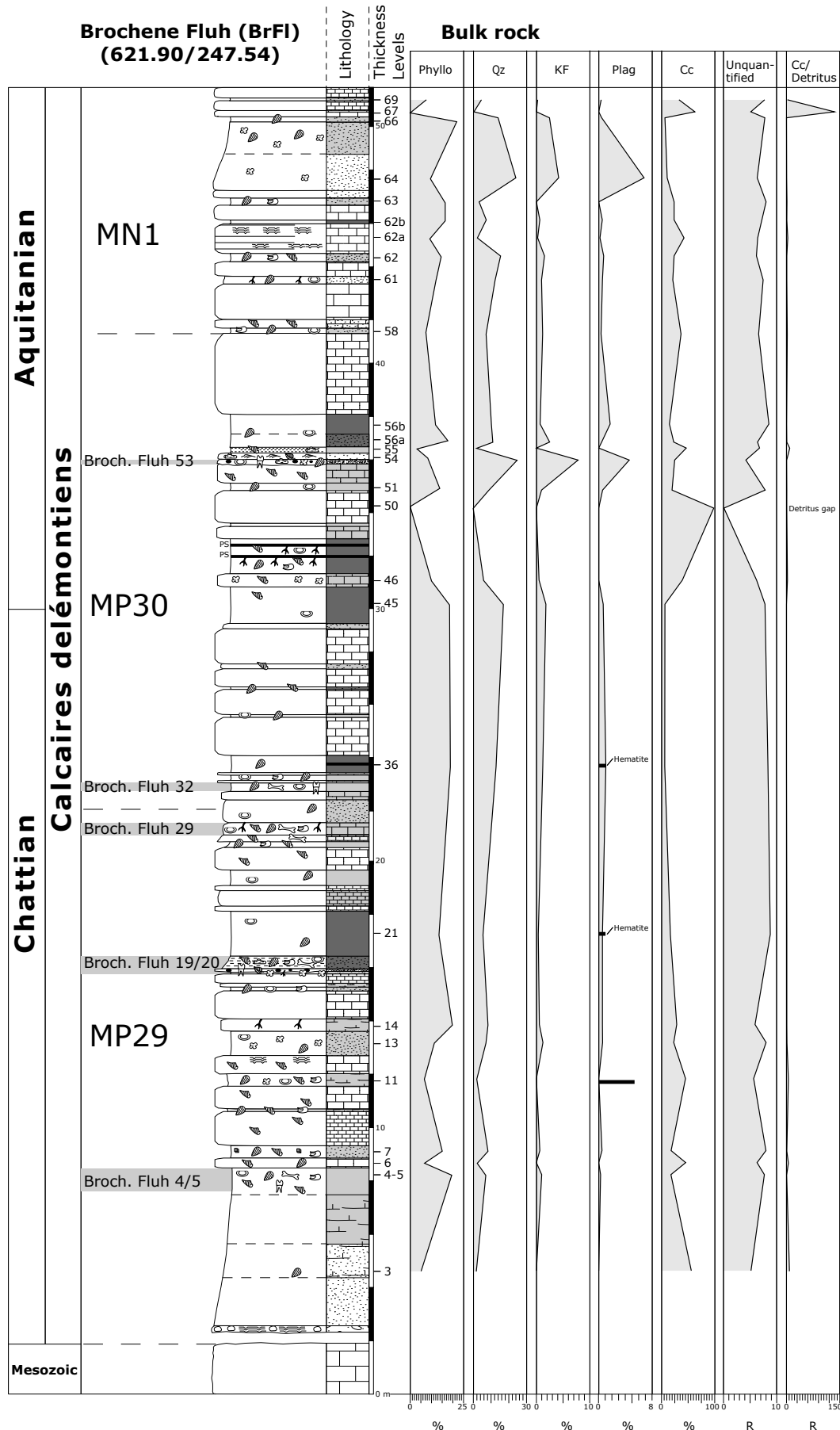


Fig. 4-11b Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la coupe de la Brochen Fluh (BrFl).

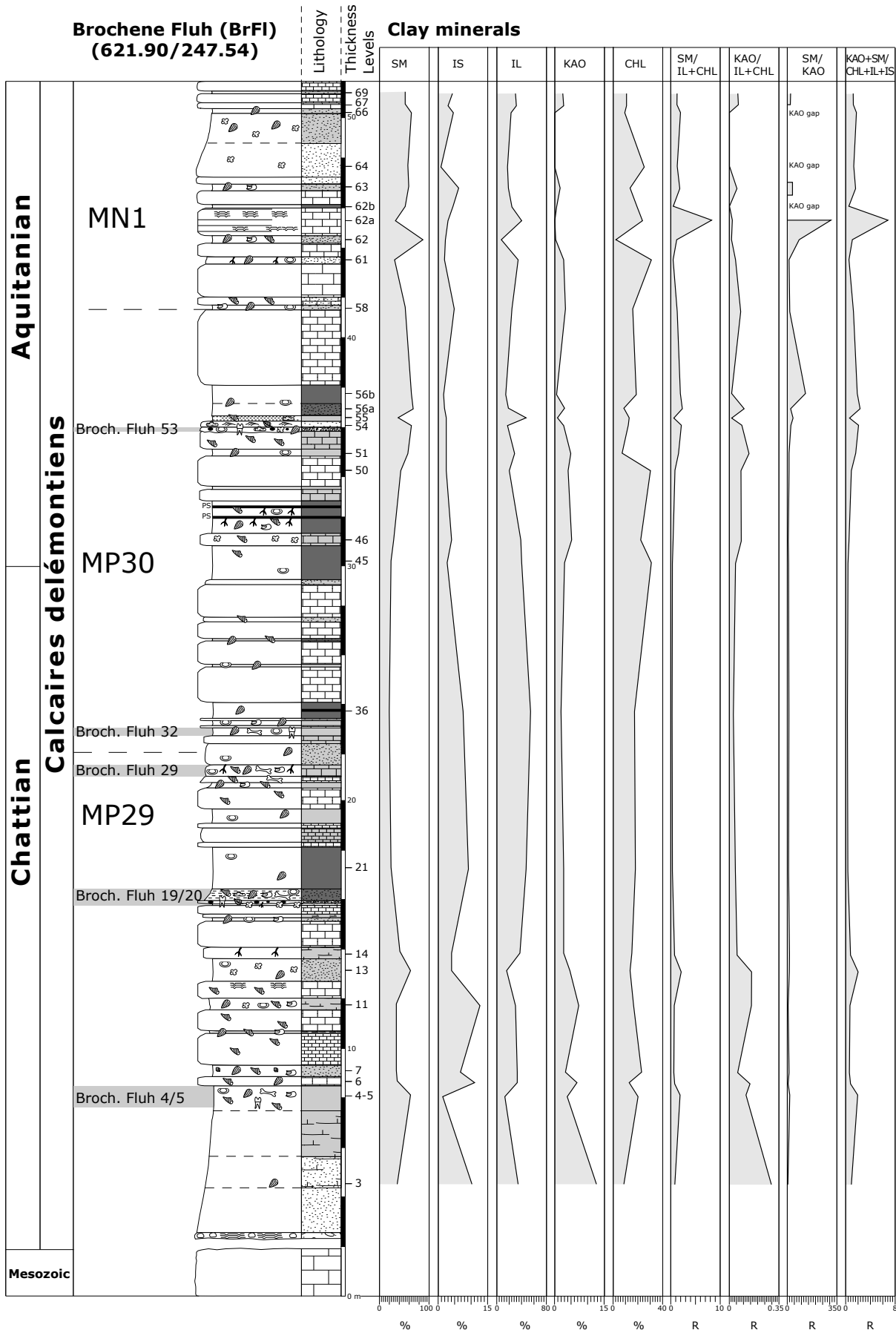


Fig. 4-IIc Abondances semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe de la Brochene Fluh (BrFl).

3m dont la partie inférieure matérialise la fin des Calcaires delémontiens et la partie supérieure l'arrivée de l'OMM dans la région. Ces dépôts saumâtres caractérisent en fait la fin de l'OMM, ici une série de transition avant les Rote Mergel von Corban (voir 3.2.4.4 Corban).

Environnement

Environnement lacustre classique des Calcaires delémontiens pour la base du profil et environnement saumâtre côtier à influence tidale pour le sommet.

Biostratigraphie

Cette localité n'a fourni aucun indicateur biostratigraphique direct. Cependant le caractère terminal des calcaires delémontiens, clairement établi à Corban, suppose un âge similaire à l'âge attribué habituellement au top des Calcaires delémontiens dans les autres localités (SE Pré Godat, Waldenburg-Humbel, Brochene Fluh), à savoir la base de l'Aquitanien (MN1).

La partie marine ou saumâtre de la coupe n'est pas non plus datée avec précision. Une estimation basée sur les datations d'affleurements proximaux des formations encadrantes propose les zones mammaliennes MN4 et base MN5.

Roche totale (Fig. 4-12a)

La composition minéralogique de la partie Calcaires delémontiens présente des assemblages classiques de calcaires lacustres purs en alternance avec des niveaux un peu plus riches en Phyllo, Qz et dans une moindre mesure en KF et Plag.

Dans les dépôts saumâtres, les phases détritiques (Qz, Plag, KF, Phyllo) sont beaucoup plus importantes et relativement stables. La Cc montre alors également une frange stable à environ 30% wt.

Minéraux argileux (Fig. 4-12b)

Dans les Calcaires delémontiens, les cortèges argileux montrent les mêmes tendances qu'au top de la

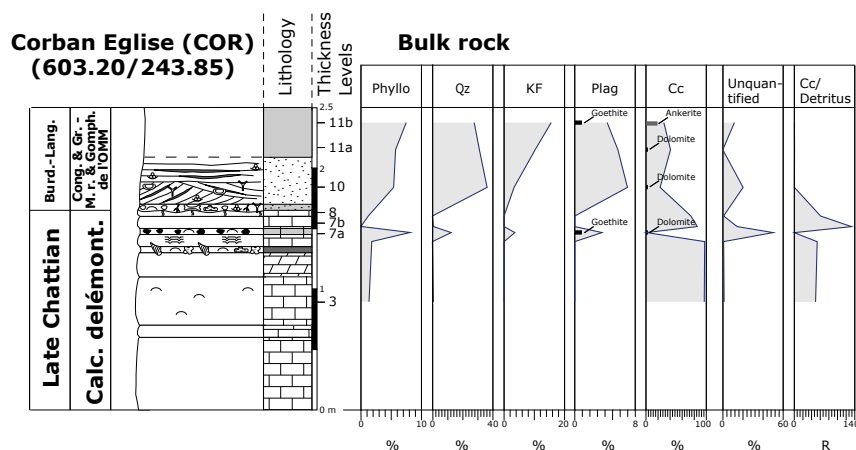


Fig. 4-12a Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la coupe de Corban (COR).

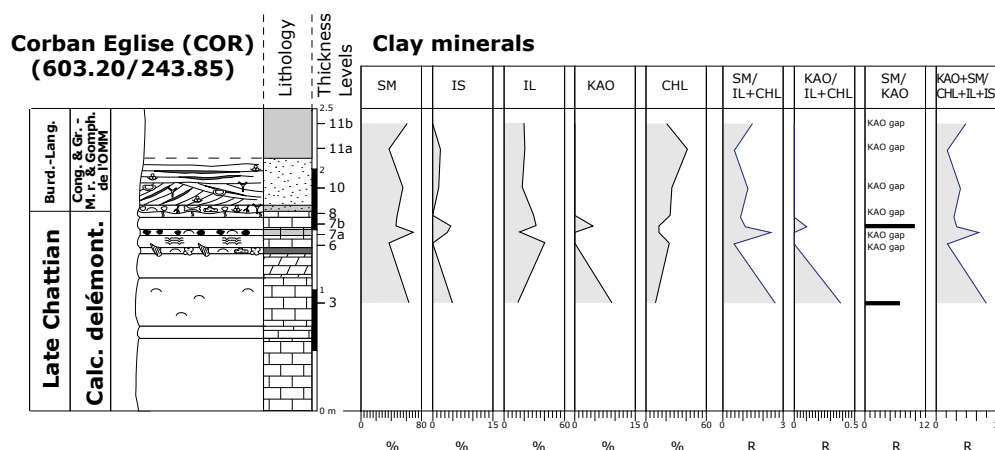


Fig. 4-12b Abondances semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe de Corban (COR).

Brochene Fluh (voir 4.2.5.10 Brochene Fluh (BrFl)). La SM est le MA largement dominant avec une abondance relative à plus de 50% en moyenne. Il se corrèle négativement avec la CHL, la KAO et l'IL. Les IS et la KAO sont présents en phases mineures (jamais supérieures à 10%). La CHL (16% en moyenne) et l'IL (26% en moyenne) montrent une bonne cristallinité, comme au sommet de la Brochene Fluh.

Dans les niveaux saumâtres, la KAO a complètement disparu et la CHL a sensiblement augmenté. L'IL, la SM et les IS présentent des franges relativement stables avec des abondances relatives moyennes respectivement à 19%, 50% et 1%. L'IL et la CHL présentent des cristallinités moins bonnes que dans le top des Calcaires delémontiens.

Interprétation

Les MA de la partie Calcaires delémontiens illustrent bien les conditions climatiques, déjà discutées à la Brochene Fluh, de la fin de cette formation à la base de l'Aquitaniens (une influence alpine avec des apports d'eau, une ouverture des environnements et un contraste saisonnier marqué).

Après la lacune sédimentaire d'une bonne partie de l'Aquitaniens et probablement du début du Burdigalien, les conditions sont un peu différentes. Les assemblages minéralogiques sont constamment dominés par des apports détritiques probablement locaux. La SM montre encore un contraste saisonnier important et stable. Par contre l'IL et surtout la CHL montrent peut-être un confinement des environnements et des températures un peu moins élevées. De plus les héritages proviennent essentiellement du substrat mésozoïque et/ou tertiaire local.

USM DU PLATEAU

4.2.5.12 Wallenried (W)

La localité de Wallenried (574.45/192.45) est détaillée par BECKER *et al.* (2001) et un résumé des résultats principaux est présenté dans ce travail (voir 3.2.3 Aquitaniens). Les analyses de MA ont été effectuées en 1996 à l'Université de Fribourg et sont présentées en détail par BECKER (1996).

Environnement

Système fluvial à méandres.

Biostratigraphie

Wallenried appartient à la zone mammalienne MN2b.

Minéraux argileux (Tab. 4-3)

Une dizaine d'analyses sur la fraction 2 μ ont été effectuées. Le Tab. 4-3 présente les valeurs moyennes des abondances relatives calculées. Seules trois phases de MA sont représentées, l'IL, la SM et la CHL.

L'IL est le MA le plus abondant. On le retrouve entre 55% et 78% et présente toujours une très bonne cristallinité (HWB=0.25°-042° ; anchimétamorphisme selon KÜBLER, 1987). La CHL est relativement constante à environ 20%. La SM se trouve généralement sous forme d'IS irrégulier IL-SM, mais les proportions de la SM à l'intérieur de l'IS atteignent presque chaque fois les 100%. Elle montre très peu de variations dans ses abondances relatives, excepté pour deux échantillons qui montrent des abondances relatives à environ 25%.

	SM	IL	CHL
W moyenne	14.4%	63.3%	22.3%

Tab. 4-3 Abondances relatives des minéraux argileux de la coupe de Wallenried (W).

Interprétation

Les MA ne présentent pratiquement pas de variations. La CHL tend à garder la même abondance relative, alors que les légères variations de la SM se corrèlent négativement avec l'IL. On pourrait supposer une altération de l'IL qui se transformerait en SM, mais le contexte sédimentologique de Wallenried est purement détritique. Il est peu probable que l'on puisse trouver une des transformations minéralogiques par dégradation in situ et encore moins des argiles néoformés ou authigènes. La CHL et l'IL sont d'origine détritique alpine et ne montrent pas de signes francs de dégradation (bonne cristallinité de l'IL, pas de Vermiculite, terme intermédiaire dans la dégradation de la CHL avant la SM). Seules les deux analyses à excursions positives de la SM au détriment de l'IL pourraient indiquer une légère influence climatique, peut-être un climat chaud à contraste saisonnier de l'humidité.

OMM JURASSIENNE

4.2.5.13 Tavannes (TND)

Cet affleurement se situe au Nord de Tavannes (580.95/231.55) et présente une série de dépôts de Molasse grise (voir 3.2.4.3 Tavannes (TNR et TND)).

Environnement

Environnement marin côtier dominé par des courants de marées.

Biostratigraphie

Par analogie à la datation de la coupe TNR, un âge MN3 est attribué à cette localité.

Roche totale (Tab. 4-4)

La composition de la RT est dominée essentiellement par le Qz et la Cc. Le Plag et le KF se retrouvent en abondance mineure et varient de manière covariante avec le Qz.

	Phyllo	Qz	KF	Plag	Cc	Do	Goethite	Ankérîte	Indosée	Cc/détritisme
TND2	7.43	12.17	1.02	1.46	35.50	1.63	0.57	0.32	39.91	1.6086386
TND5	4.28	24.23	4.33	14.15	16.23	0.96	0.54	0.26	35.01	0.34550442

Tab. 4-4 Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la localité Tavannes Décharge (TND).

Minéraux argileux (Tab. 4-5)

Les MA dominants sont la SM et l'IL. La CHL montre encore des abondances relatives significatives. L'IL et la CHL présentent toutes deux une bonne cristallinité.

	SM	IS	IL	KAO	CHL
TND2	37.46%	4.03%	43.80%	1.15%	13.57%
TND5	45.20%	0.00%	28.96%	2.68%	23.16%
	SM/ IL+CHL	KAO/ IL+CHL	SM/KAO	KAO+SM/ CHL+IL+IS	
TND2	0.652923	0.019989	32.66402	0.628747	
TND5	0.86723	0.051483	16.84498	0.918713	

Tab. 4-5 Abondances relatives des minéraux argileux de la localité Tavannes Décharge (TND).

Interprétation

L'indice de détritisme reflète bien les conditions de dépôt. En effet, l'échantillon TND5 représente un niveau sableux de « sand flat » dominé par les courants de marées et le niveau TND2 un drapage argileux, typique d'une sédimentation par décantation entre deux marées. Les sources de matériel sont exclusivement alpines, comme l'a souligné l'étude des minéraux lourds.

Le cortège argileux montre une signature alpine typique (IL et CHL bien cristallisées). La SM semble également être un héritage alpin, d'ailleurs son augmentation dans le niveau TND5 se corrèle avec l'augmentation du détritisme.

Aucune information climatique ne peut réellement être déduite des argiles de cette localité. Par contre une érosion mécanique intense de l'arrière pays alpin se marque clairement jusque sur le littoral Nord de l'OMM. Un climat humide et un regain d'activité tectonique alpine sont tout de même suspectés

4.2.5.14 Pré Golat Est (PGE)

Une ancienne sablière (591.70/232.12) laisse affleurer à l'extrémité Est du Golat une série de sables marins de Molasse grise (voir **3.2.4.2 Pré Golat Est (PGE)**).

Environnement

Environnement marin côtier dominé par les courants de marées.

Biostratigraphie

Par analogie à la datation de la coupe TNR, un âge MN3 est attribué à cette localité.

Minéraux argileux (Fig. 4-13)

Le cortège argileux est stable tout le long du profil. Les MA sont dominés par l'IL (39%), la SM (22%) et la CHL (31%).

Interprétation

Le cortège argileux montre une signature alpine encore plus typique que celle de la localité TND (IL et CHL bien cristallisées, SM). Ainsi, bien qu'aucun signal climatique direct ne puisse en être déduit, une intense érosion de l'arrière-pays alpin liée à une tectonique alpine et à de fortes précipitations est probable.

4.2.5.15 Esther

Cette affleurement se situe au Sud de Corban (603.42/243.35) et présente une assise de Poudingue polygénique surmontant les Calcaires delémontiens (voir **3.2.4.4 Corban**).

Environnement

Système fluvial côtier de rivières en tresses.

Biostratigraphie

Un âge MN4 est déduit des datations déterminées dans des localités voisines.

Roche totale (Tab. 4-6)

L'analyse a été effectuée dans la matrice de l'échantillon. Dominance essentielle du Qz et de la Cc.

Phyllo	Qz	KF	Plag	Cc	Do	Ank	Indosée	Cc/ détritisme
2.41 % wt	22.84 % wt	0.90 % wt	1.19 % wt	71.91 % wt	0.12 % wt	0.04 % wt	0.58 % wt	2.62998706

Tab. 4-6 Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la localité Esther.

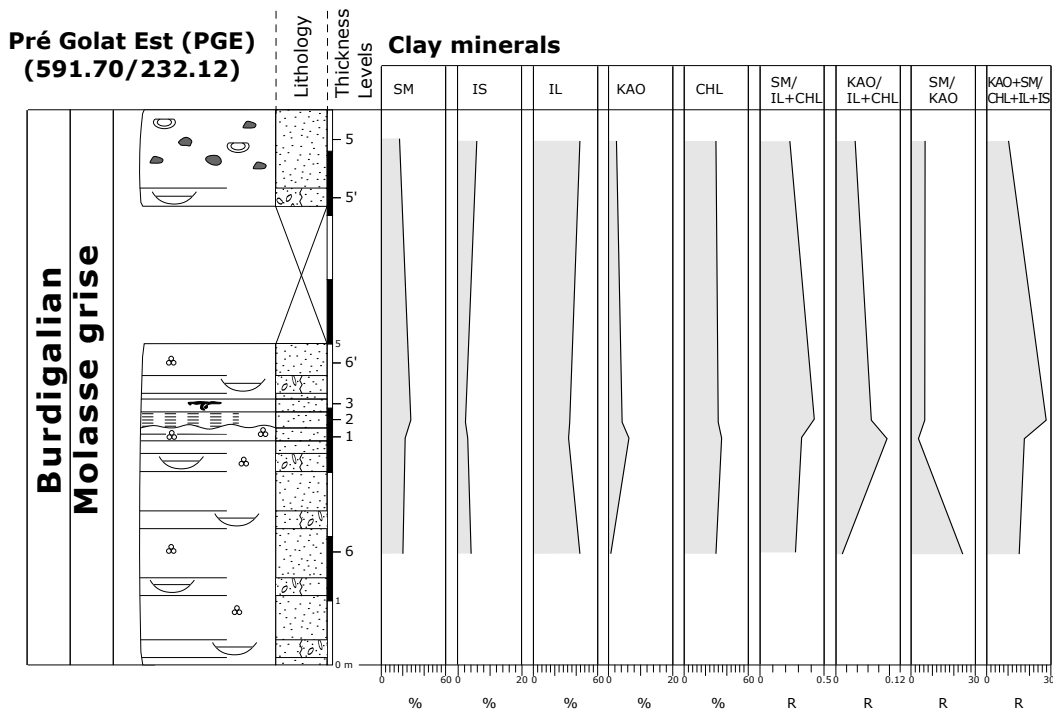


Fig. 4-13 Abondance semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe du Pré Golat Est (PGE).

Minéraux argileux (Tab. 4-7)

La SM et l’IL dominant. La CHL est présente dans une abondance significative. La CHL et L’IL présentent une bonne cristallinité.

	SM	IS	IL	KAO	CHL
ESTHER	37.78%	8.26%	34.14%	7.58%	12.24%
	SM/ IL+CHL	KAO/ IL+CHL	SM/KAO	KAO+SM/ CHL+IL+IS	
ESTHER	0.81459	0.163339	4.987106	0.830064	

Tab. 4-7 Abondances relatives des minéraux argileux de la localité Esther.

Interprétation

Les analyses sur la RT ne sont pas représentatives du Poudingue polygénique, mais uniquement de sa matrice, en particulier en ce qui concerne l’indice de détritisme. ROLLIER (1898) distingue dans cette formation des galets d’origines diverses (Vosges ou Alpes), et il précise notamment une source vosgienne pour la région de Corban et Vermes. La dominance du Qz et les très faibles abondances du Plag et du KF semblent conformes à une source plutôt nordique.

Les MA sont essentiellement hérités des dépôts sous-jacents mésozoïques et tertiaires. Sur la base des analyses de minéraux lourds, des influences de l’Est (Paleoglimmersandschüttung) et du Nord (Paleovogegensschüttung) sont également suspectées. Ces apports

pus distaux expliqueraient en partie la présence d’IL et de CHL relativement bien cristallisées.

De toute manière, la nature fortement détritique de l’échantillon masque une éventuelle signature climatique. Seule la SM pourrait être en partie néoformée.

4.2.5.16 Glovelier (GLO)

La carrière de calcaires oxfordiens, au lieu dit La Petite Morée (580.36/242.08), a mis au jour une série de poches karstiques à remplissage détritique tertiaire appartenant vraisemblablement à l’OMM (voir 3.2.10.1 Glovelier (GLO)).

Environnement

Karst côtier montrant une connexion avec le continent et avec le littoral.

Biostratigraphie

Une riche faune de micromammifères découverte dans une des poches (poche 1) a permis d’attribuer un âge MN4 à cette localité. Cependant rien ne prouve que tous ces remplissages karstiques sont contemporains.

Roche totale (Tab. 4-8)

La composition de la RT est dominée par le Qz et la Cc. Le Plag et le KF sont présents en phases mineures.

	Phyllo	Qz	KF	Plag	Cc	Do	Ank	Indosée	Cc/détritisme
GLO PI	12.43 % wt	39.64 % wt	5.78 % wt	0.61 % wt	40.58 % wt	0.36 % wt	0.18 % wt	0.42 % wt	0.6942265

Tab. 4-8 Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) du karst de Glovelier (GLO).

Minéraux argileux (Tab. 4-9)

La dominance du cortège argileux est largement attribuée à la SM avec une abondance relative de plus de 50%. L'IL et la KAO présentent encore des abondances relatives significatives alors que la CHL et les IS sont présents en phases mineures. La cristallinité de l'IL et de la CHL est assez mauvaise.

	SM	IS	IL	KAO	CHL
GLO PI	53.53%	4.14%	22.84%	13.68%	5.81%
	SM/ IL+CHL	KAO/ IL+CHL	SM/KAO	KAO+SM/ CHL+IL+IS	
GLO PI	1.868235	0.477608	3.911647	2.049708	

Tab. 4-9 Abondances relatives des minéraux argileux du karst de Glovelier (GLO).

Interprétation

Le remplissage karstique de Glovelier est dominé par le détritisme. La composition de la RT semble montrer une signature vosgienne (dominance du Qz), comme le soulignent en partie les minéraux lourds. Par contre une signature du Paleoglimmersandschüttung, également soulignée par les minéraux lourds, est difficilement vérifiable. Bien entendu un apport alpin ne présenterait pas un assemblage foncièrement différent, mais il est admis que les dépôts d'âge « helvétiques » dans le synclinal de Delémont ne montrent pas d'influence alpine (ROLLIER, 1898 ; SCHLAICH, 1934 ; BIRKHÄUSER, 1925 ; LINIGER, 1925).

Le contenu en minéraux argileux est en majeure partie hérité de l'Oxfordien (IS, IL, KAO). La CHL pourrait refléter une altération par dégradation de terrains plus distaux, Vosges ou Paleoglimmersandschüttung alors que la SM est probablement transformée en majeure partie in situ, à partir des IL et des IS hérités.

La signature climatique de Glovelier semble plus parlante par rapport aux autres localités de l'OMM. Tout comme cela était déjà supposé dans la série de transition de Corban, la forte abondance relative de la SM devrait marquer un climat à contraste saisonnier et peut-être une tendance au confinement, quoique le flux d'eau semble toujours important.

4.2.5.17 Crêt-du-Loche (CdL)

Cette affleurement se situe en face de la gare du Crêt-du-Loche (550.75/214.20) et présente, dans sa partie NW, une série de 35m de Grès verts burdigaliens, de Marnes rouges et de Gompholithe. Dans sa partie SE, deux échantillons ont encore été analysés, l'un appartenant à la Gompholithe (CdL1) et l'autre au faciès « oeningien » (CdL5). Il faut noter que même s'il n'est pas possible de corréliser banc par banc les deux coupes du Crêt-du-Loche (CdLa et CdLb), CdL1 devrait correspondre plutôt à la base de la série gompholitique, qui est probablement un équivalent de la base de la série de Marnes rouges (voir 3.2.5.1 Crêt-du-Loche (CdL)).

Environnement

Environnement deltaïque en phase de régression, passant à un environnement palustro-saumâtre et finalement fluvio-palustre.

Biostratigraphie

Aucune donnée paléontologique n'a permis de dater cette coupe. Cependant en considérant les données biostratigraphiques de terrains voisins, une approximation de l'âge de cette localité peut se résumer ainsi :

Grès verts burdigaliens et Poudingue à fossiles albiens remaniés	MN3-4
Marnes rouges et Gompholithe	MN5-6
Faciès « oeningien »	MN6-7

Roche totale (Fig. 4-14a)

La composition de la RT distingue quatre intervalles différents le long de la coupe.

L'intervalle I, de la base du profil jusqu'au niveau CdL14, montre un assemblage peu stable, caractérisé par une dominance de la Cc corrélée négativement avec les Phyllo, le Qz et le Plag. Le KF est présent seulement comme composant trace.

L'intervalle II, entre les niveaux CdL14 et 12, caractérise un assemblage stable et équilibré entre le Qz, les Phyllos et la Cc. Le KF et le Plag sont présents comme composant trace.

L'intervalle III, entre les niveaux CdL12 et CdL9, est marqué par une nette augmentation du KF, pratiquement absent auparavant. Le reste des composants demeure stable et équilibré.

L'intervalle IV, du niveau CdL9 jusqu'à MW7, montre une nette augmentation covariante des Phyllo et du Qz au détriment de la Cc et du KF.

La courbe de l'indice de détritisme se corrèle positivement avec la Cc et négativement avec les Phyllo.

L'analyse CdL1 a été effectuée dans la matrice calcaire-argileuse de la Gompholithe. Elle présente une composition minéralogique dominée par les Phyllo et la Cc, assez proche de celle des marnes rouges, si ce n'est une abondance nettement moins importante du Qz. L'analyse du faciès « oeningien » (CdL5) n'est pas très représentative, puisque près de 85% de l'échantillon sont indosés. Il semble cependant que la dominance minéralogique est essentiellement constituée par les Phyllo et la Cc. De plus une frange significative de Do est aussi présente (Tab. 4-10).

	Phyllo	Qz	KF	Plag	Cc	Do	Indosée	Cc/détritisme
CdL1 Gompholithe	32.45 % wt	5.14 % wt	0.76 % wt	0.36 % wt	16.98 % wt	0.00 % wt	44.31 % wt	0.43851606
CdL5 « Oeningien »	5.12 % wt	2.09 % wt	0.00 % wt	0.00 % wt	4.78 % wt	2.95 % wt	85.06 % wt	0.66312125

Tab. 4-10 Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la Gompholithe et de l'« Oeningien » de la coupe du Crêt-du-Loche (CdL).

Minéraux argileux (Fig. 4-14b)

Les MA ne présentent pas le même découpage que les assemblages de la RT, les intervalles II et III étant semblables.

L'intervalle I est marqué par une dominance de la SM, une présence significative de l'IL et des variations de la KAO.

Les intervalles II et III sont caractérisés par un cortège argileux stable. La SM domine toujours largement, l'IL a sensiblement diminué, tout comme la KAO qui s'est cependant stabilisée. La CHL, quasi inexistante auparavant, augmente de façon significative.

L'intervalle IV est marqué par une domination exclusive de la SM, jusqu'à près de 90%, au détriment de toutes les autres phases argileuses.

Les cortèges argileux des deux analyse CdL1 et CdL5 sont largement dominés par la SM. Cependant la Gompholithe de l'échantillon CdL5 indique une abondance relative de KAO assez surprenante, avec près de 20% (Tab. 4-11). La CHL et l'IL, très modestement représentées, sont assez mal cristallisées dans les deux échantillons.

	SM	IS	IL	KAO	CHL
CdL1	65.83%	2.27%	9.27%	19.63%	2.99%
CdL5	69.94%	10.72%	18.61%	0.00%	0.73%
	SM/ IL+CHL	KAO/ IL+CHL	SM/KAO	KAO+SM/ CHL+IL+IS	
CdL1	5.369107	1.601291	3.35985	5.881635	
CdL5	3.617396	0	KAO absente	2.327062	

Tab. 4-11 Abondances relatives des minéraux argileux de la Gompholithe et de l'« Oeningien » de la coupe du Crêt-du-Loche (CdL).

Interprétation

La RT montre un indice de détritisme instable pour l'intervalle I, essentiellement lié au milieu de dépôt. Ce dernier caractérise la base d'un delta marin influencé à la fois par des apports terrigènes, des remaniements sous-marins (tempestites) et des décantations de fines.

L'intervalle II reflète une période stable au niveau des sources de matériel et ne semble pas être affecté par des tempestites. L'intervalle III est marqué par un changement dans les apports avec l'arrivée du KF. Celui-ci, d'après les minéraux lourds, peut être d'origine alpine ou vosgienne. Cependant il semble qu'à la fin de l'OMM, le Jura a eu tendance à se couper des Alpes. Il ne montre alors plus que des influences nordiques, orientales ou locales. De plus, la Formation du Poudingue polygénique à fossiles albiens remaniés contient des quartzites vosgiens. Ainsi une érosion mécanique, probablement liée à une activité tectonique dans le Massif des Vosges est suspectée (voir **3.2.5 Marnes rouges & Gompholites de l'OMM**). L'intervalle IV montre à nouveau un changement qui semble être marqué par une nette augmentation du détritisme (Qz). Cependant le milieu de dépôt des Marnes rouges parle plutôt en faveur d'un confinement de l'environnement. Ce sont en fait les fréquents Qz bipyramidés présents dans ces dépôts qui biaisent l'indice de détritisme. On lie d'ailleurs souvent la présence de Qz bipyramidés à des milieux évaporitiques (MOJON, 1985).

La Gompholithe de l'échantillon CdL1 ne semble pas affectée par des apports distaux. Le Qz (5% wt) provient probablement d'une érosion mécanique locale. D'ailleurs les galets retrouvés dans ces faciès gompholithiques proviennent uniquement des assises jurassiques et crétacées locales (voir **3.2.5 Marnes rouges & Gompholites de l'OMM**). Le faciès « oeningien » se distingue par la présence de Do associée à des Qz bipyramidés authigènes. Un confinement de l'environnement en milieu évaporitique est suspecté (MOJON, 1985).

**Crêt-du-Loche (CdL)
(550.75/214.20)**

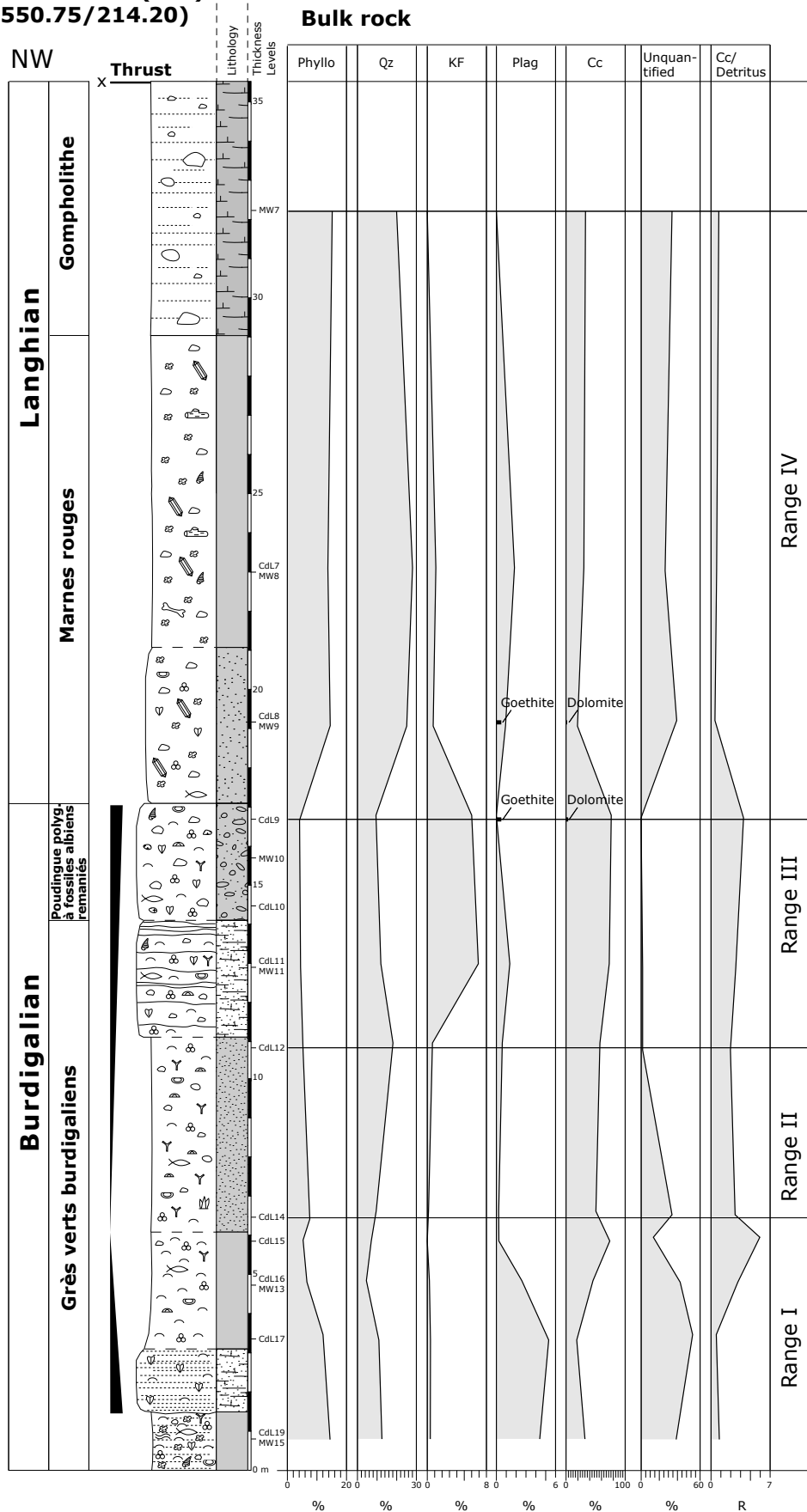


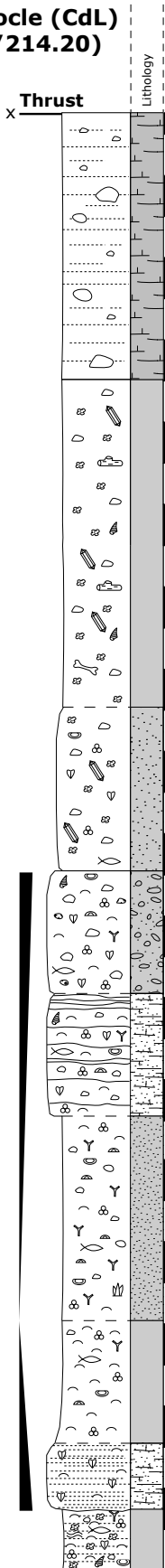
Fig. 4-14a Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la coupe du Crêt-du Loche (CdL).

**Crêt-du-Loche (CdL)
(550.75/214.20)**

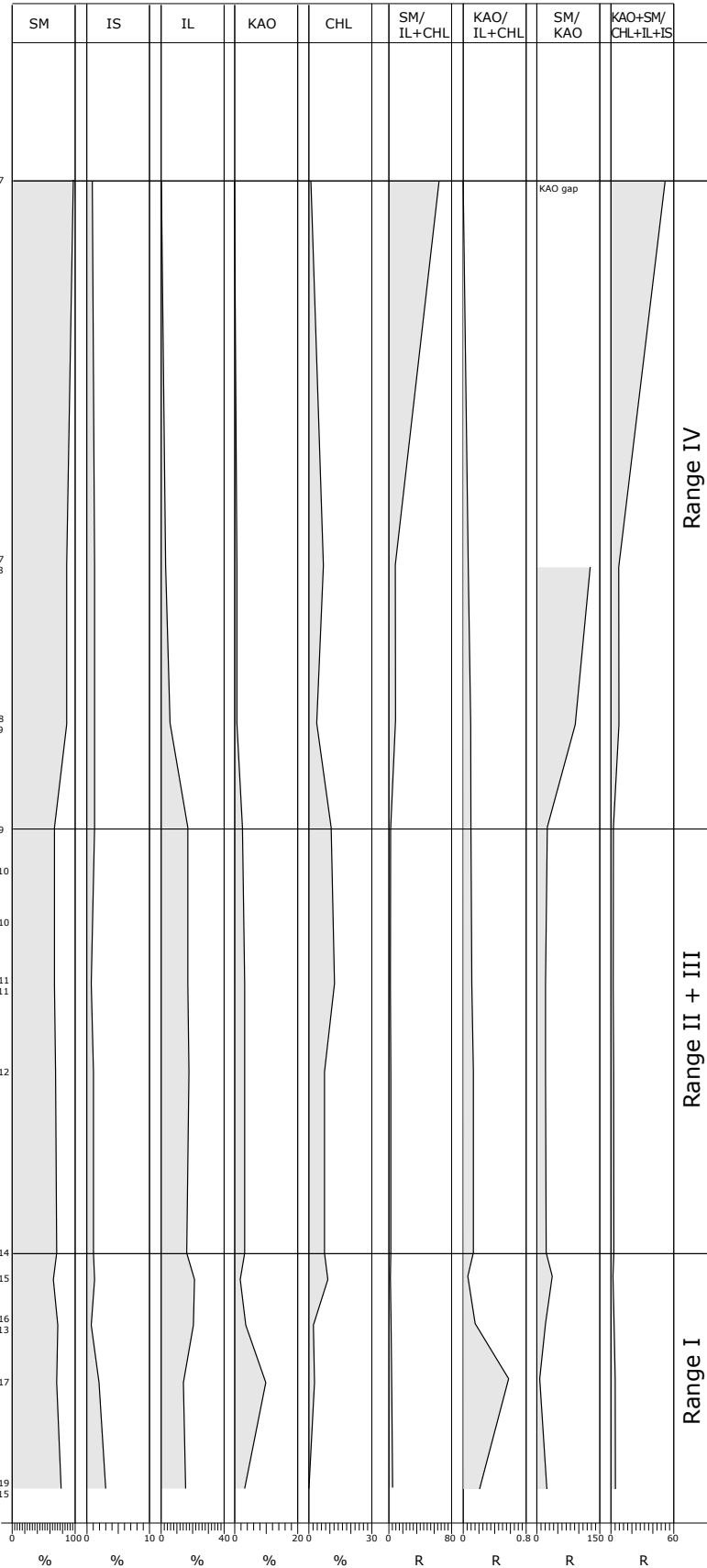
NW

Langhian
Gompholithe
Marnes rouges

Burdigalien
Grès verts burdigaliens
Poudingue polyg. à fossiles albiens remaniés



Clay minerals



Range IV
Range II + III
Range I

Fig. 4-14b Abondances semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe du Crêt-du-Loche (CdL).

Les MA sont particulièrement intéressants au Crêt-du-Loche, car ils montrent une dépendance claire vis à vis des paramètres climatiques. L'intervalle I présente un contraste saisonnier bien marqué par la forte abondance relative de la SM. Cependant l'excursion positive de la KAO pourrait refléter une légère influence tropicale. Par la suite la KAO sera toujours un héritage des assises calcaires locales, comme le sont systématiquement les IS. Durant l'intervalle II et III, la SM continue à caractériser un climat à contraste saisonnier. L'arrivée soudaine d'une CHL assez bien cristallisée reflète probablement un héritage alpin via le Napfschüttung. Une érosion mécanique et une activité tectonique de l'arrière-pays alpin sont suspectées. Ces variations d'abondances relatives de la CHL ne se corrélaient pas avec les variations du KF enregistrées dans les assemblages de la RT. Ceci tendrait à confirmer une source différente pour ces deux phases héritées. L'IL montre les mêmes tendances de cristallinité que la CHL. L'intervalle IV est caractérisé par une accentuation de la dominance de la SM, qui devient pratiquement le seul MA composant le cortège argileux. Cette dominance totale de la SM associée au milieu évaporitique indiqué par les Qz bipyramidés caractérise un climat à tendance aride. La CHL et l'IL montrent des cristallinités moins bonnes. L'environnement semble se confiner et amorcer des transformations par dégradation des MA hérités (IS, IL, CHL).

L'échantillon CdL1 se distingue par la présence de KAO vraisemblablement héritée du Mésozoïque. La frange héritée est d'ailleurs logiquement plus importante pour ce faciès que pour les niveaux de Marnes rouges, d'où également des abondances relatives de SM un peu plus modestes. Dans le faciès « oeningien » (CdL5), le même cortège argileux que dans les Marnes rouges est déterminé. Ainsi les mêmes caractères climatiques sont déduits. La Gompholithe ou le faciès « oeningien » appartiennent tous deux à l'intervalle IV distingué sur le profil des Fig. 13a et b.

L'évolution climatique de l'OMM jusqu'aux dépôts du complexe Marnes rouges - Gompholithe et du début de l'« Oeningien » est très bien illustré par le profil du Crêt-du-Loche. Durant le Burdigalien, un climat à contraste saisonnier probablement subtropical régnait le long de la côte Nord de l'OMM. Lors de la transgression marine, il semble que le contraste saisonnier s'est accentué et que le caractère tropical ou subtropical a rapidement disparu. Un climat à caractère tempéré s'est installé en même temps qu'une tectonique active locale, vosgienne et alpine a accentué les reliefs et entraîné une érosion mécanique. Les pré-

cipitations moyennes annuelles devaient être encore relativement élevées. Finalement, avec les dépôts de Marnes rouges et de la Gompholithe, l'environnement s'est confiné, sous un climat semi-aride, probablement de type méditerranéen. Cette évolution climatique conserve la même tendance avec les premiers dépôts de l'« Oeningien ».

OSM JURASSIENNE

4.2.5.18 Pré Golat Centre (PGC)

Petit affleurement de calcaires « oeningiens » situé au centre du flanc Nord de la colline du Golat (590.75/232.35) (voir 3.2.6.2 Pré Golat Centre (PGC)).

Environnement

Environnement palustre à lacustre éphémère.

Biostratigraphie

Un âge approximatif MN5-6 a été proposé pour les calcaires « oeningiens » du Golat.

Roche totale (Fig. 4-15a)

La composition minéralogique de la RT est classiquement dominée soit par la Cc, soit par les Phyllo et le Qz en fonction des alternances lithologiques calcaires et marneuses, caractéristiques des calcaires lacustres de l'« Oeningien ». Les Phyllos, le Qz, le Kf et le Plag se corrélaient négativement avec la Cc.

Minéraux argileux (Fig. 4-15b)

Les MA sont dominés par la SM et l'IL. L'IL et la CHL sont covariantes et corrélées négativement avec la SM. La KAO, en abondance relative significative, montre des variations grossièrement parallèles à celles de la SM et des IS. Les CHL et les IL sont bien cristallisés, excepté dans les niveaux PGC 3 et 2.

Interprétation

La RT montre une faible influence du détritisme, bien que les niveaux marneux de la base du profil (PGC 6 et 5) soient dominés par le Qz, probablement lié au Glimmersandschüttung. Dans ces deux mêmes niveaux, on observe d'ailleurs une excursion positive de CHL bien cristallisée (abondance relative de près de 20%).

La SM reflète parfaitement une transformation par dégradation de l'IL héritée du Mésozoïque. L'excursion positive de la KAO dans les niveaux PGC 3 et 2 ne se corréla pas avec une augmentation particulière du détritisme. Une signature climatique est suspectée.

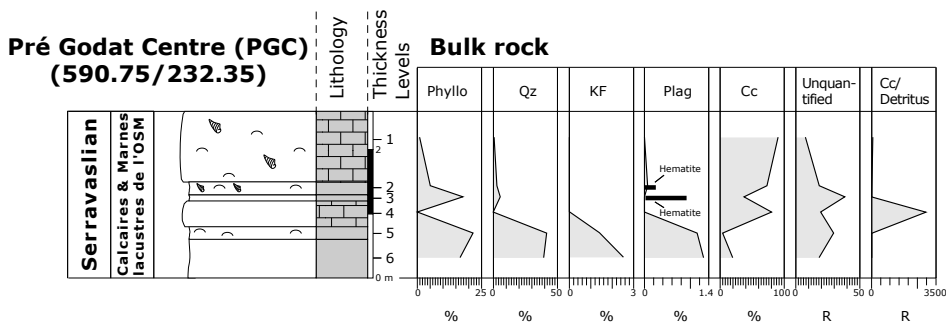


Fig. 4-15a Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la coupe du Pré Golat (PGC).

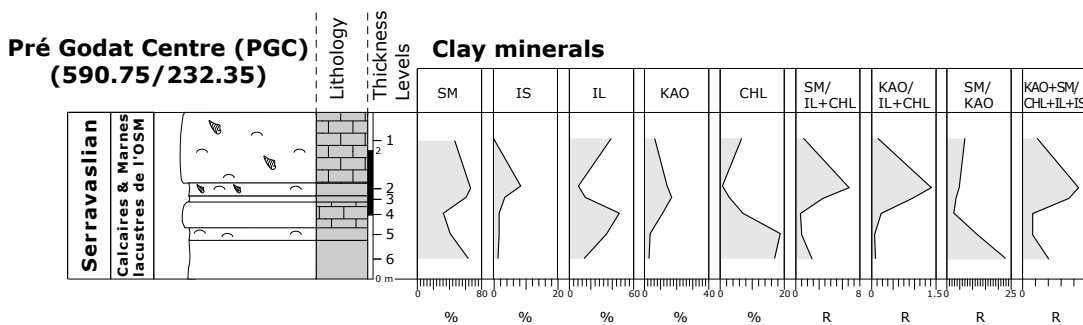


Fig. 4-15b Abondances semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe du Pré Golat (PGC).

D'une manière générale, cette affleurement suit la tendance du fort contraste saisonnier enregistré dans les Marnes rouges, la Gompholithe et la base de l'« Oeningien » du Crêt-du-Loche. Cependant une légère influence subtropicale et un environnement moins confiné, probablement lié à la proximité de l'axe de drainage du Glimmersandschüttung, semblent s'en distinguer.

4.2.5.19 Tramelan (TR)

A la faveur de la construction d'une villa sur le flanc Nord du synclinal de Tramelan (575.30/230.53), une coupe d'une dizaine de mètres a pu être levée dans des calcaires et marnes de l'« Oeningien » (voir 3.2.6.1 Tramelan (TR)).

Environnement

Environnements lacustres francs, lacustres éphémères et palustres, passant de l'un à l'autre inlassablement. Des périodes d'assèchement mettant à l'érosion des calcaires lacustres et des périodes où le développement de sols est possible sont également supposées.

Biostratigraphie

Un âge approximatif MN5-6 et plus probablement MN6 a été proposé pour les calcaires « oeningiens » de Tramelan.

Roche totale (Fig. 4-16a)

Les assemblages de la RT sont largement dominés par la Cc. Le Qz et les Phyllo montrent des abondances très faibles alors que le Plag et le KF sont tout simplement absents. Par contre on retrouve des teneurs importantes d'Aragonite et d'Hématite. Ces deux phases minérales rarement observées jusqu'à présent, montrent des variations covariantes avec les Phyllo et le Qz.

Minéraux argileux (Fig. 4-16b)

Les MA sont très largement dominés par la SM, dont l'abondance relative est stable à environ 65%. L'IL est également relativement stable avec une abondance relative moyenne à 19%. Ses légères variations observées se corrélient négativement avec la SM. La KAO, les IS et la CHL montrent des abondances relatives moyennes inférieures à 10%, mais ne sont pas très stables.

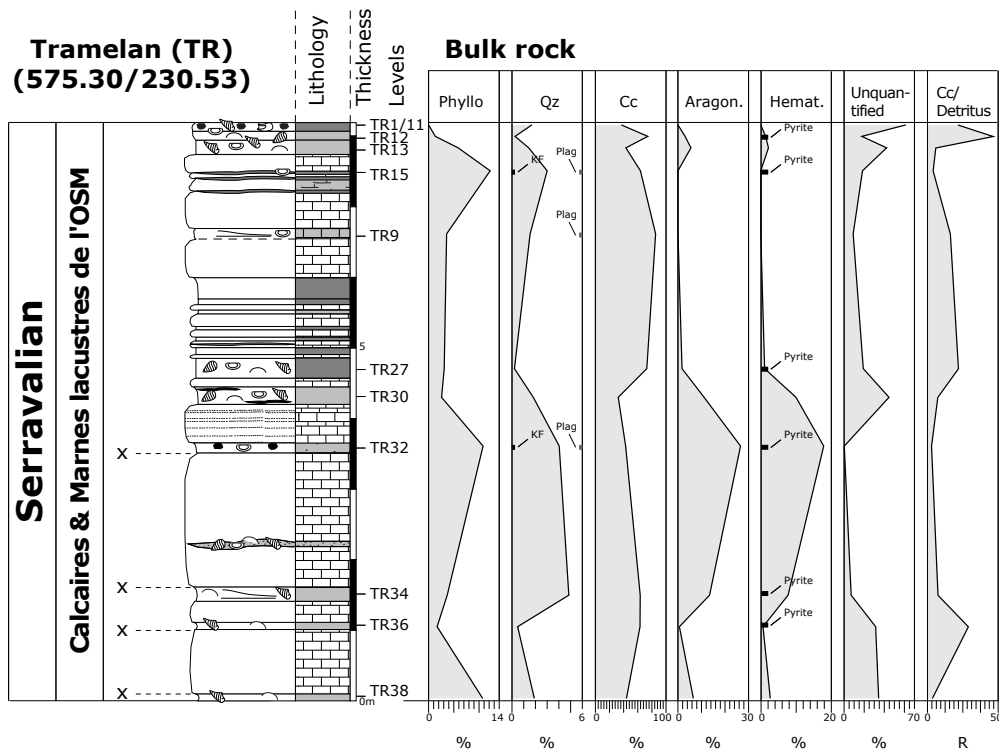


Fig. 4-16a Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la coupe de Tramelan (TR).

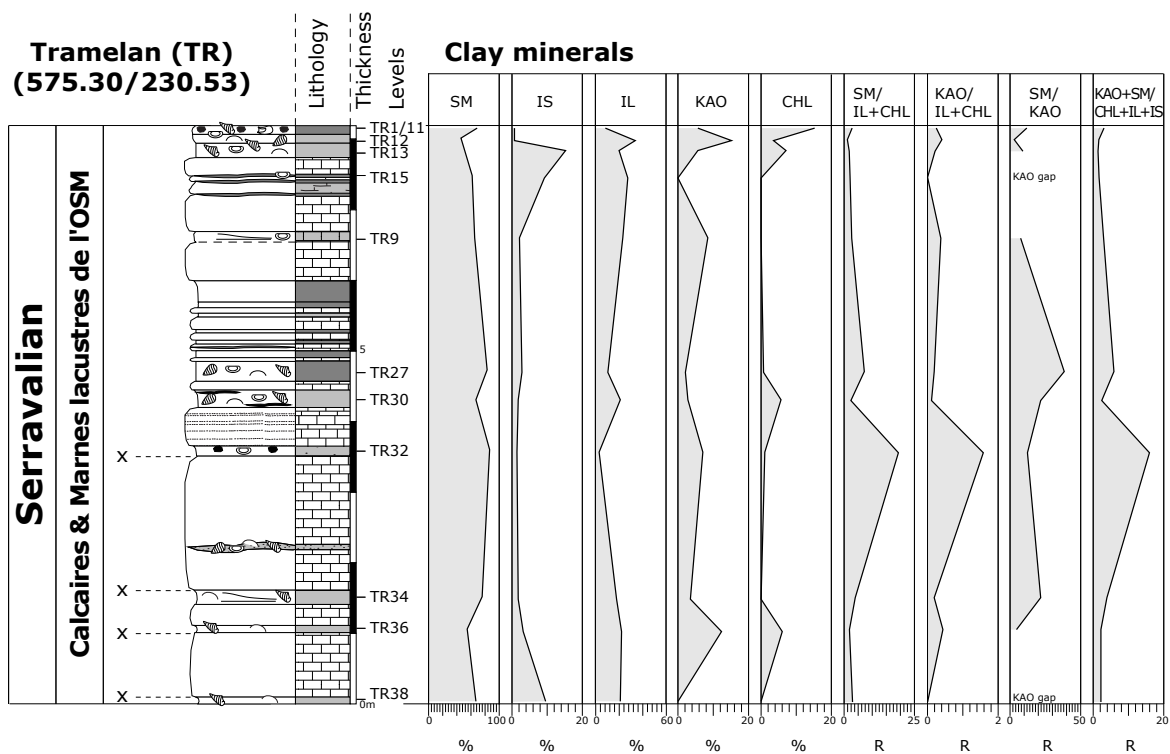


Fig. 4-16b Abondances semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe de Tramelan (TR).

Interprétation

Les apports détritiques à Tramelan sont très faibles et la sédimentation semble s'effectuer dans un milieu plutôt confiné. La présence importante d'Aragonite et d'Hématite pourrait avoir une signature climatique. L'Aragonite devrait refléter un milieu évaporitique sous un climat semi-aride. Sa stabilité par la suite dans le sédiment tient de conditions diagénétiques particulières (préservation dans un niveau imperméable).

L'Hématite se forme généralement dans des sols ferrallitiques de régions tropicales humides. Cependant on peut trouver des enrichissements sous des climats méditerranéens où les saisons humides favorisent l'hydrolyse et l'oxydation du fer, alors que les saisons sèches détruisent la matière organique et fixent le fer (exemple de la terra rossa des régions méditerranéennes). L'Hématite enregistrée dans certains échantillons de Tramelan pourrait être l'héritage d'un paléosol contemporain formé sous de telles conditions.

La large frange de SM observée tout le long du profil reflète une transformation par dégradation de l'IL héritée du Mésozoïque. Les deux excursions positives de la KAO dans les niveaux TR36 et 12 ne se corrèlent pas avec une augmentation évidente du détritisme. Cependant l'excursion TR38 se corrèle avec une augmentation de la CHL et TR12 avec une augmentation de l'IL.

Des périodes plus humides ont pu favoriser des érosions, des altérations et peut-être aussi des néoformations. Mais pour l'essentiel ces phases argileuses demeurent des héritages liés à un remaniement des assises mésozoïques et d'anciens dépôts tertiaires.

La signature climatique de Tramelan reste identique à celle du Pré Golat Centre, à savoir un caractère saisonnier prédominant.

KÜBLER (1962) présente des analyses d'argiles dans les calcaires « oeningiens » du Locle. Cette localité est très importante de par sa biostratigraphie, car elle représente la partie la plus jeune de la formation, datée de la zone MN7 (KÄLIN *et al.*, 2001). De plus KÜBLER (1962) y reconnaît l'Attapulгите (=Palygorskite) en association avec la SM. Cet assemblage est typique des sol en milieu aride. Ainsi, la tendance vers une augmentation du contraste saisonnier, avec des saisons sèches de plus en plus arides, amorcées au début de la régression de l'OMM, atteint son paroxysme au Locle (Miocène moyen, MN7).

4.2.5.20 Lovère (LOVI)

La localité LOVI (586.90/244.48) correspond à environ 6m sables et conglomérats, typiques des Vogesen Sande und Schotter des Bois de Raube (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung** et **3.2.7.1 La Lovère (LOVI et LOVII)**).

Environnement

Environnement fluvial de type rivière graveleuse divagante peu profonde.

Biostratigraphie

Cette localité appartient au Membre du Bois de Raube de la Formation du Bois de Raube qui est attribué à la zone mammalienne MN7 (KÄLIN, 1997).

Roche totale (Fig. 4-17a)

La base du profil est dominée par une lithologie marneuse riche en Phyllo et Cc. La partie supérieure montre une lithologie sableuse plus grossière caractérisée par une dominance du Qz. Le KF est également abondant dans la lithologie sableuse, alors que la présence de la Cc est fortement variable (absente à dominante).

Minéraux argileux (Fig. 4-17b)

Le cortège argileux est très stable, montrant une nette dominance de la SM (près de 70% en moyenne). Les autres phases argileuses sont faiblement représentées par les IS (3% en moyenne), la KAO (12% en moyenne), l'IL (12% en moyenne) et la CHL (5% en moyenne).

Interprétation

Tout comme pour les Calcaires « oeningiens » en partie synchrones, la même tendance est marquée, à savoir une SM dominante caractéristique d'un fort contraste saisonnier. Les autres minéraux argileux sont probablement hérités du Malm et des Vosges.

4.2.5.21 Etang de Bonfol (EBN et EBS)

Deux profils ont été levés de part et d'autre de l'Etang de Bonfol, dans les dépôts sableux du Membre d'Ajoie de la Formation du Bois de Raube. Les localités EBN (578.90/258.00) et EBS (579.15/257.60) présentent respectivement environ 2m et 6m de niveaux sableux, typiques des Vogesen-Schotter und -Sande von Charmoille (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung** et **3.2.7.2 Etang de Bonfol (EBN et EBS)**).

Environnement

Environnement fluviatile de type rivière graveleuse divagante peu profonde.

Biostratigraphie

Cette localité appartient au Membre d'Ajoie de la Formation du Bois de Raube qui est attribué à la zone mammalienne MN9 (KALIN, 1997).

Roche totale (Fig. 4-18a et b)

La RT de ces dépôts montre des assemblages assez stables dominés par le Qz et les Phyllo. Le KF et le Plag sont encore présents sur l'ensemble des analyses, par contre la Cc est totalement absente. On observe de la Do comme minéral trace (environ 1% wt).

Minéraux argileux (Fig. 4-17a et b)

Les cortèges argileux montrent trois faciès différents. Le premier est composé par une dominance de la SM et de la KAO (base EBN et top EBS). Le deuxième montre un assemblage IL, CHL et KAO (base EBS) et le troisième n'a livré que de l'IL et de la CHL (top EBN).

Interprétation

La RT est totalement dominée par un détritisme dont la source principale est le Massif des Vosges (voir 4.1 Minéraux lourds).

Le faciès argileux SM-KAO devrait représenter un héritage d'un sol contemporain reflétant une signature climatique assez nette. Un climat à contraste saisonnier subtropical est suspecté.

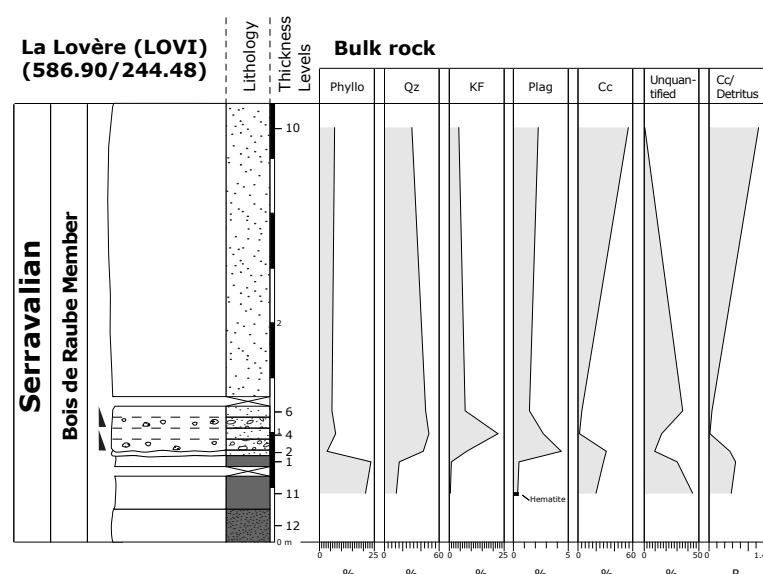


Fig. 4-17a Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) de la coupe de La Lovère (LOVI).

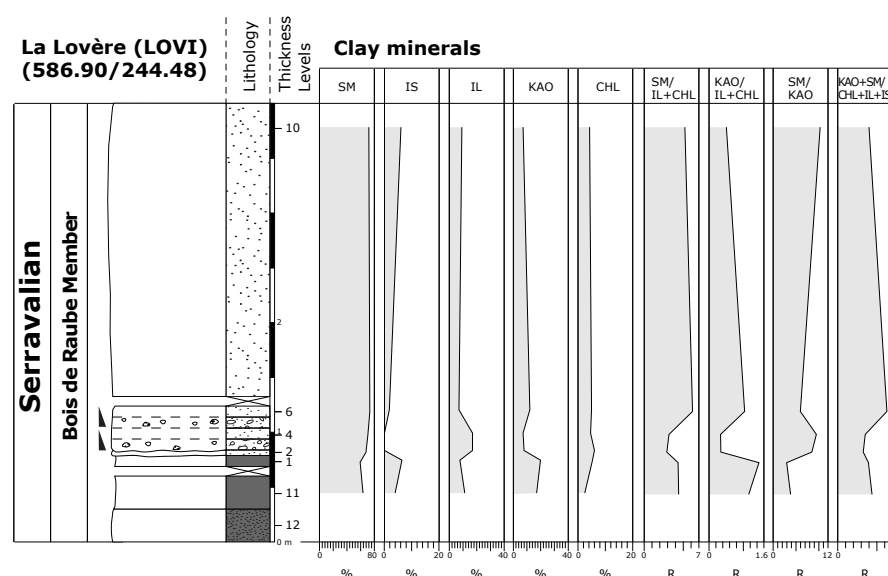


Fig. 4-17b Abondances semi-quantitatives des minéraux argileux de la coupe de La Lovère (LOVI).

Le faciès argileux IL-CHL est purement détritique, caractéristique d'un héritage vosgien. Une période d'activité tectonique et d'érosion mécanique des Vosges en période humide est suspectée.

Le faciès argileux IL-CHL-KAO caractérise également en majeure partie un héritage vosgien. En ce qui concerne la frange de KAO, soit elle est héritée du soubassement kimméridgien, soit il s'agit d'une signature climatique (sol remanié). Toutefois, dans les deux cas, le remaniement parle en faveur d'une période à forte humidité.

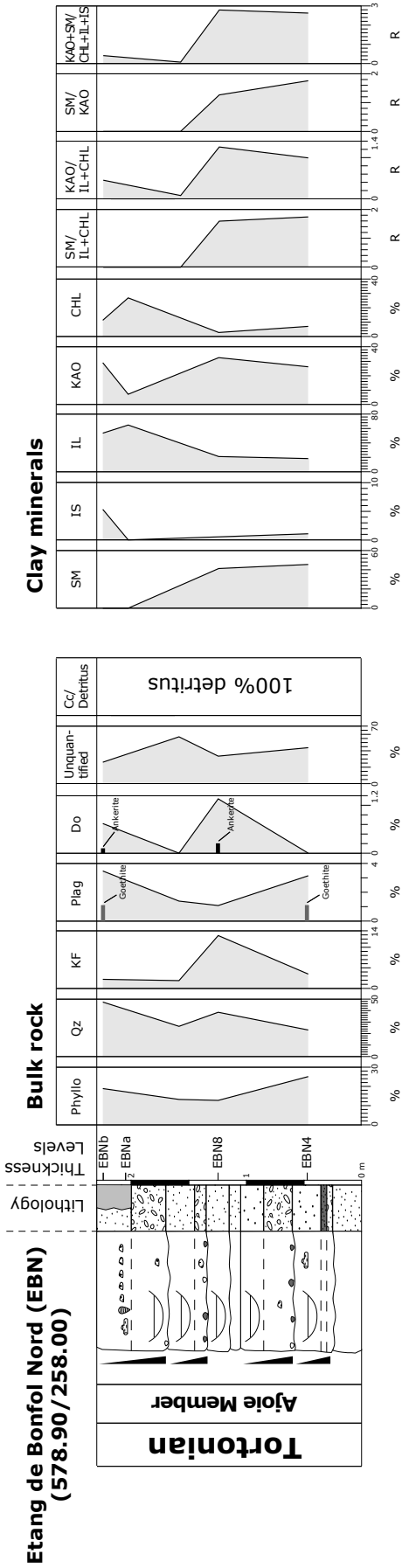


Fig. 4-18a. Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) et des argiles (semi-quantitatif) de l'Étang de Bonfol Nord (EBN).

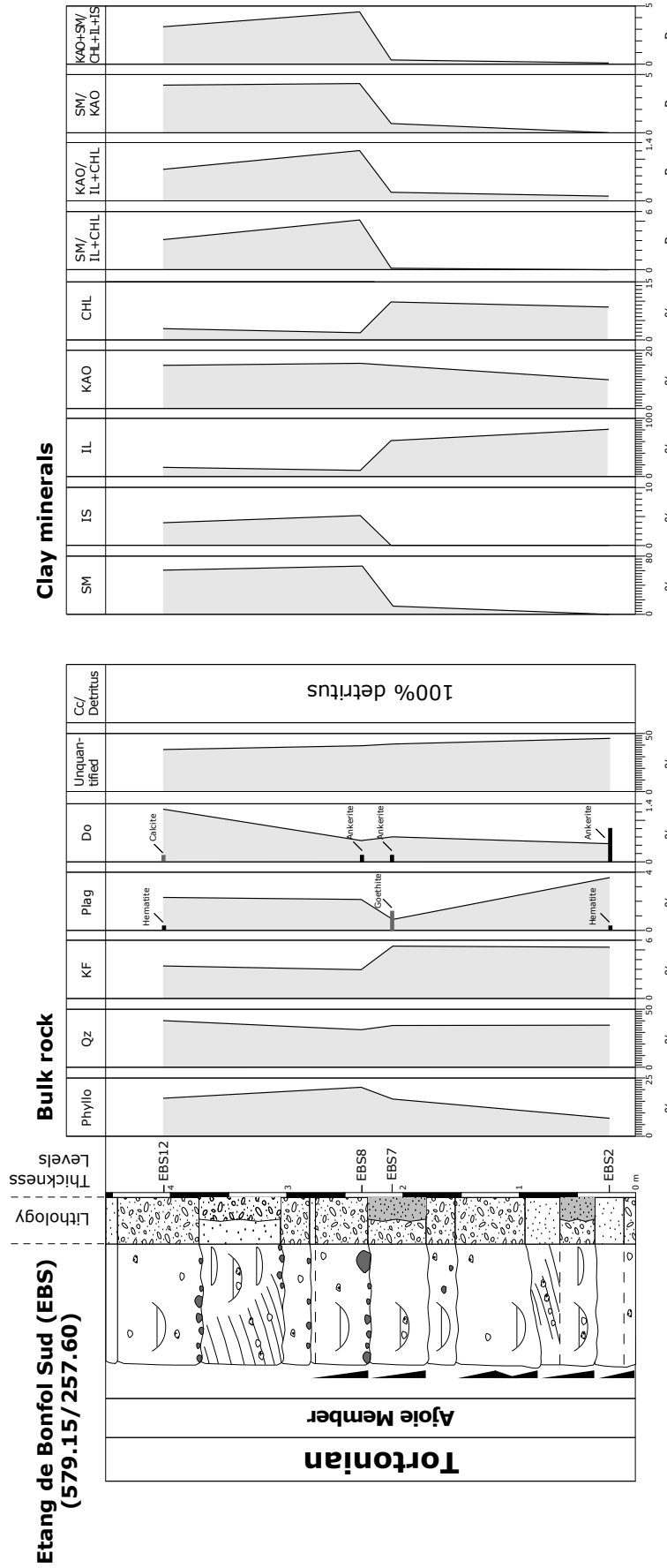


Fig. 4-18b. Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) et des argiles (semi-quantitatif) de l'Étang de Bonfol Sud (EBS).

4.2.5.22 Charmoille (CH)

L'ancienne sablière de Charmoille (582.24/252.94) est la localité type des Vogesen-Schotter und –Sande von Charmoille (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung**). Bien qu'actuellement cette exploitation ne soit plus visible, une petite excavation a permis le prélèvement de quelques kg de matériel afin d'en analyser le contenu minéralogique.

Environnement

Environnement fluvial, probablement proche de celui déterminé à l'Étang de Bonfol ou à La Lovère.

Biostratigraphie

Cette localité appartient au Membre d'Ajoie de la Formation du Bois de Raube qui est attribuée à la zone mammalienne MN9 (KÄLIN, 1997) (voir **5 - Rhinoceroidea**).

Minéraux argileux (Tab. 4-12)

Les MA de Charmoille montrent un cortège équilibré entre la SM et l'IL comme phases dominantes et la CHL et la KAO comme phases mineures.

	SM	IS	IL	KAO	CHL
CH	30.99%	6.30%	37.40%	11.95%	13.36%
	SM/ IL+CHL	KAO/ IL+CHL	SM/KAO	KAO+SM/ CHL+IL+IS	
CH	0.610565	0.235377	2.593985	0.418766	

Tab. 4-12 Abondances relatives des minéraux argileux de Charmoille (CH).

Interprétation

Le faciès argileux ne correspond à aucun des faciès particuliers de l'Étang de Bonfol (voir **4.2.5.21 Etang de Bonfol (EBN et EBS)**). Cependant on note un certain équilibre entre héritage vosgien (CHL, IL en partie), héritage local (KAO, IL en partie) et probablement altération par hydrolyse d'un paléosol contemporain (SM). La signature climatique de ce faciès montre une tendance au contraste saisonnier et à une humidité conséquente (climat de type tempéré humide).

4.2.5.23 Vendlinourt (VEND)

Poches karstiques à remplissage sableux dans la carrière de Kimméridgien de Vendlinourt (578.80/255.28) (voir **3.2.10.4 Vendlinourt (VEND)**).

Environnement

Rivière souterraine.

Biostratigraphie

D'après les minéraux lourds, le remplissage de ce karst pourrait être contemporain à celui de Glovelier (MN4).

Roche totale (Tab. 4.13)

La RT est essentiellement composée par le Qz et les Phyllo. Les autres phases minérales présentent des abondances mineures.

	Phyllo	Qz	KF	Plag	Cc	Do	Hémat.	Ank	Indosée	Cc/détritisme
VEND2	12.11 % wt	41.72 % wt	2.43 % wt	5.49 % wt	2.53 % wt	0.32 % wt	0.00 % wt	0.02 % wt	35.40 % wt	0.04096458
VEND4	17.77 % wt	48.80 % wt	2.58 % wt	4.11 % wt	5.05 % wt	0.26 % wt	0.35 % wt	0.00 % wt	21.09 % wt	0.0689483

Tab. 4-13 Abondances des phases minérales majeures (en % pondéraux) du karst de Vendlinourt (VEND).

Minéraux argileux (Tab. 4-14)

Le cortège argileux de ces remplissage karstiques est dominé par l'IL. La SM et la KAO complètent l'assemblage argileux. La CHL et les IS sont présents comme minéraux accessoires.

	SM	IS	IL	KAO	CHL
VEND2	21.33%	2.97%	45.57%	26.53%	3.60%
VEND4	16.71%	6.60%	42.92%	25.23%	8.54%
	SM/IL+CHL	KAO/ IL+CHL	SM/KAO	KAO+SM/ CHL+IL+IS	
VEND2	0.433844	0.539489	0.804175	0.917828	
VEND4	0.324722	0.490302	0.662289	0.722424	

Tab. 4-14 Abondances relatives des minéraux argileux du karst de Vendlinourt (VEND).

Interprétation

Remplissage purement détritique.

Pour les MA, la problématique est de savoir s'il s'agit uniquement d'héritages (locaux ou vosgiens) ou si l'association SM-KAO ne pourrait pas constituer pas un assemblage à signature climatique, du reste très proche de celui de Charmoille. Cependant les fortes teneurs en Grenat et en minéraux du Groupe Epidote-Zoisite ne sont pas caractéristiques du Membre d'Ajoie (voir **4.1 Minéraux lourds**). Toujours est-il que si l'assemblage SM-KAO est néoformé et/ou qu'il s'agit de produits d'altération in situ, on pourrait interpréter un climat tempéré humide à la fin de l'OMM dans le Jura, ceci à condition que le karst de Vendlinourt soit bien un équivalent stratigraphique du karst de Glovelier.

4.3 MINÉRAUX LOURDS ET CORTÈGES ARGILEUX : GÉODYNAMIQUE, ÉVOLUTION DES SYSTÈMES DE DRAINAGE ET DES CLIMATS

La tectonique locale, régionale et même parfois globale, ainsi que les conditions climatiques sont les facteurs de contrôle principaux des assemblages minéralogiques du Tertiaire jurassien. Il est parfois difficile d'en distinguer les impacts respectifs puisque souvent plusieurs facteurs interviennent simultanément, pouvant se masquer, se superposer et finalement biaiser les signatures des assemblages minéralogiques.

Un certain nombre d'études régionales (BERGERAT, 1987 ; VILLEMEN & BERGERAT, 1987 ; LARROQUE & LAURENT, 1988 ; SCHUMACHER, 2002) ont mis en évidence quatre épisodes tectoniques cassants durant le Tertiaire qui s'inscrivent dans un contexte de cisaillement régional senestre. Cette évolution est confirmée par les données observées sur la dalle calcaire de « Sur Combe Ronde » (568.90/250.00) en Ajoie. La fracturation visible actuellement sur cette dalle illustre parfaitement et sur une surface restreinte l'évolution tectonique régionale du Tertiaire jusqu'à aujourd'hui (BRAILLARD *in* MARTY *et al.*, 2003).

Ce chapitre propose une synthèse de l'évolution minéralogique des dépôts tertiaires du Jura et de leur signification en terme de climat (minéraux argileux) ou de provenance du matériel (minéraux lourds), couplée aux événements tectoniques qui ont affectés la région à cette période (Fig. 4-19).

L'ensemble des dépôts de la Molasse du Jura peut se répartir en 6 intervalles stratigraphiques différents, séquencés par des événements climatiques, tectoniques et/ou biogéographiques globaux et régionaux. Les évolutions des cortèges argileux et des spectres de minéraux lourds ne sont clairement ni linéaires ni parallèles. Elles peuvent caractériser l'ensemble des intervalles soit par des signatures propres à chaque intervalle, soit par des tendances évolutives regroupant plusieurs intervalles ou encore par des changements à l'intérieur même d'un intervalle.

Intervalle I (Eocène moyen-supérieur ; MP14-20)

Cette intervalle recouvre le top du Lutétien (MP14) jusqu'à la fin de l'Eocène. Il est limité à sa base, de façon arbitraire, par le gisement d'Egerkingen (MP14), plus vieux gisement à mammifères daté en Suisse. Sa limite supérieure est marquée par la « Grande Coupure » de STEHLIN (1909). Cette événement, plus ou moins

synchrone à la TEE (crise climatique globale liée à la séparation des plaques antarctique et australienne), correspond à une phase de migration de mammifères asiatiques en Europe (voir 5 – **Rhinocerotoides**).

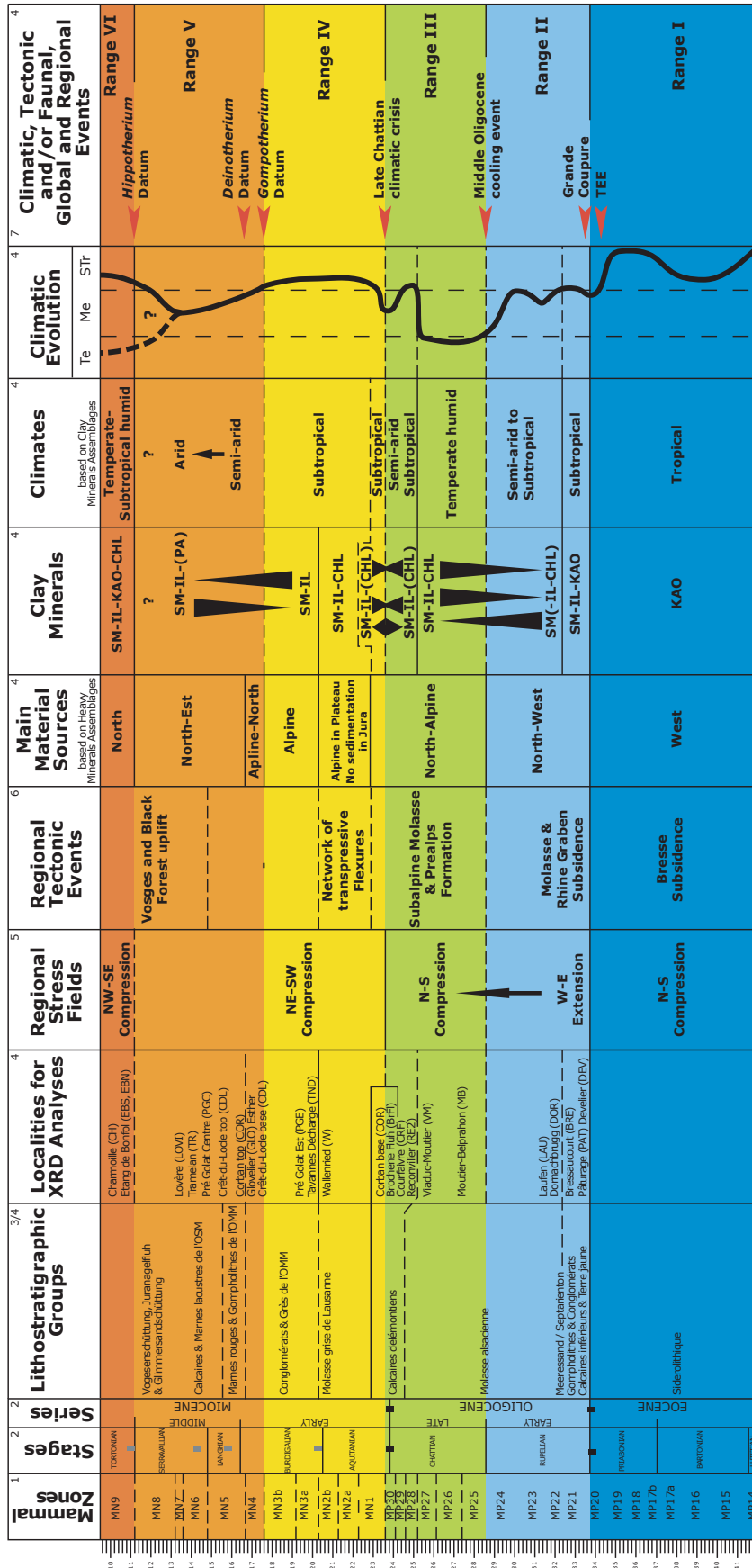
Les dépôts concernés par cet intervalle appartiennent exclusivement au Groupe du Sidérolithique (voir 2.1 **Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**).

Durant cette période, une première phase compressive N-S engendre des décrochements conjugués de direction NNE et NNO, ainsi que des fentes de tension N-S subverticales. Ces accidents tectoniques précoces ne sont probablement pas assez importants pour créer un véritable bassin sédimentaire. Ils devraient pourtant être responsables de la formation de petites zones déprimées qui modulent la surface uniforme que matérialisait le Jura. Je n'ai malheureusement effectué aucune analyse de minéraux lourds et d'argiles. Cependant IBERG (1954), KÜBLER (1962), VERNET (1963), SITTNER (1965) ont mis en évidence la grande richesse en KAO du Sidérolithique. VERNET (1963) en déduit l'existence de milieux particulièrement humides. La kaolinisation est typique de la zone climatique tropicale (THIRY, 2000).

En ce qui concerne les éventuels paléosystèmes de drainage, il semblerait que les Quartz formant les Sables vitrifiables de Moutier soient originaires du Massif Central (SERNELS, comm. orale).

Les interprétations que l'on peut tirer de ces quelques considérations souffrent d'un manque flagrant de données. Les dépôts sidérolithiques du Jura sont tout d'abord essentiellement remaniés, preuve en est l'enrichissement de leurs gisements dans les poches karstiques (Egerkingen, Mormont) ou le long des accidents tectoniques (Delémont). De plus, lorsque l'on considère les derniers dépôts Mésozoïques affleurant dans le Jura (Cénomaniens du Jura neuchâtelois), on peut estimer une lacune stratigraphique de près de 60Ma avant la première datation MP14 d'Egerkingen. Ajouté à cela, la nature fortement carbonatée du Mésozoïque ne favorise pas une kaolinisation, et toute interprétation pourrait être biaisée par un décalage spatio-temporel important.

Les quelques datations répertoriées dans le Sidérolithique (Mormont, Egerkingen) représentent l'âge d'un remaniement relativement proche des premiers dépôts strictement molassiques, bien qu'il semble en être séparé par un événement tectonique précoce (discordance stratigraphique au contact Sidérolithique/



The bio-chrono- and lithostratigraphy, the tectonic, climatic and faunal events and the mineralogical data are compiled from the following authors

1 : Swiss Mammal Level, correlated with recent biostratigraphic, radiometric and geochronological data from
 ENGESSER & MÖDDEN 1997

2 : BERGGREN, KENT, AUBRY & HARDENBOL 1995
 HARDENBOL, THIERRY, PARLEY, JACQUIN, DE GRACIANSKI & VAIL 1998,
 in DE GRACIANSKI, HARDENBOL, JACQUIN & VAIL

3 : PICOT (2002)

4 : this study

Clay minerals
 SW : Smectite
 IL : Illite
 CHL : Chlorite
 KAO : Kaolinite
 PA : Paragonite

Climates
 Te : Temperate
 Me : Mediterranean
 STI : Sub Tropical

Drainage systems
 West : Messif-Central
 North : Scandinavian Shield, Vosges, Black Forest
 East : Glimmes, Bohemian Massif
 Alpine : Alpine, Bohemian Massif
 Nappes : Nappes, Glimmes, Bohemian Massif

5 : BERGERAT 1987 ; VILLEMIN & BERGERAT, 1987 ; LARROQUE & LAURENT, 1988 ; SCHUMACHER 2002 ; BRALLARD in MARTY & al., 2003
 6 : HOMWOOD & LAETLIN 1988 ; BERGER 1996 ; LAUBSCHER 2001 ; SCHUMACHER 2002 ;
 7 : ANTOINE & al., 1997 ; ANTOINE, 1989 ; BERGER 1989, 1992 ; BERNOR & ARMOUR-CHÉLU 1999 ; CERDENO 1995, 1997 ; DEMARCO et al., 1983 ; GOHLICH, 1999 ; HOOKER 2000 ; LEGENDRE 1989 ; TASSY 1989 ; WHITBROW & ANDREWS 2000 ; WOODBURN & BERNOR 1996
 I - VI : this study, based on clay minerals assemblages and Rhinocerotoida associations

Fig. 4-19 Évolution des systèmes de drainage et des paléoclimats de la Molasse du Jura.

Molasse). A l'échelle géologique, on peut également considérer le remaniement du Sidérolithique comme sub-autochtone et synchrone à sa formation lorsqu'on le retrouve comme remplissage karstique. En effet une altération d'un substrat calcaire en milieu tropical favorisera en même temps sa karstification. Les sols latéritiques résultants pourront alors facilement s'effondrer dans des conduits karstiques, véritables pièges à sédiments et à animaux. Cette genèse de gisements sidérolithiques pourrait expliquer l'absence d'une grande partie du Crétacé sur l'ensemble du Jura. Par contre, lorsque l'on retrouve des gisements sidérolithiques stratifiés contenant des lits de sables qui ne peuvent être qu'allochtones (Sables vitrifiables de Moutier), un transport et un décalage entre leur formation et leur dépôt doit être invoqué.

Finalement les argiles et les minéraux lourds du Sidérolithique karstique semblent provenir des résidus de l'ablation et de l'altération des assises mésozoïques qui font défaut au sommet de la série stratigraphique (essentiellement Crétacé supérieur). Sous forme de strates, ils seraient originaire du Massif Central et/ou d'un remaniement plus local conditionné par des phénomènes tectoniques.

Ainsi la kaolinisation ayant engendré le Sidérolithique karstique est bien une signature climatique tropicale de l'intervalle I. Dans le détail, HOOKER & WEIDMANN (2000) mettent en évidence un climat subtropical humide pour l'Eocène moyen du Mormont (voir 5 – **Rhinoceroidea**). SCHULLER (1990) mentionne un climat tropical humide au début du Priabonien passant à un climat subtropical à saison sèche au Priabonien supérieur pour la région du Fossé rhénan. Des indices de dessèchement sont encore mis en évidence dans le Jura par HOFFMANN (1960) et AUBERT (1975). Finalement à la limite Eocène-Oligocène l'impact de la TEE se fait probablement ressentir par une brève détérioration climatique (baisse de la température et de l'humidité)

Intervalle II (Rupélien ; MP21-24)

L'intervalle II recouvre l'entier du Rupélien. Il est limité à sa base par la « Grande Coupure » et en son sommet par une tendance climatique au refroidissement qui détériore les climats de l'Oligocène (PROTHERO, 1994 ; CERDENO, 1997). Les Groupes lithostratigraphiques concernés sont les Calcaires inférieurs & Terre jaune (Pâturage), les Gompholithes & Conglomérats (Bressaucourt), les Meeressand (Develier), les Septarienton (Laufen) et la base de la Molasse alsacienne (Dornachbrugg).

Durant cette période, une phase d'extension E-W, mais toujours compressive N-S dans la zone transformante Rhin-Bresse, contrôle l'ouverture du Fossé Rhénan. Ce régime extensif n'a laissé que peu de traces en Ajoie qui se situe à cheval entre la terminaison orientale de la zone transformante Rhin-Bresse (régime compressif N-S) et le sud du Fossé Rhénan.

L'ouverture du Fossé Rhénan va aussitôt influencer la région jurassienne, notamment avec la création du « bassin rauraque » et surtout permettra la création d'un axe de drainage nordique qui alimentera la Tertiaire jurassien durant tout le Rupélien (Bouclier scandinave), en particulier durant le Rupélien supérieur. L'axe de drainage principal durant le Rupélien inférieur proviendra du Massif Central. Ceci pourrait être lié à la formation précoce du Fossé de la Bresse (ouverture à l'Eocène déjà). De plus la forte subsidence du Bassin molassique ne permet pas de communication franche entre le Jura et les Alpes. PICOT (2002) a d'ailleurs soulevé ce problème épineux, sans vraiment pouvoir mettre en évidence une connexion claire entre l'UMM rhénane et l'UMM périalpine. Seules des présomptions d'une communication à position stratigraphique imprécise, sous forme de bras de mer, sont suggérées par les localités de Wynau et de Moutier.

Les cortèges argileux déterminés dans les localités Pâturage, Bressaucourt et Develier, probablement toutes d'âge MP21(-22), sont dominés par la SM et l'IL. Ils présentent également une influence significative de KAO. Ces assemblages minéralogiques caractérisent le climat de la base du Rupélien. Ils mettent en évidence un léger contraste saisonnier, une influence tropicale et des massifs externes nordiques probablement déjà en relief. Ces derniers ne sont certainement pas sujets à une surrection, mais simplement mis à l'érosion par l'ouverture du Fossé Rhénan. Une véritable surrection des massifs des Vosges et de la Forêt Noire n'aura lieu qu'à partir de MN6, durant le Miocène moyen (LAUBSCHER, 2001).

Les cortèges argileux enregistrés Dornachbrugg et à Laufon (MP22(-23)) changent drastiquement. Ils ne montrent presque plus d'influence de la KAO et surtout sont caractérisés par une forte abondance relative de la SM. L'IL et la CHL sont encore présentes, mais dans des proportions modestes. Le climat montre un contraste saisonnier beaucoup plus important (climat de type méditerranéen), avec peut-être encore quelques rares influences tropicales. L'IL et la SM amorcent une montée en puissance avec l'arrivée de la Molasse alsacienne, ce qui est interprété comme une tendance à la baisse de température et à l'accentuation de l'érosion

des massifs externes nordiques. C'est d'ailleurs ce léger refroidissement de la fin du Rupélien qui sépare l'intervalle II et III.

A la Beuchille (Molasse alsacienne, MP23-24), les interprétations paléocologiques et sédimentologiques ont mis en évidence un climat chaud à contraste saisonnier (voir **3.2.1 Molasse alsacienne**). SCHULER (1990) propose un climat subtropical à influence tempérée pour la zone MP21, un climat méditerranéen pour la zone MP22 et un climat composite avec la combinaison des influences subtropicales, méditerranéennes et tempérées pour la zone MP23.

Finalement il est très difficile de donner une interprétation climatique précise pour cet intervalle. Cependant, tant les cortèges argileux que les études sédimentologiques, palynologiques et paléocologiques mettent en évidence une certaine instabilité climatique composée d'influences subtropicales, méditerranéennes et tempérées.

Intervalle III (Chattien ; MP25-30)

L'intervalle III recouvre la période du Chattien et se termine par la crise climatique de la fin de l'Oligocène (baisse de la température et aridification), mise en évidence notamment par BERGER (1990a et b, 1992) et BECKER *et al.* (2002). Il est représenté par la partie supérieure de la Molasse alsacienne (Moutier-Belprahon, Viaduc-Moutier) et l'essentiel des Calcaires delémontiens (Courfaivre, Reconvilier, Brochene Fluh).

Le régime extensif E-W rupélien perdure, mais vraisemblablement liée à une compression N-S plus marquée. Les Préalpes et la Molasse subalpine se mettent alors en place et l'on retrouve dans le Tertiaire jurassien les premiers apports à signature alpine, avec notamment la présence de la Glaucothane à Moutier-Belprahon. Les sources nordiques demeurent actives.

Les tendances observées dans les cortèges argileux de Laufon et de Dornarbrugg s'amplifient à Moutier-Belprahon et à Viaduc-Moutier. On observe d'une part une diminution de la SM, qui reste tout de même dominante, et une augmentation de l'IL et de la CHL. Le climat semble stabiliser son contraste saisonnier, tout en devenant un peu plus froid et un peu plus humide.

Dès les premiers dépôts de Calcaires delémontiens (Courfaivre, Reconvilier et Brochene Fluh), l'activité tectonique se fait nettement moins pesante, les apports allochtones sont moins importants et une sédimentation en milieu calme prend place. A la base de MP29,

un climat subtropical à contraste saisonnier marquée au niveau de l'humidité règne sur des environnements montrant une tendance au confinement. A MP29 top et MP30, le contraste saisonnier s'amenuise, la température baisse et le climat devient semi-aride. Au passage oligo-miocène (Corban, Brochene Fluh) des apports d'eau plus continus provenant du Sud approvisionnent des environnements qui s'ouvrent. Un climat subtropical chaud et humide semble se stabiliser.

Intervalle IV (Aquitaniens-Burdigaliens ; MN1-3)

L'intervalle IV recoupe précisément l'Aquitaniens et le Burdigaliens jusqu'à la limite entre la zone mammalienne MN3 et MN4. Cette limite stratigraphique correspond à la « *Gomphotherium Datum* » (voir **Intervalle V**, ci-dessous). Il concerne le top des Calcaires delémontiens (Brochene Fluh, Corban), la Molasse grise de Lausanne (Wallenried), et les dépôts marins des Conglomérats & Grès de l'OMM (Tavannes Décharge, Pré Golat Est, base du Crêt-du-Loche, Esther, Glovelier).

Au début du Miocène, un régime compressif NE-SW, qui fait rejouer les accidents subméridiens (éocènes) de façon dextre se met en place. Un réseau de mouvements décrochants et de compressions flexurent le Jura, lui conférant ses premières antiformes et synformes. La sédimentation est alors stoppée net (exception faite des dépôts lacustres de La Chaux) juste après les derniers dépôts de Calcaires delémontiens (Brochene Fluh, Corban) et plus aucun système de drainage ne parvient à passer ce nouveau relief durant tout l'Aquitaniens.

La localité de Wallenried (MN2b), située dans l'axe du Plateau molassique présente un cortège argileux à signature alpine typique. Le paléoclimat, déduit d'avantage du contenu paléontologique que minéralogique, présente une nette dominance subtropicale, à contraste saisonnier de l'humidité modéré (BECKER *et al.*, 2001)

Au Burdigaliens la compression NE-SW semble continuer à être active. La transgression de l'OMM atteint les régions jurassiennes et inonde dans un premier temps (MN3) exclusivement les synclinaux du centre-Sud (Tramelan-Tavannes-Court, Moutier) et Nord-Ouest (Ponts-de-Martel, Le Locle – La Chaux-de-Fonds, Perry-Reuchenette, Saint-Imier). Une influence alpine exclusive est déduite des spectres de minéraux lourds des localités de Tavannes Décharge et de Pré Golat Est. Les MA de ces mêmes localités sont dominés par la SM, qui montre une tendance à l'augmentation. Le climat devient plus contrasté, mais garde son caractère humide.

Par ailleurs, les différentes interprétations paléocéologiques et sédimentologiques effectuées pour ces localités ont toujours reflété une tendance à des climats chauds subtropicaux (voir 3 – **Sédimentologie & Paléontologie**).

Intervalle V (Langhien-Serravalien ; Mn4-MN8)

L'intervalle V correspond aux zones mammaliennes MN4 à MN8. Sa limite inférieure est caractérisée par la « *Gomphotherium Datum* », événement tectonique et paléobiogéographique qui marque l'arrivée des premiers *Gomphotherium* en Europe, via un pont terrestre reliant l'Afrique et le Sud-Ouest de l'Asie. Juste après, la limite MN4-5 correspond à une deuxième migration de Probocidea, la « *Deinotherium Datum* », qui avec la « *Gomphotherium Datum* » forment la « Probocidean Datum ». Ces événements furent possibles grâce au rapprochement des plaques afro-arabiques. Ils entraînent la fermeture de la Téthys (TASSY, 1990 ; ANTUNES, 1990 ; ANTOINE *et al.*, 1997 ; GÖHLICH, 1999), l'arrêt de la circulation océanique équatoriale et une continentalisation des climats sur le pourtour méditerranéen, notamment avec une tendance à la sécheresse et l'apparition d'une forme de végétation formée de broussailles épineuses (chaparral). La disparition de ces couloirs de migration durant le Miocène moyen permettra à nouveau une connexion entre la mer indo-pacifique, la Téthys et la Paratéthys et le développement de climats presque tropicaux durant le Langhien. Par la suite, durant le Miocène supérieur, le rapprochement du bloc arabo-africain et de l'Eurasie soudera définitivement l'Arabie à l'Asie.

Durant cette période, on retrouve les derniers dépôts des Conglomérats & Grès de l'OMM (Glovelier, Esther), les dépôts des Marnes rouges et Gompholithes de l'OMM (sommets du Crêt-du-Loche, sommet de Corban), les dépôts des Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM (Tramelan, Prés Golat Centre) et les dépôts des Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung (Lovère).

Le régime compressif NE-SW amorcé à l'Aquitainien semble toujours actif, bien que l'on ne puisse pas vraiment en trouver des traces importantes sur le terrain.

Durant la zone mammalienne MN4, l'OMM (Esther, Glovelier) atteint les synclinaux nordiques (Delémont, Mettembert, Laufen, ...). Les spectres de minéraux lourds présentent des influences mixtes alpines et nordiques.

La SM continue à augmenter, le climat devient toujours plus contrasté et commence à montrer des indices d'assèchement. De plus au fur et à mesure que le contraste saisonnier s'accroît, les apports alpins se font plus discrets et font place à une influence nordique et orientale.

Au Langhien, après le retrait de l'OMM, les dépôts de Marnes rouges (sommets de Corban, sommets du Crêt-du-Loche) se font dans un milieu calme, quelque peu confiné. Les apports sont essentiellement locaux et jamais alpins. Le contraste saisonnier est encore plus fort et une période en climat semi-aride s'installe. EMARCQ *et al.* (1983) mettent en évidence un maximum thermique et une forte aridité dans la vallée du Rhône durant la zone mammalienne MN5.

Au Serravalien, dès MN6, les Vosges et la Forêt Noire sont en surrection (LAUBSCHER, 2001). Les apports présentent une origine mixte du Nord et de l'Est. Le climat demeure semi-aride. La Palygorskite signalée par KÜBLER (1962) suggère même un climat aride au sommet des Calcaires « oeningiens » du Loche.

Aucune argile appartenant à la dernière zone mammalienne (MN8) de notre intervalle V n'a été analysée. Cependant la localité d'Anwil (MN8) a fourni une faune clairement forestière (*Gliridae*, *Sciuridae*, *Anchitherium*, *Palaeomeryx*, *Tancanomo*) montrant la présence de plan d'eau (*Stenofiber*, *Desmonella*, *Nyctonymus*). Ce climat forestier humide d'Anwil correspond aux données de DEMARCQ *et al.* (1983) dans la vallée du Rhône.

Les cortèges argileux et particulièrement leur évolution durant l'intervalle V illustrent parfaitement les effets de continentalisation et d'aridification des climats engendrés par l'événement tectonique discuté ci-dessus (« *Gomphotherium Datum* »). Par contre les possibilités d'influences tropicales durant le Langhien n'ont pas été observées.

Intervalle VI (base du Tortonien ; MN9)

L'intervalle VI correspond aux plus jeunes dépôts datés dans la Molasse du Jura, à savoir la zone mammalienne MN9. Sa limite inférieure est caractérisée par l'« *Hippotherium Datum* », événement paléobiogéographique qui a vu les premiers *Hipparion* envahir de manière synchrone l'Eurasie et même l'Afrique via le détroit de Béring. Cet événement semble globalement lié à une détérioration climatique (baisse de la température et baisse du niveau marin global).

Les affleurements de cette intervalle sont très rares et l'on ne retrouve pratiquement que les dépôts des Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung (Charmoille, Etang de Bonfol) en Ajoie et les dépôts du Nebelberg dans le synclinal de Laufon. Cette dernière localité a également été échantillonnée pour des analyses de MA et leurs résultats seront intégrés dans une prochaine publication.

Durant cette période, un régime compressif NW-SE fait fonctionner un système de décrochements conjugués N-S sénestres et WNW-ESE dextres. Les dépôts molassiques sont alors alimentés exclusivement par des sources nordiques.

Un assemblage de minéraux argileux tout à fait nouveau apparaît. On ne retrouve pas moins de 4 faciès argileux différents entre les localités de Charmoille et de l'Etang de Bonfol. Il en ressort un climat humide à contraste saisonnier modéré et à influence subtropicale, n'excluant pas la possibilité d'un climat chaud et humide tempéré.

BERNOR *et al.* (1997) interprète un climat à saison unique de type tempéré chaud ou subtropical pour la localité d'Höwenegg (Allemagne), qui présente le même âge et le même assemblage faunique que Charmoille. De même WHYBROW & ANDREWS (2000) présentent la zone mammalienne MN9 comme subtropicale à tropicale.

L'« Hippotherium Datum » ne semble pas avoir un impact climatique direct sur la Molasse du Jura, mais simplement une implication biogéographique. En effet ce n'est pas à cette limite que les climats changent d'une tendance à l'aridification vers une tendance humide, puisque la fin des climats arides semblent déjà effective durant la zone mammalienne MN8 d'Anwil. Ce problème de manque de données dans certains intervalles stratigraphiques montre à quel point une interprétation ou une corrélation peut-être biaisée.

5 – RHINOCEROIDEA

Ce chapitre ne va pas retracer tout l'historique et la problématique de la systématique des périssodactyles et des rhinocéros. Ce travail très fastidieux a déjà été accompli par plusieurs auteurs (PROTHERO & SCHOCH, 1989a et b ; SCHOCH 1989 ; JANIS et al. 1998b ; ANTOINE, 2002) et son intérêt n'a pas véritablement sa place dans cet ouvrage. Les problèmes de hiérarchisations taxinomiques de la plupart des groupes, par exemple, impliquent des taxons primitifs qui ne trouvent aucun représentant dans la Molasse jurassienne, voire dans les faunes européennes. Je me contenterai simplement de bien définir ce qu'est un périssodactyle et de donner un point de vue clair quant à sa position dans la classification mammalienne.

De plus, les paragraphes qui vont suivre vont passer uniquement en revue, mis à part quelques généralités, le principal groupe concerné par ce travail, à savoir les Rhinoceroidea.

5.1 DÉFINITION ET REMARQUE PRÉLIMINAIRE SUR LA SYSTÉMATIQUE

L'ordre des périssodactyles appartient au grand groupe des ongulés. Ces derniers, regroupant tous les mammifères à onglons ou sabots, ne possèdent plus de véritable valeur systématique, même s'ils jouissaient encore récemment de leur propre rang taxinomique (généralement le super-ordre des Ungulata). Originellement ils étaient composés par les « vrais » mammifères ongulés, les périssodactyles et les artiodactyles (NOWAK & PARADISO, 1983). Plus tard, suite à des évidences paléontologiques, on y incorpora également les éléphants, les vaches de mer et les damans. Finalement, de récentes études basées sur la biologie moléculaire (PROTHERO, 1992 ; THEWISSEN & MADAR, 1999) ou encore la morphologie de l'astragale (MUIZON, 2001 ; ROSE, 2001) ont montré que les cétacés possédaient également le même ancêtre commun que les « vrais » ongulés. Plus précisément, ils se sont écartés très tôt, il y a 50 millions d'années,

de la branche des artiodactyles, pour former une branche monophylétique à part entière. Les tubulidentés, selon certains, peuvent également être incorporés dans le groupe des ongulés (JANIS *et al.*, 1998a ; MURPHY *et al.*, 2001). Aujourd'hui, l'ordre des baleines (les cétacés) est exclu des ongulés, en raison de son trop haut degré de spécialisation. Par conséquent ces derniers deviennent un groupe paraphylétique. Ainsi on utilise le terme d'ongulé comme un nom pratique et descriptif regroupant six ordres taxinomiques actuels : les tubulidentés, les hyracoidés, les proboscidiens, les siréniens, les périssodactyles et les artiodactyles (HUFFMANN, 2001). On attribue les proboscidiens, les siréniens et les hyracoidés au groupe des Paeungulata ou Subungulata (presque ongulé ou sous-ongulé) (MACDONALD, 1985 ; FISCHER & TASSI, 1992 ; MURPHY *et al.*, 2001). Les ongulés ne comprennent donc plus la totalité des descendants de leur ancêtre commun, vraisemblablement *Protungulatum* (Crétacé supérieur, Amérique du Nord). Néanmoins ils demeurent les témoins actuels du passage d'un mode exclusif de déplacement par la marche (mammifères ancestraux) à la pratique fréquente de la course. Cette spécialisation de locomotion se traduit essentiellement par un allongement des membres et une réduction de la surface reposant sur le sol. Les ongulés modernes et particulièrement les périssodactyles ont eu une tendance à réduire leur nombre de doigts et à relever leurs pieds. Ainsi, si ces derniers reposent entièrement sur le sol chez les plantigrades (homme, ours), seuls les doigts sont concernés chez les digitigrades (chiens) et uniquement le bout du ou des doigts, c'est-à-dire l'ongle, chez les onguligrades (chevaux) (Fig. 5-1).

Le nom périssodactyle, du grec *perissos* (impair) et *dactylos* (doigt), a été baptisé par OWEN (1848) et inspiré par BLAINVILLE (1816). Ce taxon exprime un petit ordre de mammifères ongulés, dont le nombre de doigt(s), enchâssé(s) dans un étui corné protecteur, ou sabot, est généralement impair. Cette règle est exclusive pour la patte postérieure, alors qu'elle n'est

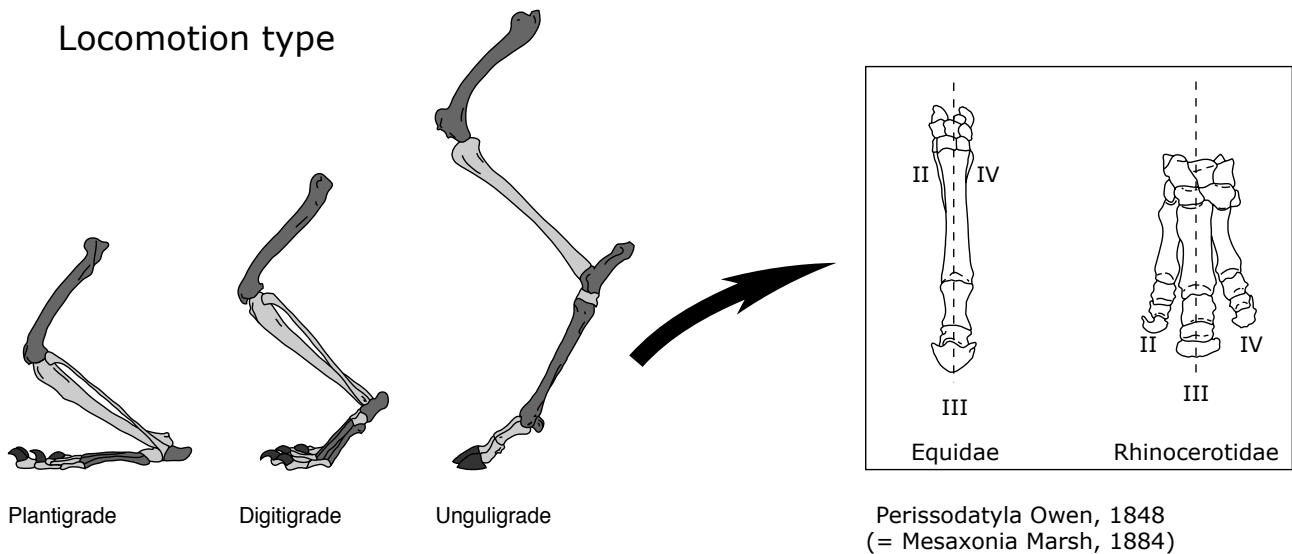


Fig. 5-1 Les différents types de locomotion terrestre (plantigrade, digitigrade, onguligrade).

pas toujours respectée pour la patte antérieure, qui peut posséder quatre doigts, comme c'est le cas chez les tapirs. Aujourd'hui, ce groupe jadis florissant n'est plus représenté que par trois familles, les chevaux (Equidae), les tapirs (Tapiridae) et les rhinocéros (Rhinocerotidae) (Fig. 5-2). Pourtant certains auteurs (FISCHER, 1989 ; PROTHERO & SCHOCH, 1989a et b ; JANIS *et al.* 1998b) y incluent aussi, en tant que sous-ordre, les hyracoidés (damans), qui furent longtemps considérés comme des « Subungulata » ayant des affinités avec les éléphants. Ce point de vue est fondé essentiellement sur des similitudes de morphologie des sabots, des métapodes et des dents. Pour éviter toute confusion ces mêmes auteurs parleront encore de mésaxonien. La plupart du temps défini comme un synonyme de périssodactyle, cette notion, introduit par MARSH (1884), est alors également considérée comme un sous-ordre des périssodactyles, définissant tous les périssodactyles excepté les hyracoidés. Sa raison d'être exacte dérive du caractère ostéologique du 3^e doigt ou doigt médian de ses représentants. Ce doigt médian, toujours le plus long et parfois le seul à persister, est le prolongement distal de l'axe de symétrie de chaque membre et par conséquent le principal support du poids de l'animal (Fig. 5-1). Pour ma part je préfère suivre les ouvrages récents basés sur la taxinomie zoologique (NOVACEK *et al.*, 1988 ; SCHLITTER, 1992 ; SHOSHANI, 1992 ; BURKITT, 1995 ; MCKENNA & BELL, 1998), qui classent les damans dans l'ordre, au sens strict du terme, des Hyracoidea, tout en considérant les mésaxonien comme un équivalent systématique des périssodactyles.

En ce qui concerne la systématique adoptée dans cet ouvrage, elle est sensiblement inspirée de PROTHERO & SCHOCH (1989b) et HEISSIG (1999). Cependant il a fallu y apporter quelques ajustements en remplaçant les hiérarchies de certains taxons du fait de l'exclusion des hyracoidés de l'ordre des périssodactyles (Tab. 5-1). J'y ai également placé *Chasmothorium* dans la Famille des Hyrachyidae (HOOKER & WEIDMANN, 2000) et *Epiaceratherium* dans la Tribu des Trigonidini (UHLIG, 1999).

Classe	Mammalia Linnaeus, 1758
Ordre	Perissodactyla Owen, 1848 (= Mesaxonia Marsh, 1884)
Sous-ordre	Titanotheriomorpha Hooker, 1989
Super-famille	Brontotherioidea Marsh, 1873
Sous-ordre	Hippomorpha Wood, 1937
Super-famille	Pachynolophoidea Pavlow, 1888
Super-famille	Equoidea Gray, 1821
Sous-ordre	Moropomorpha Schoch, 1984
Infra-ordre	Ancylopoda Cope, 1889
Super-famille	Lophiodontidea Gill, 1872
Super-famille	Chalicotherioidea Gill, 1872
Infra-ordre	Ceratomorpha Wood, 1937
Super-famille	Tapiroidea, Burnett, 1830
Super-famille	Rhinocerotoida Owen, 1845
Famille	Hyrachyidae Osborn & Wortmann, 1892
	<i>Chasmotherium</i> Rüttimeyer, 1862
Famille	Amyndontidae Scott et Osborn, 1883
Famille	Hyracodontidae Cope, 1879
Sous-famille	Eggysodontinae Breuning, 1923
	<i>Eggysodon</i> Roman, 1911
Famille	Rhinocerotidae Owen, 1845
	<i>Ronzotherium</i> Aymard, 1886
Sous-famille	Diceratheriinae Dollo, 1885
Tribu	Trigoniadini Heissig, 1989
	<i>Epiaceratherium</i> , Abel, 1910
Tribu	Diceratheriini Dollo, 1885
	<i>Pleuroceros</i> Roger, 1898
Sous-famille	Aceratheriinae Dollo, 1885
Tribu	Menoceratini, Prothero, Manning & Hanson, 1986
	<i>Menoceras</i> Troxell, 1921 <i>Protaceratherium</i> Abel, 1910
Tribu	Aceratheriini Dollo, 1885
	<i>Mesaceratherium</i> Heissig, 1969 <i>Plesiaceratherium</i> Young, 1937 <i>Alicornops</i> Ginsburg & Guérin, 1979 <i>Hoploaceratherium</i> Ginsburg & Heissig, 1969 <i>Aceratherium</i> Kaup, 1832
Tribu	Teleoceratini Hay, 1902
	<i>Diaceratherium</i> Dietrich, 1931 <i>Prosantorhinus</i> Heissig, 1973 <i>Brachypotherium</i> Roger, 1904
Sous-famille	Rhinocerotinae Owen, 1845
Tribu	Elasmotheriini Bonaparte, 1845
Tribu	Rhinocerotini Owen, 1845
Sous-tribu	Dicerorhinina Ringström, 1924
	<i>Lartetotherium</i> Ginsburg, 1974 <i>Dicerorhinus</i> Gloger, 1841
Sous-tribu	Rhinocerotina Owen, 1845
	<i>Rhinoceros</i> Linnaeus, 1758
Sous-tribu	Dicerotina Ringström, 1924
	<i>Diceros</i> Gray, 1821 <i>Ceratotherium</i> Gray, 1867

Tab. 5-1 Classification des périssodactyles, légèrement modifiée d'après PROTHERO & SCHOCH (1989b), HEISSIG (1999), UHLIG (1999) et HOOKER (2000).

5.2 GÉNÉRALITÉS SUR LES PÉRISSODACTYLES ACTUELS

Rhinocerotidae

Les rhinocéros ne sont représentés aujourd'hui que par 5 espèces réparties dans 4 genres. On ne peut les rencontrer que dans les régions Sud- et centre africaines (*Diceros bicornis*, *Ceratotherium simum*) ainsi qu'en Asie du Sud-Est (*Dicerorhinus sumatrensis*, *Rhinoceros sondaicus*, *Rhinoceros unicornis*), d'où la différenciation entre rhinocéros africains et rhinocéros asiatiques (Fig. 5-2).

Dicerorhinus sumatrensis : le rhinocéros de Sumatra, avec son pelage, est souvent présenté comme une relique des temps préhistoriques. Il est limité à quelques forêts et marécages de Sumatra, Bornéo et d'Indochine. Sa population totale est estimée à 270 individus (MAINKA, 1997 ; ZECCHINI, 1998).

Rhinoceros sondaicus : le petit unicorne de Java est restreint à la réserve javanaise d'Udjung Kulong, avec de possibles refuges à Bornéo et en Indochine

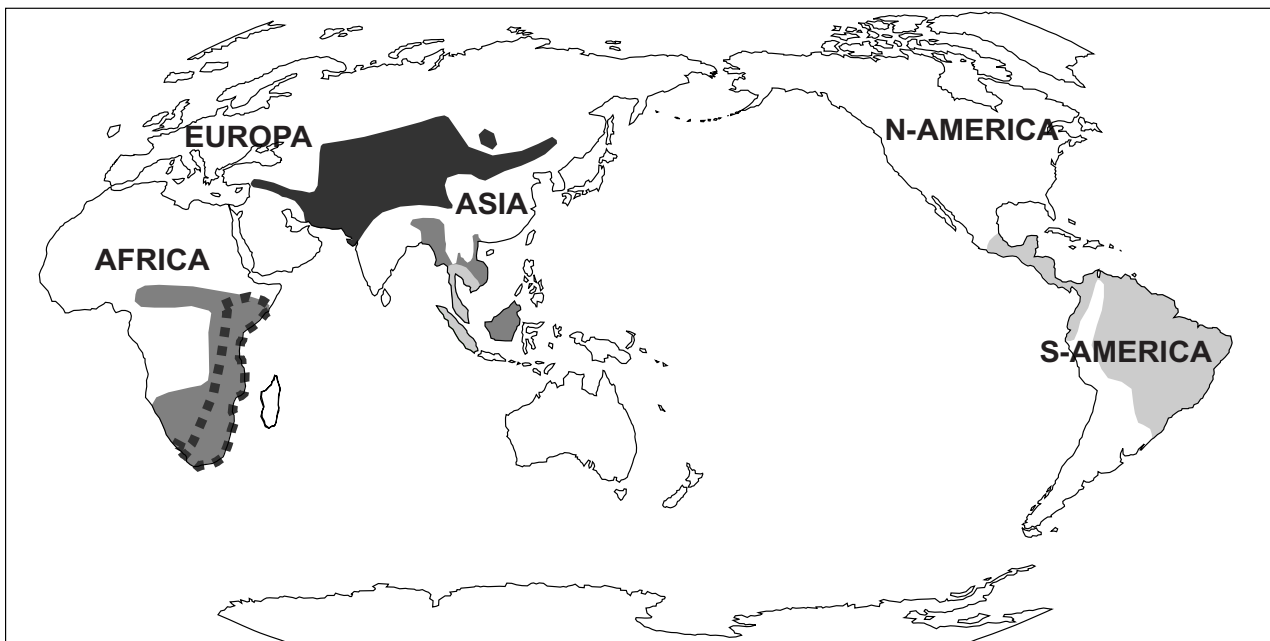
(GROOVE & GUÉRIN 1980). On estime sa population totale à 75 individus (MAINKA, 1997 ; ZECCHINI, 1998).

Rhinoceros unicornis : le grand unicorne indien est réparti entre le Népal et l'Assam et compte environ 2100 individus (MAINKA, 1997 ; ZECCHINI, 1998).

Diceros bicornis : le Rhinocéros noir africain est restreint à l'Afrique australe et ne comptait plus que 2400 individus en 1996 (MAINKA, 1997 ; ZECCHINI, 1998).

Ceratotherium simum : le Rhinocéros blanc africain compte deux sous-espèces. *C. simum simum*, représenté par environ 7400 individus, est restreint à l'Afrique australe et orientale. *C. simum cottoni* (Congo) n'était représenté en 1996 plus que par 18 individus (MAINKA, 1997 ; ZECCHINI, 1998).

De corps très massif, ils possèdent une large poitrine et des jambes courtes et boudinées. Cependant, bien que se déplaçant par des mouvements plutôt encombrants, ils sont capables d'exécuter de petits galops sur de courtes distances. Ils possèdent tous



Equidae		Rhinocerotidae		Tapiridae	
Number of genera	1	Number of genera	4	Number of genera	1
Number of species	9	Number of species	5	Number of species	4
Wild population	< 400'000	Wild population	< 15'000	Wild population	< 20'000
Height at shoulder	120-180 cm	Height at shoulder	90-185 cm	Height at shoulder	75-120 cm
Weight	250-700 kg	Weight	700-3500 kg	Weight	150-350 kg

Fig. 5-2 Distribution des périssoactyles actuels.

une ou deux cornes fibreuses sur le nez, et une lèvre supérieure souvent proéminente.

Comme tous les périssodactyles, ils sont tous herbivores, mais se spécialisent dans un régime soit de broyeur (herbes) (*Ceratotherium simum*), soit de folivore (feuilles, brindilles) (*Diceros bicornis*, *Dicerorhinus sumatrensis*), soit mixte (feuilles, fruits, herbes) (*Rhinoceros sondaicus* avec préférence de folivore, *Rhinoceros unicornis* avec une préférence de broyeur).

Les rhinocéros ne sont en principe ni territoriaux, ni grégaires, sauf peut-être pour le rhinocéros blanc africain (*Ceratotherium simum*). Ils sont généralement très ubiquistes. Ils peuvent vivre dans des régions arbustives, des savanes ou des forêts denses et à des altitudes pouvant atteindre plus de 2500 m. Cependant les rhinocéros africains préféreront un milieu ouvert et les rhinocéros asiatiques un milieu fermé (GUÉRIN, 1980).

Equidae

Les représentants des équidés, regroupés en un seul genre (*Equus*) et composés de 7 à 9 espèces, incluent tous les chevaux, les ânes et les zèbres.

Aujourd'hui, ils ne se rencontrent qu'en Afrique et en Asie à l'état sauvage (Fig. 5-2), bien que l'on puisse observer des chevaux domestiques sur l'ensemble des continents.

Tous les équidés sont des coureurs plutôt rapides et alertes possédant généralement un corps trapu avec des membres longs et fins reposant sur un unique doigt fonctionnel.

Leur régime alimentaire en font des herbivores spécialisés se nourrissant essentiellement d'herbe. Cependant, ils leur arrivent également de manger des feuilles, des brindilles ou des plantes grasses pendant la saison sèche.

Ils sont tous généralement grégaires et territoriaux, vivant dans de vastes environnements ouverts (plaines, régions semi-désertiques à désertiques et montagnes).

Tapiridae

La famille Tapiridae est formée d'un seul genre (*Tapirus*) et de 4 espèces réparties entre l'Asie, l'Amérique du Sud et Centrale (Fig. 5-2).

Tout comme les rhinocéros leur corps reste trapu, mais avec des membres plutôt courts et sveltes dotés

de 4 doigts à l'avant et 3 à l'arrière. Cependant, leur caractéristique principale réside en une courte trompe formée à la fois par leur groin et leur lèvre supérieure.

Ils sont exclusivement herbivores, se nourrissant de feuilles, de fruits, de brindilles, de bourgeons et même de plantes aquatiques.

Ce sont des animaux solitaires et polyvalents. Ils sont de très bons nageurs, se déplacent avec facilité dans toutes sortes de terrain (zone à relief, forêts, marais) et vivent préférentiellement dans des environnements plutôt fermés (de la forêt tropicale à la forêt marécageuse).

5.3 ORIGINE ET ÉVOLUTION DES PÉRISSODACTYLES

L'ancêtre commun

Protungulatum fut le tout premier ongulé. De petite taille, il devait ressembler à une sorte d'insectivore vivant durant le Crétacé supérieur en Amérique du Nord (CARROLL, 1988 ; PROTHERO, 1992). Il appartenait au Condylarthra, un ordre ancestral d'ongulés primitifs. C'est ce même ordre des condylarthres, répandu en Eurasie, en Amérique du Nord et du Sud, en Afrique et même en Antarctique, qui donnera naissance dès la fin du Paléocène aux premiers ongulés modernes, dont les premiers périssodactyles.

L'origine présumée des périssodactyles, si l'on considère aussi la lignée des hyracoidés, semble se trouver dans la découverte en Asie du Sud (Chine) de *Radinskya yupingae*, petit herbivore primitif du Paléocène supérieur (55Ma) partageant les caractères communs des tout premiers représentants du groupe (McKENNA *et al.*, 1989). Le plus ancien mésaxonien au sens strict est *Hyracotherium*, de la base de l'Eocène d'Europe et d'Amérique du Nord (53Ma). C'est à partir de ce petit mammifère euthérien que se dessinèrent, suivant 5 radiations principales (Equoidea, Brontotherioidea, Chalicotherioidea, Tapiroidea, Rhinoceroidea), les grandes lignes de la diversification, de la spécialisation et de la distribution des périssodactyles au cours des temps géologiques (PROTHERO & SCHOCH, 1989a) (Fig. 5-3). Dès cet instant, à partir de cet ancêtre commun, ils divergent de leurs proches parents les tétythères (groupe des proboscidiens, siréniens et desmostyliens, possédant une orbite avancée) et les arsinoithères (ongulés possédant beaucoup de similitude avec les tethythères et qui pourraient finalement en former un nouveau groupe).

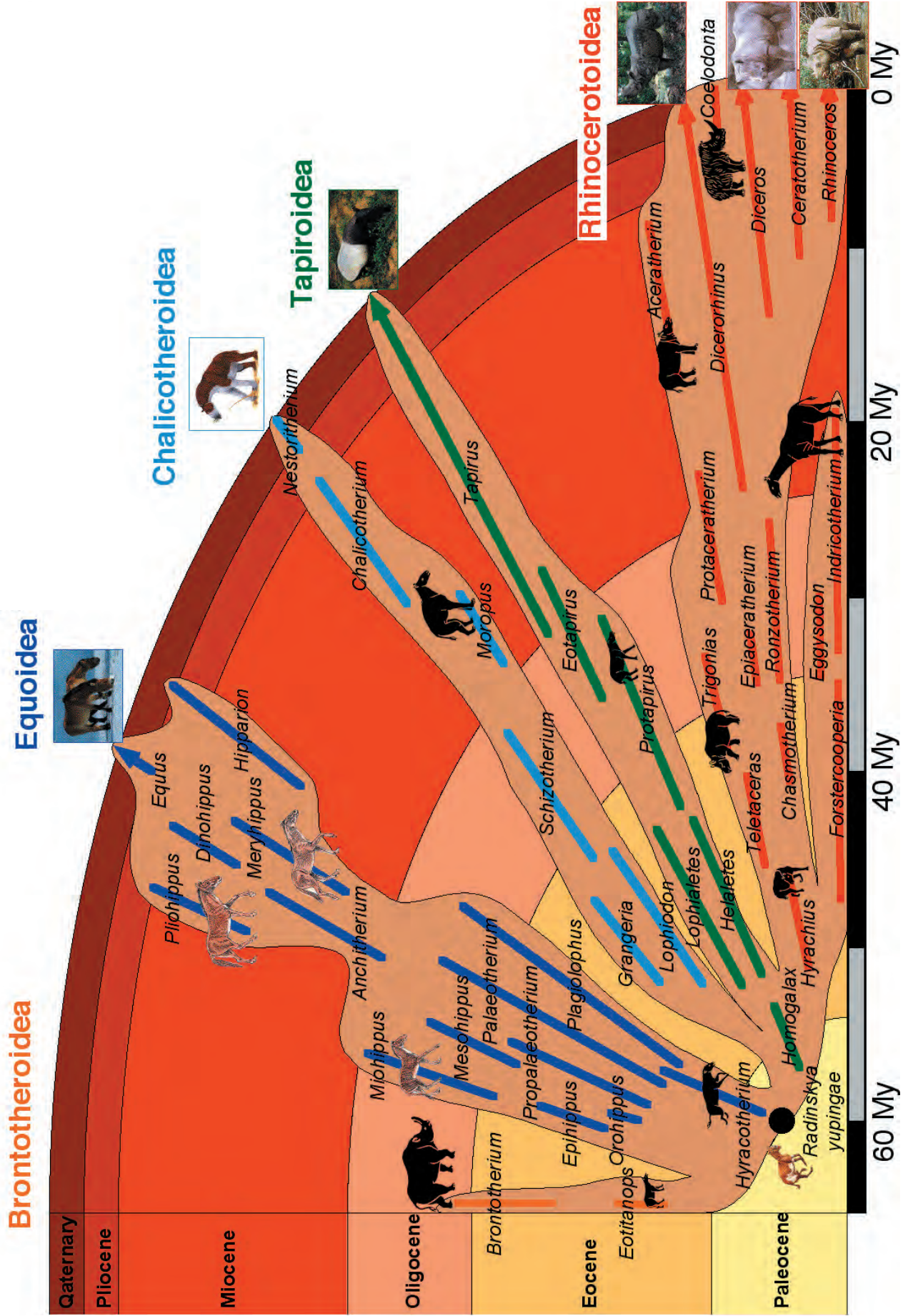


Fig. 5-3 Phyllogénie simplifiée des périssodactyles (données compilées d'après Cerdano, 1997 ; Prothero et al., 1989 ; Prothero & Schoch, 1989a et b).

5.4 EVOLUTION DES RHINOCEROTOIDEA

On associe souvent les rhinocéros actuels à leur(s) corne(s), mais une grande majorité des représentants fossiles du groupe, par exemple le célèbre *Aceratherium* (« bête sans corne »), n'en présente aucune trace. Cette structure, composée de kératine (comme les poils, les cheveux ou les ongles), est vraisemblablement apparue à plusieurs reprises, de façon indépendante, dans différentes lignées de rhinocéros, tout au long de leur évolution. Un des premiers rhinocéros à corne est le représentant mâle du genre *Menoceras*, Miocène inférieur, qui possédait deux petites cornes symétriques de chaque côté du nez (HEISSIG, 1989, 1999). Par la suite ces cornes auraient fusionné pour en former une seule nasale, comme chez certains rhinocéros asiatiques actuels (*Rhinoceros*). Indépendamment, d'autres rhinocéros ont acquis, durant le Miocène, une deuxième corne frontale, comme chez les rhinocéros africains actuels (*Diceros* et *Ceratotherium*).

Le rhinocerotide le plus primitif est *Hyrachyus*, que l'on retrouve autant en Amérique du Nord qu'en Eurasie durant l'Eocène moyen. C'est certainement le seul à avoir emprunté le pont de terre reliant l'Amérique du Nord à l'Europe, via l'Atlantique Nord, durant l'Eocène moyen. Par la suite il y aura toujours des migrations périodiques entre l'Amérique du Nord et l'Asie, mais toujours par le détroit de Béring, alors que l'Europe s'isolera du reste du monde durant l'Eocène supérieur jusqu'à la « Grande Coupure » (limite Eocène-Oligocène) (STEHLIN, 1909 ; BRUNET, 1979 ; LEGENDRE, 1989 ; PROTHERO *et al.*, 1989).

Les Rhinocerotoida (superfamille) représentent le groupe le plus large et le plus diversifié des périssodactyles. Ils se sont adaptés à de nombreux modes de vie herbivores et occupent un énorme éventail de niches écologiques (Tab. 5-2). Ce groupe se compose de trois familles principales, les Arynodontidae, les Hyracodontidae et les Rhinocerotidae (PROTHERO *et al.*, 1989 ; ANTOINE, 2002). Déjà à la fin de l'Eocène moyen, ces 3 familles principales commencent à se diversifier en Amérique du Nord et en Asie, alors que l'Europe est coupée de l'Asie par la mer intérieure de Turgai. Ainsi les faunes endémiques européennes (paléothères, lophiodontes, pachynolophides) peuvent se développer. Plus tard, après la « Grande Coupure », lorsque les Rhinocerotoida et autres ongulés migrent durant l'Oligocène en Europe, ces périssodactyles endémiques déclinent. La cause de cette migration est une accentuation considérable des saisons, surtout en Europe (de grandes sécheresses d'été précèdent des hivers rigoureux). Un nouveau type de végétation

peut ainsi se développer dans ces régions, semblable aux forêts actuelles recouvrant le Canada et le nord de l'Europe (forêt tempérée, composée à la fois de conifères et d'arbres à feuilles caduques). A ces changements climatiques s'ajoute l'assèchement de la mer intérieure de Turgai, supprimant la barrière entre l'Europe et l'Asie. Ce bouleversement biogéographique eurasiatique est lié à un événement tectonique qui voit la plaque australienne se séparer définitivement de la plaque antarctique et provoquer une redistribution des courants océaniques, une baisse générale de la température, la création d'une calotte glaciaire en Antarctique ainsi qu'une chute drastique du niveau eustatique (TEE) (LEGENDRE, 1989 ; HOOKER, 2000).

Représentants les plus communs du groupe des Rhinocerotoida	Diversité écologique
<i>Cadurcodon</i>	petites formes aquaphiles, à grosse tête et membres courts, proches des tapirs, possédant une proboscis
<i>Hyracodon</i>	petites formes coureuses de la taille d'un chien
<i>Baluchitherium</i>	gigantesques formes mangeant les feuilles aux sommets des arbres
<i>Aceratherium</i>	formes proches des tapirs, possédant une proboscis ou lèvres préhensiles
<i>Ceratotherium</i>	formes brouteuses vivant dans des prairies
<i>Ronzotherium</i>	formes coureuses et élancées
<i>Brachypotherium</i> <i>Teleoceras</i>	formes trapues proches des hippopotames

Tab. 5-2 Diversité écologique des représentants les plus communs des Rhinocerotoida.

Arynodontidae

Ils représentent la première famille de Rhinocerotoida. Celle-ci est particulièrement connue à l'Eocène supérieur en Asie et un peu moins en Amérique du Nord. Elle commence avec une forme primitive à la face allongée, *Rostriamynodon*, et diverge ensuite en deux sous-familles, les cadurcodontines (similaires aux tapirs, avec proboscis) et les metarnynodontines (formes aquatiques, similaires aux hippopotames). Leur diversité diminue dès l'Oligocène en Amérique du Nord, seule l'« hippoforme » *Metarnynodon* survit jusqu'à l'Oligocène moyen. En Asie, les Arynodontidae persistent jusqu'au Miocène moyen du Pakistan, où *Cadurcotherium* est le dernier survivant (PROTHERO *et al.*, 1989).

Hyracodontidae

Ce sont des Rhinocerotoida aux métapodes longs et élancés. Ils sont connus dès l'Eocène supérieur d'Asie et d'Amérique du Nord avec *Triplopus* (Hyracodontinae). On en connaît trois sous-familles (Indricotheriinae, Hyracodontinae, Eggysodontinae = Allaceropinae).

Les Hyracodontinae sont primitivement des formes petites et coureuses connues en Amérique du Nord. A l'Oligocène, seul *Hyracodon* est commun en Amérique du Nord. Ce dernier persiste jusqu'à la fin du Whittneyan (Chattien inférieur). Après la « Grande Coupure », les Hyracodontidae migrent également en Europe. On retrouve ainsi les petits et coureurs Allaceropinae à défenses (*Eggysodon*) (VIRET, 1958 ; BRUNET, 1979).

Les plus spectaculaires des Hyracodontidae sont les indricothères. Ils peuvent atteindre des tailles gigantesques, mais gardent des métapodes allongés et ne deviennent donc pas graviportaux. De plus ils possèdent de larges incisives qui ne ressemblent pas à la combinaison ciseaux-défenses des Rhinocerotidae. Commenant avec la petite forme *Fostercooperia* de l'Eocène supérieur d'Asie et d'Amérique du Nord, les indricothères deviennent durant l'Oligocène et uniquement en Asie les plus grands mammifères terrestres jamais connus. Le plus grand d'entre eux (*Baluchitherium* ou *Indricotherium*) mesure 5m au garrot pour une masse de près de 20 tonnes. Il se nourrit de feuilles que sa taille gigantesque lui permet d'atteindre aux sommets des arbres. Durant le Miocène, les derniers indricothères existants disparaissent en Asie (ANTOINE, 2002).

Rhinocerotidae

Ce sont les plus importants de tous les Rhinocerotoida et comprennent les cinq espèces actuelles. Cette famille définit les formes possédant le complexe de la denture antérieure des I1 en ciseaux et des i2 en défense ou baïonnette (RADINSKY, 1966).

Le plus vieux Rhinocerotidae est *Teletaceras* de l'Eocène moyen (Duchesnean) de l'Oregon (HANSON, 1989). On retrouve également des spécimens de ce genre dans l'Eocène moyen de la Californie et de l'Asie. Le groupe est bien diversifié durant cette période en Amérique du Nord (*Teletaceras*, *Trigonias*, *Subhyracodon*), alors qu'il connaîtra une expansion plus tardive en Eurasie.

Après la « Grande Coupure », dès l'Oligocène inférieur, les Rhinocerotidae commencent à se répandre

et à se diversifier dans tout l'hémisphère Nord. Ils remplacent alors les groupes dominants de l'Eocène moyen (amynodontes, hyracodontes, paléothères, lophiodontes et pachynolophides). Ainsi on retrouve une variété de formes en Europe telles que *Ronzotherium* et *Epiaceratherium*. En Amérique du Nord, le groupe est marqué par une chute impressionnante de la diversité générique (ANTOINE, 2002). Les formes éocènes ont disparu, relayées par le genre *Diceratherium*, descendant de *Subhyracodon* (Prothero *et al.*, 1989 ; CERDENO, 1997). En Asie, les Rhinocerotidae sont également apparu au cours de l'Oligocène et se sont diversifiés très rapidement. Dès le Miocène inférieur (MN3), tous les groupes majeurs sont connus au Pakistan (WELCOMME *et al.*, 1999 ; ANTOINE, 2002).

Durant l'Oligocène supérieur d'Europe, on retrouve un certain nombre de taxons qui commencent à diverger (Fig. 5.4), dont les premiers Aceratheriinae graciles (*Mesaceratherium*) avec leurs lèvres préhensiles, les Teleoceratini (*Diaceratherium*) à affinité avec les milieux semi-aquatiques et les petits Menoceratini (*Protaceratherium*) (PROTHERO & SCHOCH, 1989b). A la limite Oligo-Miocène apparaissent encore les Diceratheriinae (*Pleuroceros*), peut-être migrants américains, avec leurs paires de cornes latérales et les *Menoceras*, également avec une paire de cornes latérales, mais appartenant aux Menoceratini (HEISSIG, 1999). Quelques restes attribués à cf. *Menoceras* sp. (dents, mandibule) ont été mis au jour dans l'Oligocène supérieur du Pakistan (WELCOMME *et al.*, 1999, 2001).

Au début du Miocène plusieurs groupes européens migrent en Asie et en Amérique du Nord. Les Teleoceratini, les Aceratheriini et les Dicerorhinina deviennent des éléments communs de la faune asiatique. En Amérique du Nord, arrivent les immigrants d'Europe à l'Arikarean (Chattien-Aquitainien), les Menoceratini. Ces derniers sont ensuite suivis au Burdigalien par les migrants asiatiques, des Aceratheriini et des Teleoceratini. Les « browsing » Aceratheriini *Aphelops* et *Peraceras*, et les « grazing » Teleoceratini *Teleoceras* deviennent alors des lignées exclusivement américaines jusqu'à la disparition des rhinocéros en Amérique au début du Pliocène (PROTHERO *et al.*, 1989 ; HEISSIG, 1999 ; ANTOINE, 2002).

L'Afrique quant à elle acquiert les Teleoceratini, les Aceratheriini et les Rhinocerotini durant le Miocène inférieur (GUÉRIN, 2000). Les Rhinocerotidae lui étaient précédemment inconnus. C'est en fait la conjugaison d'une énorme régression marine, au Miocène inférieur (MN2-3), et de mouvements tectoniques globaux, dont notamment la collision des

plaques arabe et eurasiatique, qui va permettre ces importants échanges intercontinentaux. Cet événement est connu sous le terme de « Proboscidean Datum » et est différé en Europe occidentale à la limite MN3-4 (TASSY, 1990 ; ANTUNES, 1990 ; ANTOINE *et al.*, 1997 ; GÖHLICH, 1999). Il coïncide avec l'arrivée de migrants africains en Eurasie (*Gomphotherium*, *Deinotherium*) et de migrants asiatiques en Europe (*Dicerorhinus*, *Plesiaceratherium*, *Brachypotherium*). Simultanément le dernier *Diaceratherium* disparaît et laisse place à son descendant européen, le petit *Prosantorhinus* (HEISSIG, 1999).

A la fin du Miocène, les rhinocéros, comme les chevaux et d'autres groupes de mammifères terrestres souffrent grandement de la crise du Messinien et des extinctions du Miocène terminal. Pratiquement tous les Aceratheriini et les Teleoceratini s'éteignent, décimant la faune de rhinocéros d'Amérique du Nord. En Eurasie seuls les Rhinocerotini et les Dicerorhinina survivent ; en Afrique les derniers Teleoceratini persistent jusqu'au

Pliocène, alors que les derniers représentants (PROTHERO & SCHOCH, 1989b).

Les espaces laissés vides par ces subites extinctions sont alors réoccupés par le renouvellement de la radiation des rhinocéros du Plio-Pléistocène, pour la plupart des Dicerorhinina. Ces derniers sont largement répandus en Eurasie, culminant avec le rhinocéros laineux, *Coelodonta*. En Asie, on retrouve le caractéristique *Elasmotherium*, lequel possède une simple énorme corne sur les frontaux. Il est en fait originaire de Chine, mais on le retrouve uniquement dans le Pléistocène de Sibérie et du bassin de la Volga. Au Pléistocène terminal la plupart de ces rhinocéros eurasiatiques s'éteignent (PROTHERO *et al.*, 1989 ; PROTHERO & SCHOCH, 1989b ; CERDENO, 1997).

Aujourd'hui, on ne retrouve des reliques de la large distribution originelle des rhinocéros qu'en Asie du Sud-Est et en Afrique (voir 5.2 Généralités sur les périssodactyles actuels et Fig. 5-2)

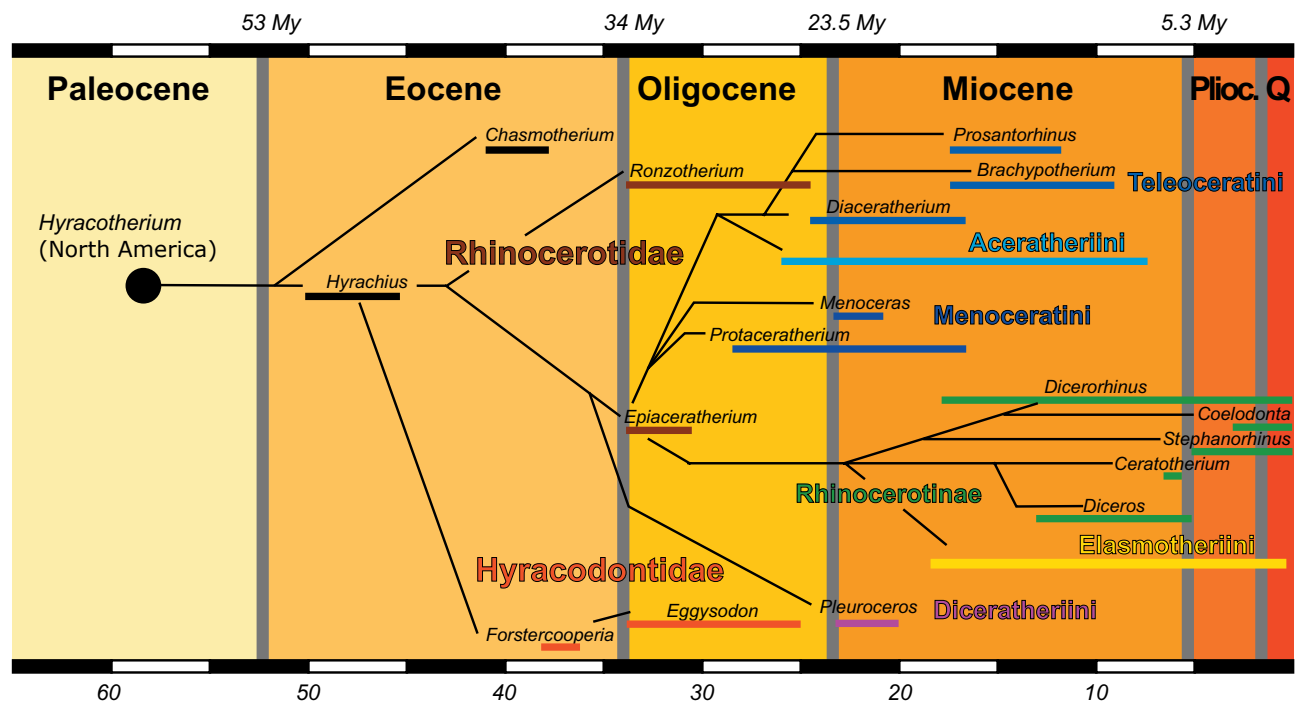


Fig. 5-4 Diversification des Rhinocerotoida d'Europe occidentale (données compilées d'après Antoine, 2002 ; Antoine *et al.*, 1997 ; Cerdeno, 1997 ; Guérin, 1980 ; Heissig, 1989, 1999 ; Prothero *et al.*, 1989 ; Prothero & Schoch, 1989a et b.

5.5 MÉTHODOLOGIE

Terminologie

La terminologie dentaire est tirée, dans sa majeure partie, de HEISSIG (1972), GUÉRIN (1980) et ANTOINE (2002), et résumée dans la Fig. 5-5. La terminologie des éléments post-crâniens est tirée de GUÉRIN (1980).

Techniques de mesure

Pour les mesures, j'ai essentiellement utilisé un pied à coulisse dont l'exactitude va au dixième de millimètre. Cependant toutes les mesures prises seront arrondies à 0.5 mm. Toutes les mesures dépassant 25 cm seront par contre prises à l'aide d'un mètre déroulant rigide.

Toutes mesures, que ce soit pour les éléments dentaires, crâniens ou post-crâniens seront prises selon la méthode de GUÉRIN (1980).

Morphologie et biométrie

D'après GUÉRIN (1980) et HEISSIG (1989, 1999) on peut diviser quatre grands groupes de caractéristiques discriminantes dans la diversité des espèces de rhinocéros fossiles et actuels :

La taille relative des cornes et de la denture antérieure

La famille des Rhinocerotidae est définie par RADINSKY (1966) par le complexe coupant de la denture antérieure, matérialisé par des I1 tranchantes, qui présentent avec l'usure une surface d'abrasion à peu près plane et en forme d'ellipse, et des i2 à section triangulaire, prenant avec l'usure une forme de baïonnette. Il peut également exister des i1 dont le développement est très variable (du simple bouton à une dent cylindrique).

Les structures osseuses supportant manifestement des sortes de cornes peuvent apparaître sur les naseaux en position latérale, comme chez *Menoceras*, ou en position médiane pour former une corne unique nasale, comme chez *Rhinoceros unicornis*. Il est également possible de retrouver des espèces sans cornes, comme *Aceratherium*, ou des espèces en possédant une deuxième sur les frontaux, comme *Diceros bicornis*.

Toutes modifications combinant présence et taille des cornes, ainsi que l'importance de la denture antérieure sont fort utiles pour distinguer les différentes sous-familles du groupe.

Le crâne, la mandibule et la (les) corne(s)

La morphologie du crâne montre un haut degré de diversité dans l'évolution, tant quantitativement (dimensions et proportions) que qualitativement (profils selon les vues anatomiques), et ses caractères différentiels permettent la plupart du temps une détermination spécifique. On retiendra particulièrement :

- Le profil latéral
- la largeur et la longueur du basicranium
- l'angle de la surface dentaire par rapport au basicranium (dans un plan chez les rhinocéros primitifs, forme un angle obtus chez les rhinocéros plus évolués)
- la position relative du fond de l'échancrure nasale par rapport à la rangée dentaire
- la position relative du fond de l'échancrure post-palatine
- la position relative du bord antérieur de l'orbite par rapport à la rangée dentaire
- la présence ou non de rugosités d'insertion de corne(s) sur les nasaux et les frontaux

Pour la mandibule, outre les dimensions et proportions, on retiendra :

- la position relative de la symphyse et son développement
- la convexité du bord inférieur de la branche horizontale
- l'angle du bord antérieur de la branche montante avec le bord alvéolaire et le développement du talon.

La denture jugale

La structure dentaire jugale des Rhinocerotidae est le type simple lophodonte des périssodactyles. En plus de la formule dentaire générale, nous retiendrons les caractères suivant afin d'en préciser la détermination de l'espèce et d'en préciser son degré d'évolution :

- les dimensions (longueur, largeur, hauteur, indice d'hypsodontie, longueur et rapport des segments dentaires)
- pour les dents supérieures : le profil de l'ectolophe, l'agencement des replis internes, la présence ou l'absence d'une médifossette fermée, l'étranglement éventuel du protocône, l'existence et l'allure du cingulum interne, le degré de molarisation des prémolaires
- pour les dents inférieures : le profil transversal des vallées internes, les différences de niveaux par rapport au collet, la forme du synclinal externe et le développement des cingulum latéraux

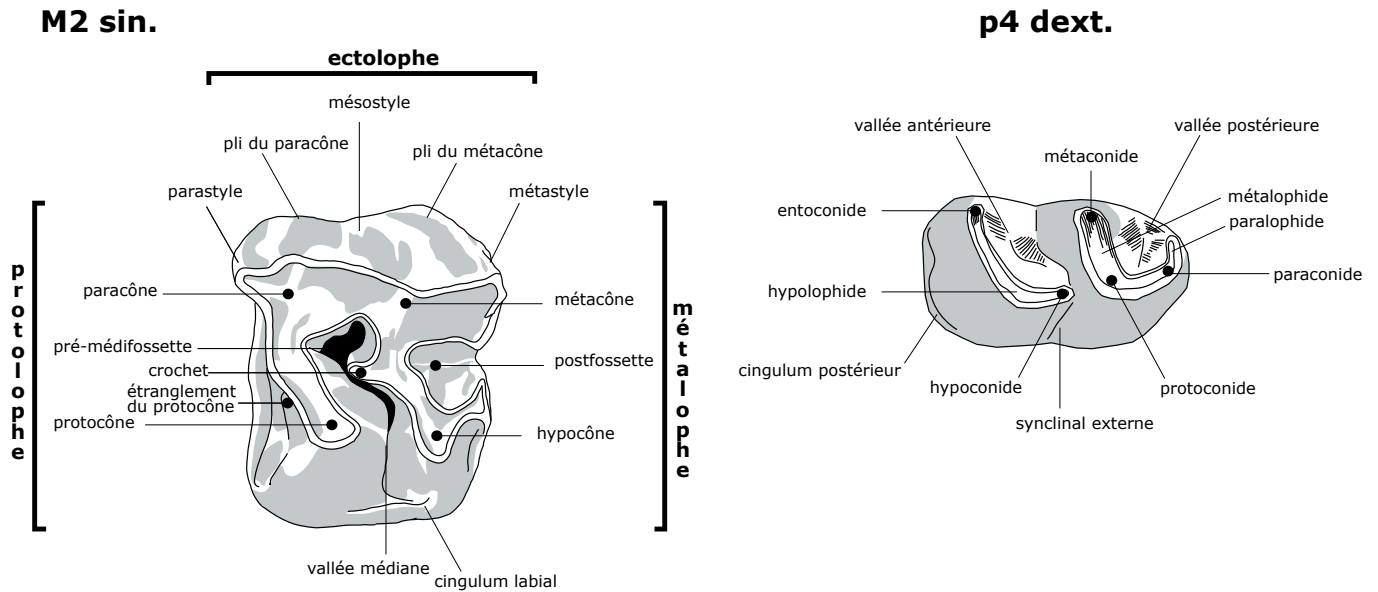


Fig. 5-5 Nomenclature de dents jugales chez les Rhinocerotoides.

Les proportions et la morphologie du squelette post-crânien

Le squelette post-crânien est surtout intéressant dans l'étude des os des membres. Ceux-ci sont beaucoup plus fréquents que les crânes et souvent déterminables au niveau spécifique lorsqu'ils sont complets. Toutes les descriptions et caractères différentiels ont déjà été magistralement démontrés par GUÉRIN (1980) et nous reprendrons les mêmes schémas.

Caractères d'évolution paléoécologique

La taille des espèces peut être évaluée grâce à la mesure de la distance des deux lèvres de la trochlée (DL) sur l'astragale (CERDENO, 1997).

Le poids est estimé selon la méthode de LEGENDRE (1989), grâce à la surface de la m1, suivant la formule : $\ln X = a \ln Y + \ln b$ (X représentant le poids, Y la surface de m1 et a et ln b les constantes établies pour les périssoactyles, respectivement 1,564 et 3.267)

Le régime alimentaire est interprété par l'étude de la structure des molaires essentiellement supérieures (JANIS, 1995) et par l'index d'hypsodontie (GUÉRIN, 1980) : $Hy = 100 \times H/L$

La gracilité est évaluée grâce à l'index de gracilité (GUÉRIN, 1980 ; CERDENO, 1997) sur le McIII : $100 \times TD \text{ diaphyse}/L$. En cas de nécessité, j'ai également utilisé la même procédure avec les MtIII.

En parallèle à la gracilité, on peut encore rappeler la méthode présentée par EISENMANN & GUÉRIN (1984) pour déterminer le type locomoteur (graviportal, médiportal ou coureur) selon les proportions des segments de membres.

Abréviations

M	molaire supérieure	T	transversal
m	molaire inférieure	AP	antéro-postérieur
P	prémolaire supérieure	prox.	proximal
p	prémolaire inférieure	dist.	distal
I	incisive supérieure	dia	diaphyse
i	incisive inférieure	artic.	articulaire
C	canine supérieure	abs.	absolu
c	canine inférieure	anat.	anatomique
D	molaire de lait supérieure	I-Hy	indice d'hypsodontie
d	molaire de lait inférieure	FrFl	folivore-frugivore
RD	rangée dentaire	B-Fl	brachyodonte folivore
dext.	droite	M-Fl	mésodonte folivore
sin.	gauche	H-Fl	hypsodonte folivore
L	longueur	H-Gr	hypsodonte brouteur
l	largeur	RA	régime alimentaire
H	hauteur	Mc	métacarpe
D	diamètre	Mt	métatarse

I-Gr (McIII)	indice de gracilité basé sur le McIII
I-Gr (MtIII)	indice de gracilité basé sur le MtIII
NHMBasel	Naturhistorisches Museum Basel
NHMBern	Naturhistorisches Museum Bern
NMSolothurn	Naturmuseum Solothurn
MHNNeuchâtel	Musée d'Histoire Naturelle de Neuchâtel
MGLausanne	Musée géologique de Lausanne
MHNZürich	Naturhistorisches Museum Zürich

5.6 GISEMENTS À RHINOCEROTOIDEA

Sur notre terrain d'étude, on ne dénombre pas moins de 14 localités différentes à Rhinoceroidea (Fig. 3-1 et 3-2), recouvrant un intervalle stratigraphique allant de MP14 à MN9. A titre de comparaison et de complément viennent encore se greffer les localités du Mormont (MP16-19) au pied du Jura vaudois, de Bumbach dans la Molasse subalpine (MP25), de Engehalde (MN1-2) dans la région de Berne et de La Chaux (MN2) dans la région de Ste-Croix. J'ai encore intégré à cette étude toute une série de localités du Miocène inférieur du Plateau (Béthusy, Cheyre, La Molière) et du Miocène moyen de la région zurichoise (Benken, Hüllistein, Elgg). Finalement je signale encore *Mesaceratherium gaimersheimense* à Küttigen et *Ronzotherium romani* à Rüffi bei Schänis (Saint-Gall).

Bien évidemment toutes ces localités n'ont pas la même qualité de matériel et par conséquent le même intérêt. Les paragraphes suivants vont présenter de façon succincte ces localités ainsi que leur contenu en Rhinoceroidea.

5.6.1 Egerkingen (MP14)

Rhinoceroidea

Chasmothereum cartieri Rüttimeyer, 1862

Chasmothereum minimum (Fischer, 1829)

Situation géologique

Les gisements d'Egerkingen (coord. moyenne : 625.34/240.98) sont constitués d'une série de poches karstiques à remplissage argileux à pisolithes de fer, appartenant au Groupe lithostratigraphique du Sidérolithique (voir 2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène).

Biostratigraphie

Egerkingen α et β sont datés de la zone à mammifères MP14 (HOOKER, 1987). Ces localités constituent les plus vieux affleurements tertiaires datés en Suisse.

Littérature

STEHLIN (1903), HOOKER (1987)

Collection

NMSolothurn.

Remarques

Chasmothereum cartieri est représenté exclusivement par des dents isolées et des fragments de mandibules ou de maxillaires. J'ai décrit un frag. de max. sup. sin. P3-4 (8067) (voir 5-7 Systématique).

Je n'ai pas observé de restes de *Chasmothereum minimum*, mais STEHLIN (1903) signale sa présence à Egerkingen.

5.6.2 Mormont (MP16-19)

Rhinoceroidea

Chasmothereum cartieri Rüttimeyer, 1862

Situation géologique

Les gisements karstiques du Mormont (canton de Vaud) sont constitués de remplissages sidérolithiques fossilifères (voir 2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène). Le gisement Eclépens-Gare qui nous intéresse montre un lithofaciès classique de pisolithes de fer et de quartz grossiers.

Biostratigraphie

Les différents affleurements du Mormont sont datés de la zone à mammifères MP16 (Eclépens A, T, Eclépens-Gare, Les Alleveys), MP17a (Eclépens B) et MP19 (Entreroches, Eclépens C, E, Cinq Sous) (HOOKER & WEIDMANN, 2000).

Littérature

STEHLIN (1903), HÜRZELER (1946), HARTENBERGER (1973), SUDRE (1978), HOOKER & WEIDMANN (2000)

Collection

MGLausanne et NHMBasel

Remarques

Chasmothereum cartieri était signalée par STEHLIN (1903) dans le gisement Eclépens-Gare. HOOKER & WEIDMANN (2000) ne mentionnent pas de nouveau matériel.

5.6.3 Kleinblauen (MP22)

Rhinoceroidea

Ronzotherium filholi (Osborn, 1900)

Eggysodon osborni (Schlosser, 1902)

Epiaceratherium magnum Uhlig, 1999

Situation géologique

La localité de Kleinblauen (607.95/255.85) appartient aux Meeressand (voir 2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène). BITTERLI (1945) mentionne un profil d'une quinzaine de mètres, dont le sommet est marqué par 2m de sable calcaire à restes de mammifères.

Biostratigraphie

UHLIG (1999) date la localité de Kleinblauen des zones MP21-22 grâce à l'association *Eggysodon*

osborni et *Epiacetherium magnum*. Cependant il est possible de restreindre cette localité à la zone MP22 grâce à la présence de *Ronzotherium filholi*, espèce succédant à *Ronzotherium velaunum* à partir de MP22, et *Plagiolophus fraasi*, espèce caractéristique des zones MP21-22(-23) et également présente à Kleinblauen BRUNET (1979).

Littérature

STEHLIN (1914), HEISSIG (1969), UHLIG (1999)

Collection

NHMBasel

Remarques

J'ai mesuré et décrit le matériel suivant :

Epiacetherium magnum : M1 dext. (KB84) ; M2 dext. (KB83) ; M3 dext. (KB210) ; p4 sin. (KB61) (voir 5-7 Systématique).

Eggysodon osborni : frag. max. sup. dext. P4-M3 (KB14) ; M2 dext. (KB144) ; M2 sin. (KB64a) ; frag. M1 sin. (KB62) ; frag. demi-mand. juv. sin. d4-m2 (KB29) ; demi-mand. sin., avec c dext. et c, (p1 ?), p2-m3, sin (KB28) ; p3 sin. (KB29) ; p4 sin. (KB12) ; p4 dext. (KB11) (voir 5-7 Systématique).

Ronzotherium filholi : frag. RDM1-M3 sin. (KB25) ; frag. RD M2-M3 dext. (KB27) ; M1 sin. (KB144a) ; M1 sin. (KB3) ; M3 sin. (KB8) ; P4 sin. (KB63a) ; P4 sin. (KB6) ; P4 dext. (KB2) ; P3 dext. (KB5) ; P3 dext. (KB1) ; m3 sin. (KB13) (voir 5-7 Systématique).

5.6.4 Bressaucourt (MP22)

Rhinoceroidea

Ronzotherium filholi (Osborn, 1900)

Situation géologique

Le gisement de Bressaucourt (569.55/248.20) se situe, d'après le cadastre du NHMBasel, dans les Conglomérats de Porrentruy du Groupe des Gompholites & Conglomérats (voir 2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène).

Biostratigraphie

L'espèce *Ronzotherium filholi* est connue en Europe durant l'intervalle MP22-25(26 ?). PICOT (2002) date le Groupe des Gompholites & Conglomérats des zones mammaliennes MP21-22 Le gisement de Bressaucourt devrait donc appartenir à la zone mammalienne MP22.

Littérature

THIESSING (1872), CHOFFAT (1878)

Collection

NHMBasel

Remarques

J'ai pu consulter au NHMBasel un fragment de mandibule dext. (d2-d3) noté OB7 *Aceratherium filholi*. Cette espèce est un synonyme de *Ronzotherium filholi*. Cependant la pièce est difficilement déterminable parce que d'une part prise dans une gangue calcaire et d'autre part reflétant un individu juvénile (voir 5-7 Systématique).

5.6.5 Moutier Gare et Tuilerie (MP24-28)

Rhinoceroidea

Eggysodon gaudryi (Rames, 1886)

Situation géologique

Les localités de Moutier Gare (595.33/237/60) et Moutier Tuilerie (595.95/236.45) appartiennent à la Molasse alsacienne (voir 2.1 Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène).

Biostratigraphie

REICHENBACHER *et al.* (1996) datent l'USM de Moutier du Rupélien inférieur jusqu'au Chattien inférieur par charophytes et otolithes. D'après UHLIG (1999), *Eggysodon gaudryi* est caractéristique de la zone mammalienne MP24 et se rencontre encore jusque dans la zone MP28.

Littérature

STEHLIN (1914), REICHENBACHER *et al.* (1996)

Collection

NHMBasel

Remarques

J'ai décrit un maxillaire (UM74, NHMBasel) et un fragment de mandibule (UM119, NHMBasel) d'*Eggysodon gaudryi* (voir 5-7 Systématique).

5.6.6 Bumbach (MP25)

Rhinoceroidea

Ronzotherium filholi (Osborn, 1900)

Eggysodon gaudryi (Rames, 1886)

Situation géologique

Bumbach (636.08/185.50) se situe dans la Molasse subalpine et appartient à l'écaïlle du Honegg-Bäuchlen.

Biostratigraphie

Bumbach est datée par micromammifères à la zone MP25 (ENGESSER & MÖDDEN, 1997).

Littérature

STHELIN (1914), HAUS (1935), HEISSIG (1969), ENGESSER & MAYO (1987), ENGESSER & MÖDDEN (1997)

Collection

NHMBern et le NHMBasel

Remarques

J'aimesuréetdécritlematérielsuivantauNHMBern :

Eggysodon gaudryi : M1 ou M2 sin. (D188) ; frag. mand. sin. p2, m2, m3 (D1837) ; radius dext. (D224) ; Mc IV sin. (D1563) ; semi-lunaire sin (D1546) (voir 5-7 **Systématique**).

Ronzotherium filholi : P2 sin. (D179) ; P4 dext. (D170) ; M2 dext. (D163) ; frag. mand. dext. sans dents, sauf p3 frag. (D1823) ; frag. mand. dext. p1 à m2, p4 à m2 frag. (D1836) ; p4 sin. (D171) ; m1 dext. (D169) ; m1 dext. (D187) ; m2 sin. (D185) ; m3 sin. (D173) ; semi-lunaire sin. (D1569) ; oncifforme dext. (D1559) ; McIII sin. frag. proximal (D1567) ; humérus sin. frag. distal (D214) ; humérus dext. frag. distal (D215) ; cuboïde dext. (D1562) ; cubitus dext. déformé ? (D223) (voir 5-7 **Systématique**).

5.6.7 Mümliswil-Hardberg (MP26)**Rhinocerotoida**

Ronzotherium filholi (Osborn, 1900)

Aceratheriinae (*Mesaceratherium* sp. Heissig, 1969?)

Situation géologique

Mümliswil-Hardberg (619.53/244.90) appartient au Groupe de la Molasse alsacienne (voir 2.1 **Les groupes lithostratigraphiques du Paléogène**).

Biostratigraphie

Mümliswil-Hardberg est datée par micromammifères à la zone MP26 (ENGESSER & MÖDDEN, 1997).

Littérature

STHELIN (1922), BAUMBERGER (1927), THALER (1965), CROCHET (1978), ENGESSER & MAYO (1987), ENGESSER & MÖDDEN (1997)

Collection

NMSolothurn et NHMBasel

Remarques

Le *Ronzotherium* de Mümliswil-Hardberg est clas-

siquement attribué à l'espèce *Ronzotherium filholi*. Cette détermination s'avère cruciale pour la datation des premiers *R. romani* dans le Bassin molassique et demanderait une révision. Je n'ai malheureusement pas étudié le matériel du NMSolothurn. Dans cet ouvrage, je considère pour l'instant la détermination *R. filholi* de Mümliswil-Harberg comme valide.

Par contre j'ai observé un astragale sin. (UM2291) au NHMBasel que je n'ai pas réussi à déterminer spécifiquement, mais qui n'est certainement pas un *Ronzotherium*. Il présente un contour subcarré, une trochlée asymétrique relativement étroite et profonde, avec un bord médial plus oblique. L'axe de la poulie est relativement fort. Sur la face antérieure, la facette navicularienne n'est que légèrement déprimée et la facette cuboïdienne est droite. Le tubercule de la face médiale est peu marqué et ne dépasse pas médialement le bord médial de la lèvre interne. L'articulation distale est comprise dans le prolongement proximo-distal des bords proximaux des lèvres de la trochlée. Ses dimensions sont L = 59.0 ; H = 60.0 ; DT artic. dist. = 59.0 ; DL = 41.0 ; DT maxi. dist. = 57.0 (planche III).

L'astragale de Mümliswil-Hardberg ne présente pas du tout les mêmes caractères que celui du *R. filholi* de Villebramar (BRUNET, 1980), ce dernier étant d'une part nettement plus grand et d'autre part beaucoup plus asymétrique. Par contre son contour subcarré est assez proche de celui du *Protaceratherium albigense* de l'Oligocène moyen de Saint-Menoux (HUGUENEY & GUÉRIN, 1981) ou du *Protaceratherium minutum* du Miocène de Savigné-sur-Lathan (GINSBURG *et al.*, 1981). Cependant, il montre à chaque fois des dimensions supérieures. Finalement on pourrait encore le comparer avec l'astragale d'*Alicornops simorreense* du Miocène moyen, mais avec des dimensions inférieures cette fois-ci (GUÉRIN, 1980).

Il est fort probable que cette pièce appartienne à un Aceratheriinae primitif, peut-être au genre *Mesaceratherium*, malheureusement je n'ai trouvé aucune description d'astragale de ce taxon.

5.6.8 Aarwangen (MP27 ?)**Rhinocerotoida**

Eggysodon gaudryi (Rames, 1886)

Ronzotherium romani Kretzoi, 1940

Situation géologique

La région d'Aarwangen (624.03/232.58) est la localité type de l'Aarwanger Molasse, équivalent de la Molasse alsacienne d'après PICOT (2002).

Biostratigraphie

ENGESSER & MAYO (1987) datent la localité d'Aarwangen de la zone mammalienne MP27. Engesser & Mödden (1997) ne considèrent plus cette localité comme une zone de référence pour les niveaux mammaliens suisses du fait des incertitudes concernant la source du matériel.

Littérature

MARTIN (1906), STHELIN (1914), ENGESSER & MAYO (1987)

Collection

NHMBasel

Remarques

J'ai décrit un astragale (AW19, NHMBasel) appartenant à un *Eggysodon gaudryi* et une D3 (UM6355, NHMBasel) appartenant à *R. romani* (voir 5-7 **Systématique**).

5.6.9 Rüfi bei Schänis (MP29)**Rhinocerotoides**

Ronzotherium romani Kretzoi, 1940

Situation géologique

Rüfi bei Schänis (722.80/227.55) appartient aux Wintersberg Schichten (USM) du canton de Saint-Gall (FREY, 1979).

Biostratigraphie

FREY (1979) date les Wintersberg Schichten de la zone MP29-30. Le *R. romani* de Rüfi bei Schänis devrait permettre d'attribuer un âge MP29 à cette localité, le dernier représentant de cette lignée ayant été signalé à Rickenbach (MICHEL, 1983).

Littérature

STHGLIN (1914), HEISSIG (1969), FREY (1979)

Collection

NHMBasel

Remarques

J'ai décrit un fragment de maxillaire dext. M1 frag.-M2 frag. (UM1, NHMBasel) appartenant à *Ronzotherium romani* (voir 5-7 **Systématique**).

5.6.10 Rickenbach (MP29)**Rhinocerotoides**

Ronzotherium romani Kretzoi, 1940

Situation géologique

BAUMBERGER (1927) place cette localité dans la Knauermolasse. Cette dernière est considérée comme une synonymie de l'Aarwangen Molasse par HABICHT (1987) et donc un équivalent latéral de la Molasse alsacienne (PICOT, 2002).

Biostratigraphie

Rickenbach est daté par micromammifères à la zone MP29 (ENGESSER & MÖDDEN, 1997).

Littérature

STHGLIN (1914), BAUMBERGER (1927), HEISSIG (1969), BRUNET (1979), MICHEL (1983), ENGESSER & MAYO (1987), ENGESSER & MÖDDEN (1997)

Collection

NHMBasel, NMSolothurn, Naturhistorisches Museum Olten, Aargauisches Museum für Natur- und Heimkunde Aarau, Museum Zofingen.

Remarques

Je n'ai pas révisé le matériel de Rickenbach, mais j'ai tout de même décrit une P4 (HR1, NHMBasel) et un MtIII (UM3263, NHMBasel) de *R. romani* (voir 5-7 **Systématique**).

5.6.11 Küttigen (MP30)**Rhinocerotoides**

Mesaceratherium gaimersheimense (Heissig, 1969)

Situation géologique

Küttigen (645.88/250.65) se situe dans les dépôts de l'USM du Canton d'Argovie

Biostratigraphie

Küttigen est daté par micromammifères à la zone MP30 (ENGESSER & MÖDDEN, 1997)

Littérature

STHGLIN (1914), HEISSIG (1969), ENGESSER & MAYO (1987), ENGESSER & MÖDDEN (1997)

Collection

NHMBasel, Aargauisches Museum für Natur- und Heimkunde Aarau.

Remarques

HEISSIG (1969) signale la présence de *Mesaceratherium gaimersheimense* à Küttigen et à Gaimersheim (MP27). Cependant HEISSIG (1999) et UHLIG (1999) considèrent *Mesaceratherium gaimersheimense* comme un synonyme de *Mesaceratherium paulhiacense*.

HEISSIG (1999) signale alors une répartition stratigraphique de MP27 (Gaimersheim) jusqu'à MN3 pour *Mesaceratherium paulhiacense*. Les considérations de HEISSIG (1999) et de UHLIG (1999) n'étant pas vraiment argumentées et n'ayant pas révisé personnellement le groupe des *Mesaceratherium*, je préfère m'en tenir à HEISSIG (1969) et ENGESSER & MÖDDEN (1997) qui considèrent comme valide l'espèce *Mesaceratherium gaimersheimense*, tout en la distinguant de *Mesaceratherium paulhiacense*.

5.6.12 Wischberg (MN1)

Rhinocerotoida

Diaceratherium lemanense (Pomel, 1853)

Menoceras zitteli (Schlosser, 1902)

Pleuroceros pleuroceros (Duvernoy, 1852)

Situation géologique

Wischberg appartient à l'USM aquitainien (Obere Bunte Mergel) du Canton de Berne (SCHAUB & HÜRZELER, 1948).

Biostratigraphie

Wischberg est daté par micromammifères à la zone MN1 (ENGESSER comm. écrit.)

Littérature

GERBER (1932, 1936) ; SCHAUB & HÜRZELER (1948), HEISSIG (1989, 1999)

Collection

NHBBasel et NHBBern

Remarques

J'ai vu et mesuré le matériel du NHBBasel et du NHBBern, mais je ne l'ai pas révisé en détail.

Au NHMBern, *Pleuroceros pleuroceros* est représenté par le moulage d'un fragment de crâne portant une RD sin. P1-M3 (D773). Cette pièce présente une morphométrie proche de celle de *Protaceratherium minutum* de La Chaux. Cependant il s'en distingue par un profil occlusal triangulaire équilatéral de sa P1 et un cingulum lingual se limitant à la région située entre le protocône et l'hypocône. Ces caractères ont une valeur spécifique pour *Pleuroceros pleuroceros*. Cette espèce est encore représentée par un moulage de la RD dext. p4-m3 (D776). Les prémolaires et les molaires sont également typiques de l'espèce par l'absence de cingulum et des vallées antérieures et postérieures s'ouvrant très près du collet. Les mêmes moulages sont présents au NHMBasel (AS77 et AS79 ; planche IV et V).

Le crâne d'un Rhinocerotidae de taille moyenne, attribué à *Diceratherium asphaltense* (= *Diaceratherium asphaltense*) par SCHAUB & HÜRZELER (1948), fait partie du matériel de Wischberg au NHMBasel (AS75, original ; planche IV) et au NHMBern (sans numéro, moulage). HEISSIG (1989, 1999) attribue ce même crâne à *Menoceras zitteli*, en rapport à la double protubérance osseuse bien visible à l'extrémité des naseaux. Il propose du reste cette espèce comme le jalon européen, source de la lignée des *Menoceras* américains. Cette idée est également reprise dans une des hypothèses d'ANTOINE (2002) quant à l'origine et la dispersion des premiers Elasmotheriinae. Elle est encore renforcée par la découverte de cf. *Menoceras* sp. dans l'Oligocène supérieur du Pakistan (WELCOMME *et al.*, 1999, 2001), ce qui impliquerait alors une source asiatique ou eurasiatique à la lignée. Un crâne similaire (SAU1662) de l'Aquitainien de Saulcet (Allier) se trouve encore dans les collections du NHMBasel. Cette pièce est également attribuée à *Diceratherium asphaltense* (= *Diaceratherium asphaltense*). Je n'ai pas vraiment comparé, ni révisé ce matériel, mais il est vrai que ces deux crânes montrent des jugales supérieures très proches de celles des *Diaceratherium* aquitainiens, excepté peut-être l'absence de crochet sur les M. SCHAUB & HÜRZELER (1948) décrivent encore une mandibule complète (AS76, moulage ; planche IV) attribuée à *Diceratherium asphaltense* (= *Diaceratherium asphaltense*).

J'ai encore observé au NHMBern une hémimandibule (D771) attribuée à *Aceratherium lemanense* (= *Diaceratherium lemanense*). Cette pièce diffère de façon significative de la mandibule décrite par SCHAUB & HÜRZELER (1948). En effet elle est d'une part de dimension plus grande et d'autre part les hauteurs prises le long de la branche horizontale montrent beaucoup moins d'écart. Par contre toutes les jugales des deux pièces montrent un fort synclinal externe. Le MHNBasel possède un moulage de cette pièce (UM6119).

Il semble indéniable que la faune de Rhinocerotidae de Wischberg soit riche de trois espèces différentes. *Pleuroceros pleuroceros* et *Diaceratherium lemanense* sont probablement des déterminations valides. Par contre pour le *Menoceras zitteli*, le doute demeure et une révision du matériel devrait fournir des renseignements importants pour la compréhension des modalités de migration de la lignée des *Menoceras*.

5.6.13 Engehalde (MN1-2)

Rhinocerotoida

Diaceratherium lemanense (Pomel, 1853)

Situation géologique

Engelhalde (600.29/201.40) appartient à l'USM aquitainien du Canton de Berne.

Biostratigraphie

Engelhalde est daté par mammifères à la zone MN1-2 (ENGESSER comm. écrit.).

Littérature

RÜTIMEYER (1860), STEHLIN (1914)

Collection

NHBBasel et NHBBern

Remarques

J'ai vu et mesuré le matériel du NHBBasel et du NHBBern, mais je ne l'ai pas révisé. Généralement l'essentiel des Rhinocerotidae d'Engelhalde est attribué à *Aceratherium lemanense* (STEHLIN, 1914). Cette dernière espèce est un synonyme de *Diaceratherium lemanense*.

5.6.14 La Chaux (MN2)**Rhinoceroidea**

Protaceratherium minutum (Cuvier, 1924)

Diaceratherium aginense (Repelin, 1917)

Situation géologique

Le gisement de La Chaux (527.30/187.23) se situe dans les dépôts des Calcaires de La Chaux (voir 2.2.1 **Remarque sur l'Aquitainien de l'USM**).

Biostratigraphie

La Chaux est datée par micromammifères à la zone MN2a (ENGESSER & MÖDDEN, 1997)

Littérature

STEHLIN (1922), HÜRZELER (1945), STEHLIN & SCHAUB (1951); ENGESSER & MAYO (1987); ENGESSER (1990), ENGESSER & MÖDDEN (1997)

Collection

NHMBasel et MGLausanne

Remarques

J'ai vu et mesuré le matériel du NHMBasel. Les pièces importantes consistent en un moulage (original au MGLausanne) de max. P1-M3 sin. et P2-M3 dext. (LCH4), une p3 dext. (LCH6) et un astragale dext. (LCH38). Elles sont toutes attribuées à aff. *Cerato-rhinus tagicus*. Cependant cette espèce n'est plus valide aujourd'hui et la plupart des anciennes déterminations sont considérées comme *Protaceratherium minutum* (GINSBURG *et al.*, 1981) (voir 5-7 **Systématique**).

J'ai encore observé une p4 sin. (LCH68) qui n'appartient manifestement pas aux *Aceratheriinae*, mais qui présente des caractères des *Diaceratherium*. On observe notamment un très fort synclinal externe, un paralophide bien développé lingualemment et une réduction totale de tout cingulum. Ses dimensions ($L = 38.0 / l = 27.0$) la rapproche du *Diaceratherium* de Laugnac (MICHEL, 1983). Je l'attribue ainsi à *Diaceratherium aginense* (planche III).

5.6.15 Béthusy (MN2)**Rhinoceroidea**

Diaceratherium aginense (Repelin, 1917)

Situation géologique

La localité de Béthusy (539.00/152.50) appartient à la Formation de la Molasse grise de Lausanne (USM du Plateau).

Biostratigraphie

ENGESSER *et al.* (1993) place le gisement de Béthusy dans la zone mammalienne MN2a.

Littérature

BERGER (1985), ENGESSER *et al.* (1993)

Collection

MGLausanne

Remarques

J'ai vu le matériel de Béthusy, notamment un superbe maxillaire (MGL3356) de *Diaceratherium aginense*, mais je ne l'ai pas décrit. Il est à noter que ENGESSER *et al.* (1993) ont révisé les faunes de mammifères de la Molasse grise de Lausanne. Dans le groupe des périssodactyles, ils mentionnent exclusivement *Diaceratherium aginense* et *Protaceratherium minutum*.

ENGESSER *et al.* (1993) signalent encore *Diaceratherium aginense* à Rovéraz, au Chemin des Falaises, au Tunnel, à La Borde, à Moulin d'Assens, au Maupas et à Richemont, ainsi que *Protaceratherium minutum* à Brétigny-sur-Morrens, au Chemin des Falaises et au Valentin. Toutes ses localités se situent dans la région lausannoise et appartiennent à la Molasse grise de Lausanne.

5.6.16 Brüttelen (MN3)**Rhinoceroidea**

Diaceratherium aurelianense (Nouel, 1866)

Situation géologique

Brüttelen (576.80/207.05) est située dans la partie inférieure de l'OMM burdigalienne du Plateau et appartient à la formation des Sense-Schichten (voir 2.2.2 Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM).

Biostratigraphie

ENGESSER (1990) date cette localité par micromammifères de la zone MN3a.

Littérature

STUDER (1896), STEHLIN (1914), BERGER (1985, 1992), ENGESSER (1989)

Collection

NHMBasel

Remarques

La seule pièce intéressante que j'ai observée au NHMBasel est un astragale dext. (UM27) de taille moyenne présentant les caractères d'un *Diaceratherium*.

Ses dimensions sont $L = 81.0$; $H = 71.0$; DAP int. = 53.0 ; DT artic. dist. = 63.0 ; $DL = 51.5$; DT maxi. dist. = 68.5 . L'allure générale est plutôt aplatie. La poulie n'est que très légèrement asymétrique et peu profonde. Sur la face antérieure, la facette naviculaire présente une convexité marquée et étirée et forme un large V distinctif avec la facette cuboïdienne. Le tubercule de la face médiale est marqué, trapu et allongé médialement. L'ensemble de ces caractères reflètent bien ceux du genre *Diaceratherium* décrit par DE BONIS (1973), MICHEL (1983). Il montre une forme plus aplatie que *D. aginense* de Laugnac, reflétant un type anatomique plus brachypodal, tendance évolutive du groupe. BRUNET *et al.* (1987) mettent en évidence cette tendance et présentent *D. aginense* comme témoin du stade ultime à la brachypodie de la lignée. Cependant HEISSIG (1999) mentionne encore *D. aurelianense* comme dernier représentant des *Diaceratherium*. Celui-ci illustre une brachypodie encore plus avancée, comme le montre le spécimen de Brüttelen ; pour cette raison je l'attribue à cette dernière espèce.

5.6.17 Cheyres (MN3)**Rhinocerotoida**

Diaceratherium aurelianense (Noel, 1866)

Situation géologique

La localité de Cheyres (551.00/184.50) est une carrière de Grès coquillier appartenant à la Molasse marine supérieure du Plateau. Le cadastre des gi-

sements de mammifères de Bâle signale également une autre localité à Cheyres, La Bergerie (551.40/184.73).

Biostratigraphie

BERGER (1985) place les dépôts marins de Cheyres dans la zone mammalienne MN3 (Cheyre 550). Le *Diaceratherium aurelianense* de la carrière provient d'un niveau situé une vingtaine de mètres au-dessus du niveau Cheyres 550 et est une espèce caractéristique de la zone MN3 (HEISSIG, 1999).

Littérature

STEHLIN, (1914), BERGER (1985), WEIDMANN & GINSBURG (1999)

Collection

NHMBasel

Remarques

J'ai observé une superbe M2 sin. (MM51, NHM-Basel) de la carrière de Cheyres et une p2 sin. (MM36, NHMBasel) de La Bergerie.

La M2 ($L = 54.0 / l = 59.5$) présente un pli du paracône saillant, un parastyle marqué, orienté dans l'axe du protolophe, un crochet fin et long, un fort cingulum antérieur et un étranglement du protocône net. Les cingulums lingual et labial sont complètement réduits. Le profil de l'ectolophe est déprimé au niveau du métacône, mais est marqué par un mésostyle légèrement bombé. Le metastyle se prolonge postérieurement. La vallée interne et la post-fossette sont très profondes.

La p2 ($L = 28.5 / l = 17.5$) montre un synclinal externe marqué (faisant disparaître la vallée antérieure), un paralophide réduit ne se prolongeant pas lingualement, et une vallée postérieure fermée.

L'allure de la M2, bien que très proche de celle de Béthusy (ENGESSER *et al.*, 1993), montre des caractères plus évolués (réduction du cingulum lingual, crochet plus développé, dimensions plus importantes). Sa biométrie se rapproche de très près du spécimen de Savigné-sur-Lathan (GINSBURG *et al.*, 1981) et représente probablement un *D. aurelianense*. La p2, par son synclinal externe marqué et sa vallée antérieure fortement réduite, appartient à la lignée des *Diaceratherium*. Ses dimensions, supérieures à celles de La Milloque (*D. lamilloquense*), Thezels (*D. aff. lemanense*), Paulhiac (*D. lemanense*) et Laugnac (*D. aginense*) (MICHEL, 1983), devraient également la placer dans le taxon *Diaceratherium aurelianense*.

5.6.18 La Molière (MN3)

Rhinocerotoida

Diaceratherium aurelianense (Nouel, 1866)

Situation géologique

La localité de la Molière (552.92/183.15) est une carrière de Grès coquillier appartenant à la Molasse marine supérieure du Plateau.

Biostratigraphie

L'âge du Grès coquillier de la Molière est attribué aux zones mammaliennes MN3 et base MN4 grâce au macromammifères (*Diaceratherium aurelianense*).

Littérature

BERGER (1985), WEIDMANN & GINSBURG (1999)

Collection

NHMBasel et MGLausanne

Remarques

Le matériel de la Molière est pauvre et de qualité médiocre. Il consiste en un frag. de P3 dext. (MM2425, moulage, NHMBasel) et d'une p3 (MM2428, moulage, NHMBasel). Ces deux dents à caractère de *Diaceratherium* (P à cingulum lingual développé et début de crista ; et p à synclinal externe marqué) reflètent une forme évoluée par leurs dimensions nettement plus grandes que celles de Béthusy. La p3 montre encore des vallées débouchant très près du collet. WEIDMANN & GINSBURG (1999) déterminent avec raison ce matériel comme *D. aurelianense*.

5.6.19 Benken (MN3-4 et Miocène moyen ?)

Rhinocerotoida

Protaceratherium sp. Abel, 1910

Protaceratherium minutum (Cuvier, 1924)

Hoploaceratherium tetradactylum (Lartet, 1837)

Situation géologique

Benken (692.20/278.90) se situe dans le Canton de Zürich, vraisemblablement dans les derniers dépôts de l'OMM (St. Galler Schichten de la Suisse centrale, voir 2.2.2 Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM).

Biostratigraphie

ENGESSER (1990) mentionne une « faune mixte » reflétant plusieurs zones mammaliennes comprenant aussi bien des éléments de l'Eocène, que de l'Oligocène et du Miocène (4 zones différentes pour le Miocène). BOLLIGER (1992) date la localité de Benken des

zones mammaliennes MN3-4 par micromammifères. Le *Protaceratherium minutum* déterminé pour cette localité présente une extension maximale jusqu'à la zone MN4a (Artenay/France) selon CERDENO (1992). HEISSIG (1999) n'en signale pas au-delà de MN3.

L'espèce *Hoploaceratherium tetradactylum*, qui semble compléter la faune de rhinocéros, n'apparaît pas avant MN6 (GUÉRIN, 1980 ; ANTOINE *et al.*, 1997 ; HEISSIG, 1999). Ainsi le problème de la « faune mixte » soulevé par ENGESSER (1990) se retrouve aussi dans l'association de Rhinocerotidae. De plus il subsiste la possibilité que cette espèce appartienne au genre *Plesiaceratherium* qui n'est pas enregistré en Europe avant MN4 (HEISSIG, 1999).

Pour ce gisement, il semblerait que nous ayons à faire au minimum à deux périodes bien différentes. La première caractérisée par *P. minutum*, forme typique du Miocène inférieur européen, devrait donner un âge assez proche de celui proposé par BOLLIGER (1992), à savoir MN3-4. La deuxième, caractérisée par un *Aceratheriini*, groupe apparu clairement après la « Probocidean Datum » en Europe, donne un âge MN4 minimum et probablement plus jeune MN6-9 selon *Hoploaceratherium tetradactylum*.

Littérature

STEHLIN (1914), ENGESSER (1990), BOLLIGER (1992)

Collection

NHMBasel et NHMZürich

Remarques

Je n'ai décrit que le matériel du NHMBasel, qui est très pauvre. Il consiste en un astragale sin. (MM2058) usé et une M2 dext. (MM2182) attribués respectivement à *Protaceratherium* sp. et *Protaceratherium minutum* (voir 5-7 Systématique).

J'ai également observé un moulage d'une P4 dext. (MM2057) très usée. Cette pièce montre un contour subrectangulaire caractéristique d'un *Aceratheriini* de taille moyenne (L=38.5 / l=50.0). Elle ne présente pas de cingulum labial et uniquement un faible cingulum en verrou au niveau de la vallée médiane sur la face linguale. L'ectoploche montre un profil plat avec un pli du paracône épais mais faiblement marqué. Le protocône semble étranglé, du moins sur la face antérieure du protoploche. Cette p pourrait appartenir à un *Hoploaceratherium tetradactylum* aussi bien au niveau morphologique que morphométrique. Cependant les jugales supérieures de cette espèce se distinguent très difficilement du genre *Plesiaceratherium* (HEISSIG,

1999). ANTOINE (2002) montre un cingulum lingual toujours présent et continu sur les P de l'espèce *Plesiaceratherium mirallesi* de Montréal-du-Gers (MN4). Le NHMZürich possède une faune très intéressante de Rhinocerotidae de Benken non déterminés. Je n'ai malheureusement pas eu le temps d'intégrer ce matériel dans cette étude. Si pour l'instant j'attribue la P4 dext. (MM2057) de Benken à *Hoploaceratherium tetradactylum* (planche V), la révision du matériel du NHMZürich s'avère indispensable pour définir clairement les différents taxons de Rhinocerotidae de ce gisement et mieux comprendre les différentes zones biostratigraphiques concernées.

5.6.20 Hüllistein (MN5)

Rhinocerotoida

Dicerorhinus sansaniensis (Lartet, 1851)

Situation géologique

Hüllistein (705.95/233.88) appartient aux dépôts de l'OSM de la région zürichoise (Hörnlichüttung).

Biostratigraphie

La localité d'Hüllistein est datée par micromammifères de la zone MN5 (KÄLIN, 1997b ; BOLLIGER, 1992 et 1997).

Littérature

BÜRGISSER *et al.* (1983), ENGESSER (1990), BOLLIGER (1992), KÄLIN (1997b), BOLLIGER (1997)

Collection

NHMZürich

Remarques

BÜRGISSER *et al.* (1983) attribuent une M1 ou P4 à *Didermoceros sansaniensis* qui devient par le jeu des synonymies *Dicerorhinus sansaniensis*.

5.6.21 Elgg (MN5)

Rhinocerotoida

Aceratheriini Dollo, 1885

Situation géologique

Cette localité (707.99/262.47) appartient à l'OSM de la région de Zürich (Hörnlichüttung).

Biostratigraphie

Cette localité est datée par micromammifères de la zone MN5 (COSTEUR, comm. écrit.)

Littérature

STEHLIN (1914)

Collection

NHMZürich

Remarques

J'ai juste vu le matériel au NHMZürich, mais je ne l'ai pas étudié. D'après mes observations sur place, il s'agirait de spécimens appartenant à la tribu des Aceratheriini.

Avec Benken, la collection d'Elgg constitue l'essentiel des restes de Rhinocerotidae du NHMZürich.

5.6.22 Montchaibeux (MN7)

Rhinocerotoida

Brachypotherium brachypus (Lartet, 1837)

Situation géologique

Le gisement du Montchaibeux (593.42/242.77) appartient au Membre du Montchaibeux de la Formation du Bois de Raube (voir 2.2.5 *Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung*).

Biostratigraphie

KÄLIN (1993) place cette localité dans le niveau mammalien MN7.

Littérature

STEHLIN (1914), KOPY (1955), KÄLIN (1993)

Collection

NHMBasel

Remarques

Le matériel du Montchaibeux n'est pas très riche, mais très important parce qu'il présente un des seuls *Brachypotherium brachypus* documenté de tous nos gisements. Il est représenté par un tibia (MC1) et 2 astragales sin. (MC11 et MC15) (voir 5-7 *Systématique*).

5.6.23 Neuf Champs (MN7)

Rhinocerotoida

Rhinocerotidae ind.

Situation géologique

La localité des Neufs Champs (587.32/244.00) appartient au Membre du Bois de Raube de la Formation du Bois de Raube (voir 2.2.5 *Vogesenschüttung, Juranagelfluh & Glimmersandschüttung*).

Biostratigraphie

KÄLIN (1993, 1997) date le Membre du Bois de Raube de la zone MN7.

Littérature

GREPPIN (1855), STEHLIN (1914), KOPY (1955), KÄLIN (1993)

Collection

Je n'ai pas retrouvé de restes de Rhinocerotidae dans les différents Musées visités.

Remarques

GREPPIN (1855) signale la présence de *Rhinoceros incisivus* aux Neufs Champs. Bien entendu cette détermination n'est plus valable aujourd'hui. Par le jeu des synonymies, on devrait penser à un *Aceratherium incisivum*, mais un problème d'ordre biostratigraphique se pose, *A. incisivum* n'apparaissant qu'à MN9 (GUÉRIN, 1980 ; ANTOINE *et al.*, 1997 ; HEISSIG, 1999). N'ayant eu accès à aucun matériel, je me contente simplement de mentionner des restes de Rhinocerotidae dans ce gisement.

5.6.24 Place du Marché (MN7/8)**Rhinocerotoida**

Brachypotherium cf. *brachypus* (Lartet, 1837)
Dicerorhinus sansaniensis (Lartet, 1851)

Situation géologique

Le gisement de la Place du Marché (553.93/217.25) se situe dans la ville de La Chaux-de-Fonds et appartient aux Marnes à ossements de La Chaux-de-Fonds (voir 2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM).

Biostratigraphie

Cette localité est datée de la zone MN7/8 (voir 2.2.4 Calcaires & Marnes lacustres de l'OSM).

Littérature

JACCARD (1869), STEHLIN (1914), BOURQUIN (1946)

Collection

NHMBasel

Remarques

JACCARD (1869) signale *Rhinoceros incisivus* et *Aceratherium minutum*. D'après le peu de matériel que j'ai étudié il s'agirait en fait d'une m3 (206) de *Brachypotherium* cf. *brachypus* et une p4 (moulage sans numéro) de *Dicerorhinus sansaniensis* (voir 5-7 Systématique).

5.6.25 Charmoille (MN9)**Rhinocerotoida**

Aceratherium incisivum Kaup, 1832
Dicerorhinus sansaniensis (Lartet, 1851)
Dicerorhinus schleiermachi (Kaup, 1832)

Situation géologique

L'ancienne sablière de Charmoille (582.24/252.94) appartient au Membre d'Ajoie de la Formation du Bois de Raube (voir 2.2.5 Vogesenschüttung, Jura-nagelfluh & Glimmersandschüttung).

Biostratigraphie

Hippotherium primigenium, *Aceratherium incisivum* et *Dicerorhinus sansaniensis* datent cette localité de la zone MN9 (KÄLIN, 1993, 1997a). De plus l'*Hippotherium primigenium* présent est le même que celui de Höwenegg, dont une datation absolue 10.3Ma est proposée (BERNOR *et al.*, 1997).

Collection

NHMBasel, NHMBern, NMSolothurn, MHNNeuchâtel

Littérature

HUMMEL (1914), STEHLIN (1914), KOPY (1955), LINIGER (1967), SCHAEFER (1961), KÄLIN (1993, 1997a)

Remarque

De nombreux musées suisses possèdent du matériel de Charmoille dans leurs collections. Cependant l'essentiel réside au NHMBasel. Je n'ai observé pratiquement que des dents isolées, appartenant généralement à *Aceratherium incisivum*, dans les autres musées.

J'ai mesuré et décrit le matériel suivant du NHM-Basel :

Aceratherium incisivum :

Crânes : 2 crânes complets (CM 569) et (CM 517)

Denture antérieure : incisives inférieures (CM 384), (CM 301), (CM 123)

Jugales supérieures : frag. max. avec P1-M3 dext. et P2-M3 sin. (CM576) ; frag. max. avec P2 et M1-M3 dext. et P2-M3 sin. (CM 116) ; frag. max. avec M2-M3 sin. (CM 65) ; frag. max. avec P2-M3 sin. (CM 583) ; frag. max. avec P2-M3 sin. (CM 472) ; RD M1-M2 dext. (CM152) ; RD P3-P4 dext. (CM 605) ; RD M1-M2 sin. (CM 563) ; RD M2-M3 sin. (CM 409) ; P4 sin. (CM 51) ; P4 dext. (CM 505) ; D1 sin. (CM 533) ; D1 dext. (CM 532) ; D1 dext. (CM 482) ;

D2 dext. (CM 160) ; D3 dext. (CM 461) ; P2 sin. (CM 606) ; M2 ou M1 sin. (CM 194) ; P4 dext. (CM 120) ; P1 dext. (CM 196) ; P2 sin. (CM 204) ; P2 sin. (CM 122) ; M2 ou M1 sin. (CM 473) ; P4 dext. (CM 314) ; M3 sin. (295) ; M2 sin. (CM 579) ; M3 dext. (2766) ; M3 sin. (2767) ; M3 sin. (144) ; P4 dext. (CM 50) ; M3 sin. (CM 193) ; M2 ou M1 dext. (CM 529) ; M3 dext. (CM 562) ; M1 ou M2 dext. (CM 41) ; P2 dext. (CM 570) ; P2 sin. (CM 115) ; P1 ou D1 persistante dext. (CM 67) ; D4 ou D3 sin. (CM 578) ; P3 dext (CM 294) ; P4 ou P3 dext. (CM 564) ; P2 ou P3 sin. (CM 506).

Mandibules : mand. complète (CM 517) ; mand. avec p2-m3 dext. et p3-m3 sin. (CM 504) ; mand. avec p2-m3 dext. et sin. (CM 171) ; mand. avec p2-m3 dext. et sin. (CM 577) ; frag. mand. avec p2-m3 sin. (CM 118) ; frag. mand. avec p2-p3 sin. (CM 437) ; frag. mand. avec p4-m3 dext. (CM 585) ; frag. mand. avec p2-p4 dext. (CM 192).

Jugales inférieures : p2 sin. (CM 17) ; m2 ou m1 sin. (CM 198) ; p4 ou m1 dext. (CM 117) ; p4 sin. (CM 296) ; p2 sin. (CM 299) ; p2 sin. (CM 300) ; p4 ? (CM 586) ; p2 sin. (CM 588) ; m2 ou m3 dext. (CM 433) ; m1 ou m2 dext. (CM 566) ; p4 dext. (CM 385) ; p4 dext. (CM 247).

Os post-crânien : omoplate dext. (CM 356) ; frag omoplate dext. (CM 157) ; McIII dext. (CM 436) ; frag. distal McV (CM 136) ; cuboïde (CM 512) ; pyramidal (CM 390) ; semi-lunaire (CM 390) ; naviculaires (CM 201), (CM 305) ; scaphoïde (CM 154) ; astragales (CM 318), (CM 134), (CM 536) ; MtIII (CM388), frag. (CM 387) ; calcanéum (CM226) ; onciforme (CM 353) ; fémurs (CM 375), frag (CM 386) ; radius (CM 357), (CM 133), (CM 302) ; MtIV juv. (CM540) ; (voir **5-7 Systématique**).

Dicerorhinus sansaniensis : max. portant les deux RD P2-M3 (CM 547) ; pyramidal (CM307) ; cuboïde (CM 135) ; (voir **5-7 Systématique**).

Dicerorhinus schleiermachi : la localité de Charmoille présente encore deux dents qui n'appartiennent visiblement ni à *A. incisivum*, ni à *D. sansaniensis*. Il s'agit de deux P3 (145 et CM471) dont les dimensions sont très proches de l'espèce *Dicerorhinus schleiermachi*. La P3 (145) (L = 41.0 / l = 50.5), d'allure peu brachyodonte, présente un cingulum lingual marqué, un crochet multiple, un étranglement du protocône moyen et un hypocône et protocône vraisemblablement isolés lorsque la dent est peu usée. Cette dernière particularité se rencontre

fréquemment chez *D. schleiermachi*, tout comme le crochet multiple (GUÉRIN, 1980). La P3 (CM 471) (L = 40.0 / l = 48.0 / H = 42.0) est trop hypsodonte pour un Aceratheriini, par contre son protocône et son hypocône ne sont pas isolés. Elle montre un crochet et une crista marqués, un faible étranglement du protocône et un pli du métacône visible (planche VI). J'attribue ces deux P à l'espèce *D. schleiermachi* tant pour des raisons biométriques que morphologiques, notamment le protocône et l'hypocône isolés de la P3 (145) et la tendance à l'hypsodontie. Le fait de retrouver cette espèce à Charmoille n'est pas surprenant en soi étant donné le nombre de gisements européens de la zone MN9 l'ayant révélée (Eppelsheim, Gauweinheim, Lyon-Croix-Rousse). Par contre la retrouver en association avec l'espèce *D. sansaniensis* est beaucoup plus inhabituel, puisque aucun auteur ne les a jamais mentionnées ensemble.

5.6.26 Lugnez (MN9)

Rhinocerotoides

Aceratherium incisivum Kaup, 1832

Situation géologique

L'ancienne sablière de Lugnez (574.80/259.40) appartient au Membre d'Ajoie de la Formation du Bois de Raube (voir **2.2.5 Vogesenschüttung, Jura-nagelfluh & Glimmersandschüttung**).

Biostratigraphie

Lugnez présente, comme à Charmoille, *Hippotherium primigenium* et *Aceratherium incisivum* et est datée de la zone MN9 (KÄLIN, 1993, 1997).

Littérature

ERZINGER (1943), KÄLIN (1993, 1997a)

Collection

NHMBasel

Remarques

Je n'ai retrouvé qu'un seul frag. de M3 sin. (DA6) appartenant vraisemblablement à *Aceratherium incisivum*.

5.7 SYSTÉMATIQUE

5.7.1 Genre *Chasmothorium* Rütimeyer, 1862

Espèce-type

Chasmothorium cartieri Rütimeyer, 1862

Autres espèces

Chasmothorium minimum Fischer

Chasmothorium stehlini Déperet, 1904

Distribution stratigraphique et géographique

Eocène européen

Diagnose générale

Formule dentaire : I3/i3 C1/c1 P4/p4 M3/m3 ;
museau court et obtus.

« Dentition supérieure en série continue, sans barre en arrière ni en avant de la canine. Trois incisives à couronne conique, courte, un peu comprimée avec double arête d'émail ; diminuant un peu de grandeur d'avant en arrière.

Canine semblable à la troisième incisive pour la forme et la grandeur.

Quatre prémolaires : P1 allongée triangulaire à forte pointe antéro-externe et pointe postérieure très réduite, avec talon interne en crête longitudinale ; P2, P3 et P4 quadrangulaires-transverses à deux pointes externes convexes et parastyle petit, et à deux collines internes transverses bien distinctes, l'antérieure un peu plus réduite que l'autre, surtout dans P2.

Trois arrière-molaires à structure lophiodonte, avec fort parastyle saillant en dehors, lobe antéro-externe court et convexe, et lobe postéro-externe allongé et plano-concave ; deux collines internes transverse rattachées à l'arête antérieure de la pointe externe correspondante ; m3 à lobe postérieur relativement réduit.

Toutes les dents, des incisives aux molaires, entourées d'un fort bourrelet d'émail basilaire plus ou moins développé.

Dentition inférieure en série presque continue, avec très léger intervalle entre la canine et la première prémolaire (mandibule d'Argenton)

Incisives et canines inconnues, mais sans doute assez semblables aux supérieures.

Quatre prémolaires : p1 à pointe antérieure comprimée et talon rudimentaire ; p2 et p3 avec des crêtes antérieures oblique et talon en crête transversal simple ; p4 submolariforme à deux crêtes transversales.

Trois arrière-molaires à deux crêtes transversales, la postérieure un peu oblique, avec arêtes récurrentes assez marquées du côté externe ; m3 dépourvue du troisième lobe, avec léger talon formé par l'épaississement du bourrelet basilaire.

Toutes les dents entourées d'un bourrelet basilaire s'effaçant du côté interne et plus ou moins développé suivant les espèces. » (DÉPERET, 1904)

5.7.1.1 *Espèce Chasmothorium cartieri* Rütimeyer, 1862

Distribution stratigraphique et géographique

Lutétien supérieur et Bartonien ; Issel, Buschweiler, Gentilly, Robiac, Egerkingen, Mormont, Lissieu.

Diagnose spécifique

« Taille un peu inférieure à celle du tapir d'Amérique ; longueur de m3 23 à 24mm. Prémolaires supérieures à collines internes bien séparées ; deuxième lobe ou talon des prémolaires inférieures bien développé » (DÉPERET, 1904).

5.7.1.2 Matériel attribué à *Chasmothorium cartieri*

Egerkingen (NMSolothurn) ; frag. max. sup. sin. P3-4 (8067) : prémolaires à forme quadrangulaire ; protocône et hypocône isolés, avec un protocône légèrement en retrait sur la P4 ; cingulum post. et ant. présents, cingulum labial peu marqué et continu, cingulum lingual absent ; profil de l'ectolophe droit-ondulé avec plis du paracône et du métacône très marqués, parastyle marqué et métastyle peu marqué (Tab. 5-3 ; planche I).

	Numéro	L	l	H
P3	8067	16.5	19.0	11
P4	8067	18.5	22.0	10.5

Tab. 5-3 Dimensions des P3 et P4 (8067) de *C. cartieri* d'Egerkingen.

5.7.1.3 Discussion sur *Chasmothorium cartieri*

Les P observées (8067) présentent les caractères discriminants claires du genre *Chasmothorium* (hypocône et le protocône isolés). Leur attribution à l'espèce *Ch. cartieri* devrait reposer sur des considérations morphométriques (DÉPERET, 1904). Malheureusement

je n'ai disposé d'aucun matériel de comparaison. Cependant la détermination *Ch. cartieri* de STEHLIN (1903) n'a visiblement aucune raison de ne plus être valide, la littérature ne semblant pas avoir changé depuis.

5.7.2 Genre *Epiaceratherium* Abel, 1910

Espèce-type

Epiaceratherium bolcense Abel, 1910

Autres espèces

Epiaceratherium magnum Uhlig, 1999

Epiaceratherium aff. *magnum* Uhlig, 1999

Epiaceratherium sp. Uhlig, 1999

Distribution stratigraphique et géographique

Oligocène inférieur, *Epiaceratherium* sp. perdue jusqu'à MP25; Europe (Italie, Allemagne, République tchèque, Suisse, France)

Diagnose générique

« Représentant de taille petite à moyenne des Trigoniadini, montrant une position de l'échancrure nasale pouvant aller jusqu'à la P3.

Formule dentaire : 3/2 1/0 4/4 3/3 ; aucune dent ne montre de cingulum labial, sauf sur les M1 et P1 où il est très peu marqué et en réduction, sur les p3 et p4 un très faible bourrelet peut se développer à la base du synclinal externe ; la paroi intérieure de toutes les prémolaires (sauf P1) et molaires supérieures s'incline fortement labialement ; les molaires supérieures ont un pli du paracône très bien marqué, un pli du métacône marqué ou en réduction, un antécrochet, des sillons du protocône et de l'hypocône faiblement développés, un crochet et une crista pouvant être finement développés, le cingulum lingual se réduit à la sortie d'une vallée médiane étroite ; M2 est un peu plus grande que M1 ; les prémolaires supérieures montrent un début de molarisation ; P2 sub- à semimolariforme, P3 et P4 pré- à submolariforme ; le pli du métacône toujours développé ; le cingulum lingual de P3 et P4 est très épais et sous l'hypocône clairement relevé, sur la P2 il peut être réduit sous la bosse intérieure, sur la P1 il est complètement réduit ; la p1 a une seule racine ; sur la p2 seulement un hypolophide intérieur court ; sur p2 et p3, le paralophide peut être formé de deux branches ; l'hypolophide intérieur de p4 est toujours courbé vers l'avant et s'unit avec l'entoconide ; les molaires inférieures ont une large vallée antérieure (trigonide) à la base ; toutes les prémolaires et molaires inférieures n'ont pas de cingulum lingual ; I1 est conique, avec un début du développement en forme de ciseau ; I2-C

sont petites, coniques, il encore relativement grande, en forme de spatule ; i2 accroît comme chez les autres genres de Trigoniadini, pas recourbée vers le haut ; i2 toujours avec un paralophide à deux branches, pli du protoconide peut être développé, sans cingulum labial ; d3 et d4 peuvent développer un bourrelet à la base du synclinal externe ; main tétradactyle.

P2 avec deux tubercules internes réunis à l'ectolophe par un métalophe à position médiane. P3 et P4 avec un métalophe très court, un seul tubercule antéro-interne rattaché au protolophe, de sorte que la médi-fossette est généralement ouverte en arrière. » (UHLIG, 1999)

5.7.2.1 *Espèce Epiaceratherium magnum* Uhlig, 1999

Distribution stratigraphique et géographique

Oligocène inférieur, MP21 à 22 (MP23?), Allemagne, République tchèque, Suisse, France

Diagnose spécifique

Espèce plus grande, plus évoluée du genre *Epiaceratherium*; P1-M3: env. 190cm de long ; sur M1 et M2 le pli du métacône est fortement réduit, début de développement de crista et de crochet sur toutes les molaires supérieures ; vallée médiane toujours avec une fosse labiale ; contour de M3 la plupart du temps triangulaire, rarement de la forme d'un trapèze, métacône complètement réduit ; sur les P2 – P4 arrive une faible crista et accessoirement un mince crochet ; P1 la plupart du temps étroite ; un très fin protolophe est toujours développé ; P2 sub- à semimolariforme ; P3 submolariforme ; P4 pré- à submolariforme ; p1 avec un protoconide, un paraconide, vallées antérieure et postérieure incisées, un court hypolophide toujours développé ; paralophide sur p3 jamais à deux branches ; contour de la p4 se rétrécit toujours antérieurement ; I1 relativement grande ; i1 large ; sur I2, I3 et C l'angle sur le cône primaire est approximativement perpendiculaire, la base de l'émail aussi bien mésial que distal toujours marqué ; d2 sans pli du protocône, hypolophide pas à deux branches, d3 avec un faible, d4 sans encoche du metaconide ; molaires de lait supérieures avec un très tendre crochet, une faible crista peut apparaître ; D3 avec délicat parastyle à deux branches ; toutes les molaires de lait supérieures sans cingulum labial. » (UHLIG, 1999).

5.7.2.2 Matériel attribué à *E. magnum*

Kleinblauen (NHMBasel) ; M1 dext. (KB84) : métalophe endommagé ; fort pli du paracône et parastyle ; très faible crochet ; pas de crista ; pas de pli du

métacône ; étranglement du protocône bien marqué, surtout à la base ; fort cingulum antérieur continu jusqu'au pied du parastyle ; vallée médiane ouverte avec très légère amorce de bourrelet lingual à sa sortie et présentant une fosse dans sa partie labiale (Tab. 5-4 ; planche III).

Numéro	L	l
KB84	36	40

Tab. 5-4 Dimensions de la M1 (KB84) de *E. magnum* de Kleinblauen.

Kleinblauen (NHMBasel) ; M2 dext. (KB83) : même description que M1, sauf que l'étranglement du protocône est moins marqué (Tab. 5-5 ; planche III).

Numéro	L	l
KB83	41.5	43.5

Tab. 5-5 Dimensions de la M2 (KB83) de *E. magnum* de Kleinblauen.

Kleinblauen (NHMBasel) ; M3 dext. (KB210) : pas de cingulum lingual à la sortie de la vallée médiane ; fort pli du paracône et parastyle ; métacône complètement réduit ; contour triangulaire (Tab. 5-6 ; planche III).

Numéro	Labs	Lanat	l
KB210	41.5	43.5	43.5

Tab. 5-6 Dimensions de la M3 (KB210) de *E. magnum* de Kleinblauen.

Kleinblauen (NHMBasel) ; p4 sin. (KB61) : synclinal externe bien marqué et continu jusqu'à la base ; faible cingulum labial, pas de cingulum lingual ; ouverture des vallées antérieure et postérieure en V, avec une grande différence de hauteur ; croissants antérieur et postérieur carrés (Tab. 5-7 ; planche III).

Numéro	L	l
KB61	32	21

Tab. 5-7 Dimensions de la p4 (KB61) de *E. magnum* de Kleinblauen.

5.7.2.3 Discussion sur *Epiacetherium magnum*

E. magnum est décrit par UHLIG (1999) pour la localité de Möhren 13 en Allemagne. Dans son travail, l'auteur décrit également les restes de l'*Epiacetherium* de Kleinblauen. Il en définit une morphologie et une morphométrie identique à celle de l'*Epiacetherium* de Möhren 13. Pour ces raisons, il considère *Epiacetherium magnum* à Kleinblauen.

5.7.3 Genre *Eggsodon* Roman, 1911

Synonymies

Engyodon Stehlin, 1930

Allocerops Wood, 1932

Espèce-type

Eggsodon osborni (Schlosser, 1902)

Autres espèces

Eggsodon gaudryi (Rames, 1886)

Eggsodon pomeli Roman, 1912

Eggsodon reichenau (Deninger, 1903)

Distribution stratigraphique et géographique

Oligocène ; Europe occidentale et centrale (Allemagne, Suisse, France) (UHLIG, 1999).

Diagnose générique

« Rhinocerotidae aux canines développées en défenses, associées à des prémolaires très primitives où P2 est plus évoluée que les suivantes, ainsi qu'à des molaires typiquement rhinocerotides. Membres relativement grêles » VIRET (1958).

« Genre de taille moyenne des Eggsodontinae ; formule dentaire : ?/2 1/1 4/3-4 3/3 ; molaires supérieures toujours avec un faible antécrochet, sillon secondaire, la plupart du temps basal peu profond, cingulum lingual ferme toujours la sortie de la vallée médiane, sur M1 et M2 existe la plupart du temps un cingulum labial continu, sur M3 l'ectolophe et le métalophe sont toujours déroulés l'un contre l'autre, le métacône manque complètement ; P2 submolariforme, P3 et P4 sub- ou prémolariforme, cingulum lingual sur les prémolaires supérieures, sauf sur P1, toujours très haut, fort et constant cingulum labial également présent, mais la plupart du temps pas constant ; molaires inférieures avec cingulum à la base du synclinal externe ou avec un cingulum labial constant, p1, si présente, monoradiculée, cingulum labial sur les prémolaires inférieures la plupart du temps constant, cingulum lingual toujours interrompu en dessous du métaconide ; canine inférieure dressée, clairement plus grande que les incisives, montre un dimorphisme sexuel ; mandibule étroite et basse, bord inférieur droit, commence doucement à remonter sous la p4 antérieurement. » (UHLIG, 1999).

5.7.3.1 *Eggsodon osborni* (Schlosser, 1902)

1902 - *Ronzotherium osborni* - Schlosser

1912 - *Eggsodon osborni* - Roman

Distribution stratigraphique et géographique

Oligocène inférieur, MP21 jusqu'à la base de MP23 ; Allemagne, Suisse, France (UHLIG, 1999).

Diagnose spécifique

« Plus petite espèce du genre *Eggysodon* ; longueur p2-m3 : minimum 130 mm, maximum 154 mm ; P2-M2 avec un parastyle court, potelé basalement, sillon du parastyle étroit, la plupart du temps cannelé, paracône large dirigé vers l'avant, pli du paracône fort ; molaires supérieures avec un très faible antécrochet, étranglements du protocône et de l'hypocône seulement basaux, très peu profond ou absent ; sur M1 et M2 pli du métacône s'exprime faiblement ou absent, cingulum labial fin et pas constant ou absent ; P2 et P3 submolariforme, rarement pré- à submolariforme, P4 prémolariforme, rarement submolariforme ; cingulum labial sur les prémolaires supérieures fin et la plupart du temps constant ; Molaires inférieures avec paralophide bas et moyennement long, sur le côté labial existe seulement un très faible cingulum en verrou à la base du sillon externe, le cingulum antérieur se poursuit loin lingualement et ferme la vallée antérieure ; p1 sans cingulum lingual ; p2 avec un court hypolophide, entoconide manque ou seulement très faiblement développé ; p3 avec paralophide très variable ; cingulum labial des prémolaires inférieures fin et la plupart du temps constant, cingulum lingual interrompu sous le métaconide sur une longue distance ; D4 avec un antécrochet s'exprimant faiblement ; d2 avec un paralophide à deux branches et un pli de protoconide. » (UHLIG, 1999).

5.7.3.2 Matériel attribué à *E. osborni*

Kleinblauen (NHMBasel) ; frag. max. sup. dext. P4-M3 (KB14) : de toute la RD, le côté labial est endommagé ; P4 submolariforme, montre un hypolophe et un protolophe de même longueur lingualement, avec un fort cingulum lingual continu, se prolongeant antérieurement et postérieurement, le métalophe se dirige postérieurement au niveau du métacône et est lié à l'hypocône par un faible petit pont émoussé ; M1 et M2 ne montre pas d'étranglement du protocône, à peine un antécrochet bas et trapu, une vallée médiane S, incisée, plus large lingualement et vraisemblablement fermée par un cingulum en verrou, cingulums antérieurs et postérieurs marqués et continus ; M3 à vallée médiane courbe, fermée par un cingulum relativement faible ne se poursuivant pas au niveau du protocône, pas de cingulum postérieur, mais un cingulum antérieur, qui semble interrompu au niveau de l'hypocône.

Kleinblauen (NHMBasel), M1 et M2 ; M2 dext. (KB144) ; M2 sin. (KB64a) ; frag. M1 sin. (KB62) : M1 plus petite que M2, pli du paracône saillant, parastyle saillant et fortement dirigé antérieurement, métastyle saillant, fortement dirigé postérieurement, mais moins grand que parastyle, fort renflement de l'ectolophe au niveau du métacône, avec un très faible pli du métacône ; cingulums antérieurs et postérieurs marqués, interrompus au niveau du parastyle et du métastyle, pas de cingulum labial, cingulum lingual uniquement sous forme de verrou à la sortie de la vallée médiane ; vallée médiane en S ; pas d'étranglement du protocône ; antécrochet trapu (Tab. 5-8 ; planche I).

	Numéro	L	l
M2	KB64a	33	33
M2	KB144	34	34.5

Tab. 5-8 Dimensions des jugales sup. isolées d'*E. osborni* de Kleinblauen.

Kleinblauen (NHMBasel) ; frag. demi-mand. sin d4-m2 (KB29) : cette pièce appartient à un individu juvénile, elle est bien évidemment svelte et petite ; sa hauteur diminue légèrement antérieurement ; le bord inférieur à développement rectiligne et commence à remonter progressivement en avant de la p4 ; petit foramen mentonnier sous la limite des trous alvéolaires de p2-p3.

Les dents sont faiblement usées ; paralophide de m1 et m2 plutôt long ; cingulum antérieur se poursuit lingualement jusqu'à la base de l'entoconide ; sur m2, le cingulum postérieur se poursuit loin sur le côté labial ; sur entoconide de m2 bifurque une très courte branche antérieurement ; les synclinaux externes sont relativement profonds et incisés, à leur base, surtout chez les m1 et m2, le cingulum labial se présente sous forme d'un verrou discontinu antérieurement et postérieurement ; les vallées antérieures et postérieures sont toujours en V, avec une vallée antérieure plus haute ; croissants antérieurs et postérieurs anguleux (Tab. 5-9 ; planche I).

	Numéro	L	l
D4	KB29	24.5	16
M1	KB29	28.0	17.5
M2	KB29	30.0	18.5

Tab. 5-9 Dimensions des jugales de la mandibule (KB29) d'*E. osborni* de Kleinblauen.

Kleinblauen (NHMBasel); demi-mand. sin. c dext. et c, (p1 ?), p2-m3, sin. (KB28) : mandibule avec un trou alvéolaire d'une i2 sin. préservé ; branche horizontale montre, lingualem, sous les molaires une dépression basale et effilée ; la hauteur de la branche horizontale diminue progressivement vers l'avant, son le bord inférieur reste rectiligne jusque sous la p4 où antérieurement il remonte ; la position relative de l'arrière de la symphyse se situe environ 5mm en avant de la p2 ; on peut compter 3 foramens mentonniers situés dans le tiers inférieur de la branche horizontale, le premier se trouve sous le bord postérieur de c, le deuxième sous le bord postérieur de p2 et le troisième sous la vallée postérieure de p3 ; le bord antérieur de la branche montante forme en angle légèrement aigu avec la branche horizontale, s'inclinant légèrement vers l'avant et s'amincit en s'effilant du côté labial ; la fosse masticatoire n'est pas affaissée, mais pratiquement plate ; le talon arrondi formant un angle légèrement plus aigu que celui du bord antérieur de la branche montante.

p2 (légèrement endommagée) plus petite que p3, paralophide et hypolophide courts, métalophide semble émoussé ; cingulum labial ondulé et continu.

p3 et p4 (p4 légèrement endommagées), cingulum labial ondulé et continu, cingulum postérieur se poursuit lingualem jusque sous l'entoconide, cingulum antérieur se poursuit lingualem sous la vallée antérieure ; vallées antérieure et postérieure en V, vallée antérieurement plus haute ; croissants antérieurs et postérieurs anguleux.

m1 à m3 (m2 endommagée lingualem) au contour approximativement rectangulaire ; croissant antérieur clairement anguleux, croissant postérieur légèrement arrondi ; m2 et m3 plus longues que m1 ; paralophide incliné vers l'avant, sensiblement parallèle au métalophide, surtout à la m3 ; paralophide nettement moins long et haut que métalophide ; longueur labiale plus petite que longueur linguale ; cingulum labial continu et plutôt rectiligne, se poursuivant postérieurement sur m3, le long de la base de l'hypolophide), cingulum antérieur se poursuivant jusque sous l'entoconide sur m2 ; vallées antérieures et postérieures en V, vallée antérieure plus inclinée ; synclinal externe incisé et profond, stoppé abruptement vers le bas par le cingulum labial ; limite entre croissant antérieur et postérieur incisée et profonde (Tab. 5-10 et 5-11).

Dimensions de la mandibule	KB28
Longueur	337.0
Distance arrière de la symphyse-talon	287.0
Longueur de la symphyse	51.0
Hauteur de la branche horizontale p2-3	47.5
Hauteur de la branche horizontale p3-4	49.5
Hauteur de la branche horizontale p4-m1	53.5
Hauteur de la branche horizontale m1-m2	55.5
Hauteur de la branche horizontale m2-m3	57.0
Diamètre transversal sous p4-m1	24.5
Longueur RD	152.0
Longueur prémolaires	66.0
Longueur p3-4	46.5
Longueur molaires	86.0

Tab. 5-10 Dimensions de la mandibule (KB28) d'*E. osborni* de Kleinblauen.

	Numéro	L	l
p2	KB28	18.0	13.0
p3	KB28	22.0	18.0
p4	KB28	23.0	18.5
m1	KB28	23.0	-
m2	KB28	31.0	20.0
m3	KB28	33.5	20.5

Tab. 5-11 Dimensions des jugales de la mandibule (KB28) d'*E. osborni* de Kleinblauen.

Kleinblauen (NHMBasel), p3 et p4 ; p3 sin. (KB29) ; p4 sin. (KB12) ; p4 dext. (KB11) : cingulum labial ondulé et quasi continu, cingulum postérieur se poursuit lingualem jusqu'à la sortie de la vallée postérieure, cingulum antérieur se poursuit lingualem sous la vallée antérieure ; vallées antérieure et postérieure en V, vallée antérieure plus haute ; croissants antérieurs et postérieurs anguleux, synclinal externe fortement incisé ; protoconide saillant (Tab. 5-12 ; planche I).

	Numéro	L	l	H
p3	KB29	25	15.5	20.5
p4	KB12	25.5	17	
p4	KB11	25.5	17.5	

Tab. 5-12 Dimensions des jugales inf. isolées d'*E. osborni* de Kleinblauen.

5.7.3.3 Discussion sur *Eggsodon osborni*

Le matériel de Kleinblauen a déjà été largement discuté par UHLIG (1999). L'ensemble du matériel décrit reflète parfaitement les caractères discriminants de l'espèce (P2 et M2 à pli du métacône effacé et profil de l'ectolophe fortement déprimé au niveau du métacône, cingulum labial très peu marqué ; m présentant un paralophide bas et moyennement long, cingulum en verrou

à la base du sillon externe, cingulum antérieur se poursuivant lingualement et fermant la vallée antérieure).

5.7.3.4 *Eggsodon gaudryi* (Rames, 1886)

1886 – *Acerotherium gaudryi* – Rames

1912 – *Eggsodon gaudryi* – Roman

Distribution stratigraphique et géographique

Oligocène moyen, sûr MP24 jusqu'à la base de MP23, douteux de MP25-MP28 ; France, Suisse (UHLIG, 1999).

Diagnose spécifique

« Espèce de taille moyenne du genre *Eggsodon* ; longueur p2-m3 : minimum 167 mm, maximum 174 mm ; P2 - M2 avec parastyle long, faible basalement, sillon du parastyle large, peu profond et pas cannelé, paracône relativement large, dirigé vers l'arrière, pli du paracône plat ; molaires supérieures avec de faibles antécrochets, étranglements du protocône et de l'hypocône peu profonds ; M1 et M2 avec de faible jusqu'à moyennement fort pli du métacône ; cingulum labial des molaires et des prémolaires supérieures fort et constant ; P2, P3 et P4 submolariforme ; molaires inférieures avec paralophide de longueur faible à moyenne, cingulum labial la plupart du temps très fort et constant ; cingulum antérieur large se poursuivant lingualement, fermant la vallée antérieure ; p1 avec cingulum lingual ; p2 toujours avec un long hypolophide et un entoconide ; paralophide sur p3 toujours de longueur moyenne et la plupart du temps verticale par rapport à l'axe longitudinal de la dent ; cingulum labial sur les prémolaires inférieures fort et constant, cingulum lingual interrompu sur une courte distance sous le métaconide. » (UHLIG, 1999).

5.7.3.5 Matériel attribué à *E. gaudryi*

Moutier Gare (NHMBasel) ; max. juvénile D1-4 sin. et dext. (UM74) : d3-4 molariforme, parastyle et pli du paracône marqués, présence significative du pli du métacône ; métastyle saillant, orienté postérieurement ; post-fossette très profonde et proche du collet ; vallée médiane incisée en S et verrouillée par un cingulum discontinu au niveau de l'hypocône et du protocône ; cingulum antérieur et postérieur marqué et continu labialement.

d2 semi-molariforme, cingulum antérieur, lingual et postérieur marqué et continu ; pli du paracône faible, mésostyle et pli du métacône marqués ; protolophe subrectiligne orienté vers l'arrière, présence d'une crista.

d1 en forme triangulaire allongée, sommet dirigé vers l'avant ; pas de protolophe ; présence d'une crista et d'une post-fossette (planche I).

Moutier Tuilerie (NHMBasel) ; mand. juvénile d3-4 sin. (UM119) : paralophide relativement étendu et haut ; vallées en V ; croissants anguleux ; synclinal externe incisé et marqué ; cingulum labial faible.

Bumbach (NHMBern) ; M1 ou M2 sin. pratiquement sans usure (D188) : très faible crochet, crista très très faible ; cingulum antéro-lingual plus ou moins continu et bien marqué, fermant la vallée médiane avec le développement d'une forme de verrou ; cingulum labial faible et discontinu ; cingulum postérieur présent, formant une petite post-fossette proche du collet ; étranglement du protocône quasi inexistant, seule une amorce sur la face postérieure du protolophe ; vallée médiane et post-fossette de même profondeur, très proche du collet ; pli du paracône plutôt saillant ; parastyle et métastyle saillant et fortement dirigés antérieurement respectivement postérieurement ; ectolophe à fort renflement au niveau du métacône, pli du métacône marqué (Tab. 5-13 ; planche I).

	Numéro	L	l	H
M1/2	D188	33.5	30.5	21

Tab. 5-13 Dimensions de la M (D188) d'*E. gaudryi* de Bumbach.

Bumbach (NHMBern) ; frag. mand. sin. p2, m2, m3 (D1837) : la hauteur de la branche horizontale diminue progressivement vers l'avant, son bord inférieur reste rectiligne jusque sous la m1, il remonte antérieurement à partir de p4 (Tab. 5-14).

Dimensions de mandibules	D1837
Hauteur de la branche horizontale p2-3	41.5
Hauteur de la branche horizontale p3-4	47.5
Hauteur de la branche horizontale p4-m1	52
Hauteur de la branche horizontale m1-m2	53.5
Diamètre transversal sous p4-m1	26
Diamètre transversal sous avant de m3	30

Tab. 5-14 Dimensions de la mandibule (D1837) d'*E. gaudryi* de Bumbach.

Bumbach (NHMBern) ; Mc IV sin. (D1563) : os d'allure plutôt grêle mais sensiblement plus grand que chez *E. osborni* ; surface articulaire supérieure triangulaire, orientée pointe en avant et vers l'intérieur,

répondant à l'onciforme ; face médiale de l'épiphyse proximale porte deux facettes articulaires répondant au McIII. La facette antérieure est triangulaire et surplombe partiellement la facette postérieure sub-circulaire de relativement grande. En vue latérale, l'épiphyse proximale ne montre pas de facette articulaire (Tab 5-15 ; planche I).

Dimensions du McIV	D1563
L	135.5
DT prox.	29.5
DAP prox.	27.5
DT dia	20.0
DAP dia	112
DT maxi. dist.	23.5
DT artic. dist.	22.0
DAP dist.	24.0

Tab. 5-15 Dimensions du McIV (D1563) d'*E. gaudryi* de Bumbach.

Bumbach (NHMBern) ; semi-lunaire sin. (D1546) : os carpien dont la forme en T de la face antérieure n'est plus vraiment représentative, sa partie distale étant fortement dilatée et arrondie, sa partie proximale nettement concave ; face latérale porte les deux facettes répondant au pyramidal, séparées par une gouttière dont la distale se situe dans la moitié antérieure et est de forme ovale ; sa partie proximale montre une surface articulaire répondant du radius large et légèrement bombée ; la face inférieure possède deux surfaces articulaires, l'une antéro-latérale répondant au pyramidal, l'autre postéro-médiale répondant du magnum, ces deux surfaces sont séparées par une crête bien marquée (Tab. 5-16).

Dimensions du semi-lunaire	D1546
H	39
H anat.	40.5

Tab. 5-16 Dimensions du semi-lunaire (D1546) d'*E. gaudryi* de Bumbach.

Aarwangen (NHMBasel) ; astragale sin. (AW19) : poulie étroite, profonde et asymétrique, pente de la lèvre médiale plus pentue, l'obliquité de l'axe est forte ; sur la face inférieure le bord antérieur de l'articulation distale est moyennement déprimé, la facette cuboïdienne n'est pas plus étendue antéro-postérieurement que la facette naviculairienne ; tubercule de la face médiale marqué et ne dépassant pas médialement le bord médial de la lèvre interne (Tab. 5-17).

Dimensions de l'astragale	AW19
DT = L	54.5
H	48.0
DAP int.	29.5
DT artic. dist.	39.0
DAP artic. dist.	-
DL = Dist. des 2 lèvres	35.5
DT maxi dist.	38.5

Tab. 5-17 Dimension de l'astragale (AW19) d'*E. gaudryi* d'Aarwangen.

5.7.3.6 Discussion sur *Eggsodon gaudryi*

Les différences morphologiques entre *E. osborni* et *E. gaudryi* ne sont pas toujours très faciles à apprécier. Pour la M (D188) de Bumbach on notera en particulier un pli du métacône plus prononcé, un profil de l'ectolophe moins déprimé au niveau du métacône et un cingulum labial très marqué et presque continu. De plus les caractères morphométriques observés à Bumbach mettent en évidence une forme plus grande que l'*E. osborni* de Kleinblauen, assez proche de celle de l'*E. gaudryi* des Phosphorites du Quercy (UHLIG, 1999).

L'astragale d'Aarwangen (AW19) montre un contour parfaitement identique à l'*E. osborni* de Möhren 13 illustré par UHLIG (1999). Par contre sa morphométrie donne des dimensions légèrement supérieures qui m'incitent à l'attribuer à l'espèce *E. gaudryi*.

Le matériel de Moutier présente des caractères clairs du genre *E.* avec des dimensions supérieures, même pour des formes juvéniles, à *E. osborni*. De plus on retrouve sur les D2-4 (UM74) un pli du métacône marqué, un profil de l'ectolophe peu déprimé au niveau du métacône et un cingulum lingual plus marqué qu'à Kleinblauen, mais moins qu'à Bumbach. En ce qui concerne les d3-4 (UM119) on peut signaler un paralophide plus haut et plus étendu et surtout des dimensions supérieures à *E. osborni* de Kleinblauen. J'attribue également l'*E.* de Moutier à *E. gaudryi* essentiellement pour des raisons de dimensions.

5.7.4 Genre *Ronzotherium* Aymard, 1886

Synonymies

Paracaenopus – Breuning, 1923

Symphysorrhachis – Belyaeva, 1954

Espèce-type

Ronzotherium velaunum (Aymard, 1853)

Autres espèces*Ronzotherium filholi* (Osborn, 1900)*Ronzotherium kochi* (Kretzoi, 1940)*Ronzotherium romani* Kretzoi, 1940*Ronzotherium brevirostre* (Beliajeva, 1954)**Distribution stratigraphique et géographique**

du niveau de Ronzon (MP21) au niveau de Rickenbach (MP29) ; Europe et Asie (Mongolie) (BRUNET, 1979 ; MICHEL, 1983))

Diagnose générique

Rhinocerotidae primitif de forte taille, avec une grande i2 de section ovale et fortement proclive. Le crâne a une ensellure pariéto-occipitale bien marquée. Les prémaxillaires sont allongés et soudés entre eux par leur bord médian. Le processus post-tympanique rejoint ou non l'apophyse post-glénoïde. Formule dentaire de lait : D1 persistante, non remplacée par une P1.

Formule dentaire définitive: 2/2-1 0/0 4/4 3/3. I1 et I2 coniques et pointues ; i1 vestigiale ou absente ; dents jugales à couronne brachyodonte, les supérieures avec post-fossette peu profonde ; la molarisation débute avec une P2 rectangulaire qui est semi-molariforme, P3 et P4 généralement prémolariformes à submolariformes avec une face linguale arrondie ; molaires avec un fort antécrochet, crochet et crista de pas à très marqués, la vallée médiane des molaires supérieures est courbée et falciforme, les tubercules internes sont faiblement séparés, les plis secondaires sont faibles, M3 présente un faible rudiment de métastyle situé labialement ; dents jugales inférieures avec des vallées internes débouchant assez haut au-dessus du collet ; prémolaires à vallée antérieure nettement plus haute que la vallée postérieure, avec un hypolophide se terminant en pointe et très bas lingualement, l'entoconide est peu ou pas marqué ; premières prémolaires inférieures se réduisent lentement à partir de la zone avant et sont à peine molarisées ; molaires inférieures présentent un paralophide allongé, un hypolophide en arc, amplement ouvert, et un sillon externe en voie de réduction ; les membres sont allongés, la main tétradactyle, le pied tridactyle (HEISSIG, 1969 ; BRUNET, 1979 ; SANTAFE, 1979).

5.7.4.1 Espèce *Ronzotherium filholi* (Osborn, 1900)1900 – *Aceratherium filholi* - Osborn1951 – *Ronzotherium filholi* - Lavocat**Distribution stratigraphique et géographique**

Oligocène inférieur, MP22 à MP25(-26 ?) ; France (Quercy, Montans, Pernes, Villebramar, Bournoncle,

Pechelbronn), Suisse (Kleinblauen, Bressaucourt, Bumbach, Mümliswil-Hardberg ?).

Diagnose spécifique

« Espèce plus récente et plus progressive que *R. velaunum*.

Crâne : région temporo-occipitale allongée, apophyses post-glénoïde et post-tympanique séparées. - Mandibule : branche horizontale relativement haute ; bord postérieur de la symphyse situé à l'aplomb de la région occupée par d1 et p2, sa face inférieure présente généralement une faible carène ; l'angle symphysien est grand et l'occlusion I1-i2 forte. - Denture de lait : les D présentent une faible crista, les inférieures ont un hypolophide à forte courbure ; d1 allongée, bi- ou monoradiculée atteignant le niveau de la face occlusale des dents définitives ; d2 à branche linguale du paralophide courte et à métaconide non individualisé ; lobe antérieur de d3 est fort avec une branche vestibulaire du paralophide longue. - Denture définitive : I1 présente mais réduite. Prémolaires supérieures plus ou moins élargies à post-fossettes courtes, peu profondes ; ectolophe à paracône plus saillant et plus étroit que le métacône ; métalophe recourbé en S et pseudohypocône saillant vers l'arrière, cingulum lingual fort, de peu à très ondulé. Molaires supérieures à cingulum lingual plus réduit s'effaçant généralement aux niveaux des deux cuspidés internes ; post-fossettes plus ou moins courtes mais peu profondes ; crochet faible et crista tout juste indiquée ; bord postérieur du métacône de M3, en crête aiguë ou en bourrelet arrondi, généralement bien marqué. Prémolaires et molaires inférieures plus ou moins allongées à cingulum vestibulaire fort, complet ou non ; le lingual toujours incomplet est plus réduit ; vallée internes peu encochées lingualement, la fosse talonienne débouche généralement au-dessus du niveau du cingulum postéro-lingual ; aux prémolaires, le pli protoconide est présent mais plus ou moins développé ; p2 à peine réduite. - Squelette appendiculaire : les membres sont longs et graciles ; main tétradactyle à Mc V certainement très réduit ; sur la face dorsale du carpe, le semi lunaire n'a pas de contact articulaire avec le magnum ; Mc II ne s'articule pas avec le trapèze ; pied tridactyle » (BRUNET, 1979).

5.7.4.2 Matériel attribué à *Ronzotherium filholi*

Kleinblauen (NHMBasel), M1 et M2 ; frag. RD sin. M1-M3 (KB25), frag. RD M2-M3 dext. (KB27), M1 sin (KB144a), M1 sin (KB3) : tétraradiculé ; cingulum lingual encore bien présent surtout au niveau du protocône ; cingulum labial bien marqué au niveau du métacône, s'effaçant sous le paracône ; vallée médiane en S et à incision étroite, légèrement fermée à sa sortie par la fin du cingulum lingual qui vient s'effacer sur la base du

mur antérieur du protolophe, au niveau de l'hypocône ; pli du paracône plutôt trapu, à relief effacé postérieurement ; parastyle plutôt aiguë et fortement orienté vers l'avant ; étranglement du protocône relativement bien marqué ; pas de véritable pli interne (Tab. 5-19, 5-20).

Kleinblauen (NHMBasel), M3 ; frag. RD sin. M1-M3 (KB25), frag. RD M2-M3 dext. (KB27), M3 sin (KB8) : triradiculé ; cingulum pratiquement périphérique sauf en dessous du paracône ; forme plutôt triangulaire, avec un léger renflement au niveau du pli du métacône ; étranglement du protocône peu à très peu marqué ; légère amorce de crista possible ; à la sortie de la vallée médiane formation possible d'un petit repli ou cuspidé secondaire, relié au cingulum lingual et orienté dans l'axe de la vallée (Tab. 5-18 ; planche II).

	Numéro	Labs	Lanat	l
M3	KB25	68.0	46.0	61.5
M3	KB27	64.0	46.0	64.0
M3	KB8	62.5	50.5	59.5

Tab. 5-18 Dimensions des M3 de *R. filholi* de Kleinblauen.

	Numéro	L
LM	KB25	128

Tab. 5-19 Dimensions de la longueur des M (KB25) de *R. filholi* de Kleinblauen.

Kleinblauen (NHMBasel), P3 et P4 ; P4 sin (KB63a), P4 sin (KB6), P4 dext (KB2), P3 dext (KB5), P3 dext (KB1) : triradiculé ; toutes bien élargies, à contour rectangulaire et prémolariforme à submolariforme ; face linguale arrondie ; pli du paracône trapu, mais plus saillant que le pli du métacône ; cingulum presque périphérique, juste interrompu au niveau des angles postérieur et antérieurs de l'ectolophe, très fort et ondulé lingualement ; métalophe en S ; protolophe prolongé jusqu'au pseudohypocône, avec un possible étranglement entre le protocône et le pseudohypocône ; crochet fin fréquent (Tab. 5-20 ; planche II).

	Numéro	L	l
P3	KB1	34.5	47.5
P3	KB5	34.0	46.0
P4	KB63a	38.	54.5
P4	KB6	400	52.5
P4	KB2	34.0	54.0
M1	KB25	41.0	51.0
M1	KB3	49.5	54.0
M1	KB144a	50.0	54.5
M2	KB25	53.0	58.5
M2	KB27	56.0	66.0

Tab. 5-20 Dimensions des jugales supérieures de *R. filholi* de Kleinblauen.

Kleinblauen (NHMBasel) ; m3 sin (KB13) : molaire biradiculée ; cingulum antérieur fort, se prolongeant labialement et lingualement au niveau du trigonide, fermant la vallée antérieure ; pas de cingulum lingual, ni postérieur ; vallée antérieure en V et vallée postérieure intermédiaire U-V, avec un fond de vallée antérieure plus haut ; fond de la vallée postérieure courbe et se relève en pente douce vers l'avant et l'extérieur, fond de la vallée antérieur fortement incliné lingualement ; débouchés des vallées proches du collet ; croissant antérieur carré et croissant postérieur subcarré, tous deux d'importance égale ; paralophide légèrement recourbé vers l'arrière ; entoconide et métaconide de même hauteur ; synclinal externe fort et relativement profond, faisant ressortir labialement le protoconide (Tab. 5-21).

	Numéro	L	l
m3	KB13	52	31.5

Tab. 5-21 Dimensions de la m3 (KB13) de *R. filholi* de Kleinblauen.

Bressaucourt (NHMBasel) ; frag. mand. dext d2-d3 (OB7) : cingulum labial bien marqué et continu ; vallées antérieur et postérieurs en V ; croissant postérieur subcarré ; synclinal externe fort et relativement profond ; paralophide avorté sur d2 (planche II).

Bumbach (NHMBern) ; P2 sin (D179) : semi-molariforme ; parastyle très légèrement étiré vers l'avant ; pli du paracône peu marqué ; métalophe en S et protolophe rectiligne recourbé vers l'arrière ; métalophe plus long que protolophe ; protocône et hypocône pas relié ; cingulum lingual continu et marqué, se poursuivant sur la face postérieure et antérieure, au niveau de la vallée médiane il présente un verrou (Tab 5-22).

Bumbach (NHMBern) ; P3 dext. (D170) : prémolariforme à submolariforme ; face linguale arrondie ; cingulum lingual et antérieur continu et bien marqué, cingulum labial très peu marqué, soulignant simplement légèrement les bases du parastyle et du métastyle ; hypocône et protocône reliés, isolant une fosse médiane ; pli du paracône plutôt saillant ; pli du métacône sous forme d'un bombement (Tab 5-22 ; planche II).

Bumbach (NHMBern) ; M2 dext. (D163) : tétraradiculé ; présence d'un cingulum antérieur et postérieur et d'un léger cingulum labial, par contre cingulum lingual absent ; vallée médiane en S à incision étroite, fermée à sa sortie par un petit cingulum sous forme de verrou ; étranglement du protocône très léger sur les deux faces du protolophe ; ectolophe

plutôt plat ; pli du métacône inexistant ; pli du paracône trapu et peu marqué, parastyle saillant, effilé et fortement orienté vers l'avant ; métastyle également saillant et effilé, mais moins que le parastyle et orienté vers l'arrière ; post-fossette étroite et peu profonde (Tab 5-22 ; planche II).

	Numéro	L	l
P2	D179	30.5	37
P3	D170	37.0	45.0
M2	D163	57	58

Tab. 5-22 Dimensions des jugales supérieures de *R. filholi* de Bumbach.

Bumbach (NHMBern) ; mandibules ; frag. mand. dext. sans dent, excepté p3 frag. (D1823) ; frag. mand. dext. p1 à p4, m1 à m2 frag. (D1836) : branche horizontale à bord supérieur élargi, concavité sur les faces latérale et médiale, bord inférieur plus ou moins rectiligne et parallèle à la surface alvéolaire ; branche montante légèrement penchée vers l'avant, formant un angle aigu avec la surface alvéolaire ; talon semble plutôt arrondi, séparé par une légère convexité du bord inférieur ; trou mentonnier dans le tiers inférieur de la mandibule, en avant de la p3 (Tab. 5-23).

Dimensions de la mandibule	D1836	D1823
Diamètre transversaux de la branche horizontale entre p4 et m1	-	25.0
Diamètre transversaux de la branche horizontale à l'avant de m3	-	24.0
Diamètre antéro-postérieur de la branche montante	-	113.0
Hauteur du condyle	-	195.5
Longueur RD prémolaires	89.5	-
Longueur RD p3-p4	56.0	-

Tab. 5-23 Dimensions des mandibules (D1836) et (D1823) de *R. filholi* de Bumbach.

Bumbach (NHMBern) ; p4 sin. (D171) : biradiculée ; vallées antérieure et postérieure en V, vallée antérieure plus haute ; cingulum antérieur soulignant paralophide et paraconide ; croissant postérieur plutôt arrondi, croissant antérieur plutôt anguleux ; synclinal externe profond (Tab. 5-24).

Bumbach (NHMBern), m1 à m3 ; m1 dext. (D169), m1 dext. (D187), m2 sin. (D185), m3 sin. (D173) : vallée antérieure plus haute ; synclinal externe serré et relativement profond ; cingulum antéro-lingual ferme vallée antérieure sous forme de verrou, cingulum antérieur se poursuit labialement et souligne le paraconide, cingulum postérieur à peine visible ; vallées antérieure en V et postérieure en V, en U pos-

sible, vallée antérieure plus haute ; croissant antérieur toujours anguleux, croissant postérieur généralement plus arrondi, anguleux possible (Tab. 5-24).

	Numéro	L	l	H
p4	D171	38.5	24	-
m1	D169	41.5	27.5	-
m1	D187	46.5	29	37.5 ?
m2	D185	45	31	-
m3	D173	52	32.5	-

Tab. 5-24 Dimensions de jugales inférieure de *R. filholi* de Bumbach.

Bumbach (NHMBern) ; semi-lunaire sin. (D1569) : la forme en T de la face antérieure est assez caractéristique, mais montre une légère dilatation dans sa partie distale, sa partie proximale montre une surface articulaire répondant du radius large et légèrement bombée ; la face latérale montre les deux facettes antérieures, l'une supérieure, l'autre inférieure, répondant au pyramidal et séparées par une gouttière dont la distale se situe dans la moitié antérieure ; la face inférieure possède deux surfaces articulaires, l'une antéro-latérale répondant au pyramidal, l'autre postéro-médiale répondant du magnum, ces deux surfaces sont séparées par une crête bien marquée (Tab. 5-25).

Dimensions du semi-lunaire	D1569
l	45.5
H	52.5
Hanat.	56
L	64

Tab. 5-25 Dimensions du semi-lunaire (D1569) de *R. filholi* de Bumbach.

Bumbach (NHMBern) ; onciforme dext. (D1559) : face antérieur à contour pentagonal, avec un bord proximal de l'articulation répondant au pyramidal convexe et un bord distal très arrondi ; face inférieure occupée par la vaste facette répondant au McIII ; face supérieure porte une vaste facette triangulaire répondant au scaphoïde et passe progressivement vers l'arrière et le haut à l'apophyse articulaire supérieure de l'os répondant au semi-lunaire, la face médiale porte deux facette trapézoïdales dont la supérieure répond au trapézoïde et l'inférieure au McII ; la face latérale porte antérieurement une facette sub-rectangulaire répondant à l'onciforme et séparée de l'articulation distale par une crête à angle aigu, la limite proximale de cette facette est marquée par une petite crête qui la sépare de la facette proximale scaphoïdienne (Tab. 5-26).

Dimensions de l'onciforme	D1559
Labs.	51
Lanat.	44
l	46
H	33.5

Tab. 5-26 Dimensions de l'onciforme (D1559) de *R. filholi* de *Bumbach*.

Bumbach (NHMBern) ; humérus ; frag. sin. distal (D214), frag. dext. distal (D215) : épiphyse inférieure très élargie ; la trochlée humérale prend la forme d'un sablier ; fosse coronoïdienne grande, moyennement profonde ; fosse olécrânienne grande et étendue latéralement ; lèvres condylienne forte et étirée dorsalement ; lèvre trochléenne, latéralement très réduite et développée que postérieurement Tab. 5-27).

Dimensions de l'humérus	D214	D215
DT mini. dia.	42	38
DAP dia.	42	51
DT dist.	71.5 ?	82
DAP dist.	68	78.5

Tab. 5-27 Dimensions des humérus (D214) et (D215) de *R. filholi* de *Bumbach*.

Bumbach (NHMBern) ; cubitus dext. déformé ? (D223) : arqué vers l'avant ; épiphyse proximale s'articule dorsalement avec le radius ; oléocrâne puissant et convexe latéralement ; bec de l'oléocrâne long et surplombe vers l'avant la grande échancrure sigmoïde ; échancrure sigmoïde porte deux surface articulaires pour la trochlée humérale, une grande qui s'étend du bec de l'oléocrâne au bord médian de l'os, une petite isolée, située sur le bord externe du cubitus au-dessus de la facette articulaire latérale pour le radius ; diaphyse prismatique, à section triangulaire (une face antérieure, une face latérale et une face médiale), son bord est régulièrement concave ; apophyse styloïde bien marquée portant la facette articulaire du pisiforme, cette facette se prolonge vers l'avant et l'intérieur par la surface articulaire répondant au pyramidal (Tab. 5-28).

Dimensions du cubitus	D223
L	326.0
DT oléocr.	28.0
DAP oléocr.	67.5
DT artic. prox.	32.0
DAP prox.	110.0
DT dia.	21.0
DAP dia.	-
DT dist.	35.0
DAP dist.	72.0 ?

Tab. 5-28 Dimensions du cubitus (D223) de *R. filholi* de *Bumbach*.

Bumbach (NHMBern) ; McIII sin. frag. proximal (D1567) : ensemble articulaire proximal légèrement élargi avec un bord antérieur concave et un bord latéral plutôt échancré ; angle entre la facette répondant au magnum et la facette répondant à l'onciforme à peu près droit ; facette répondant au magnum est concave transversalement et convexe antéro-postérieurement ; face médiale présente une petite facette pour le McII ; face latérale à trois facettes articulaires, une antérieure, en forme d'ellipse, et deux dorsales, situées l'une en dessus de l'autre, formant un angle saillant latéralement, la facette supérieure, subcirculaire répond de l'onciforme, l'inférieure, plus haute que large, répond avec la facette antérieure du McIV, les facettes dorsales sont séparées de la facette antérieure par une large gouttière (Tab 5-29).

Dimensions du McIII	D1567
DT dia.	33.5
DAP dia.	14.5

Tab. 5-29 Dimensions du McIII (D1567) de *R. filholi* de *Bumbach*.

Bumbach (NHMBern) ; cuboïde dext. (D1562) : face antérieure à contour trapézoïdal ; face latérale très allongée, avec une dépression horizontale proche du bord proximal et un ou deux sillons verticaux ; face médiale à cinq facettes, une très petite antéro-supérieure répondant au naviculaire, une postéro-supérieure, répondant au naviculaire et qui peut suivre la précédente sans transition, une postéro-médiane supérieure répondant encore du naviculaire et généralement pas distincte, une postéro-médiane inférieure, jouxtant la précédente avec laquelle elle forme un angle aigu, et une antéro-médiane inférieure semi-circulaire répondant du grand cunéiforme ; face supérieure à deux facettes articulaires juxtaposées, la plus externe répond au calcaneum et la plus interne à l'astragale (Tab. 5-30).

Dimensions du cuboïde	D1562
L	58
l	40
H	58
l artic.	43 ?
DAT artic.	-
H face ant.	41.5

Tab. 5-30 Dimensions du cuboïde (D1562) de *R. filholi* de *Bumbach*.

5.7.4.3 Discussion sur *Ronzotherium filholi*

HEISSIG (1969) présente deux espèces pour la lignée des *Ronzotherium* en Europe occidentale, *R. velaunum* et *R. filholi*. Il précise encore trois sous-espèces pour

R. filholi (*R. filholi filholi*, *R. filholi elongatum* et *R. filholi romani*) évoluant indépendamment en lignées différentes. BRUNET (1979) démontre l'impossibilité de distinguer les deux sous-espèces *R. filholi filholi* et *R. filholi elongatum*, les limites de variations individuelles pouvant parfaitement les intégrer toutes les deux. De plus *R. filholi romani* se distingue clairement par ses caractères anatomiques nettement plus progressifs, d'où la réhabilitation de son statut spécifique. Finalement BRUNET (1979) considère la lignée des *Ronzotherium* Ouest-européens comme une évolution continue de type anagénétique recoupant trois espèces successives, *R. velaunum*, *R. filholi* et *R. romani*. Les deux autres espèces du taxon, *R. kochi* et *R. brevisotre*, ne concernent pas l'Europe occidentale, mais sont exclusives à l'Europe orientale et l'Asie.

Le matériel de Kleinblauen s'accommode très bien, tant morphométriquement que morphologiquement, avec le *R. filholi* de Villebramar décrit par BRUNET (1979). On retrouve notamment les caractères primitifs des *Ronzotherium*, à savoir des P larges à cingulum très marqué et continu, un protolophe recourbé lingualement, rejoignant le pseudohypocône ; des M avec un cingulum labial présent, un pli du paracône saillant ; des p et m à cingulum labial et synclinal externe marqué.

Le matériel de Bressaucourt montre clairement les caractères génériques des *Ronzotherium*. Son attribution à l'espèce *R. filholi* est essentiellement due à la présence d'un cingulum labial et d'un synclinal externe bien marqués.

Le *Ronzotherium* de Bumbach était attribué à la sous-espèce *R. filholi elongatum* par HEISSIG (1969). En considérant la réhabilitation spécifique de *R. romani* et sa distinction avec *R. filholi* (BRUNET, 1979), le matériel de Bumbach se doit d'appartenir à l'une de ces deux espèces. Il est indéniable, comme finalement le soulignait HEISSIG (1969), que le spécimen de Bumbach montre des caractères plus évolués que celui de Kleinblauen et pourrait appartenir à une forme intermédiaire. Cependant il ne diffère pas de façon significative pour s'en distinguer spécifiquement. Son caractère plus évolué réside notamment dans l'allongement des jugales supérieures. On observe encore sur les P un paracône plus large et moins saillant et une réduction du cingulum labial. Les M montrent un cingulum lingual et labial plus effacé et un profil de l'ectolophe moins déprimé au niveau du métacône. Le m se distingue également par une réduction des cingulums, particulièrement le labial, et encore par une vallée postérieure légèrement plus encochée. Je

considère finalement ces quelques différences comme des variations évolutives intraspécifiques et restitue l'attribution *R. filholi* au matériel de Bumbach. De plus la légère convexité séparant le talon du bord inférieur de la mandibule (D1823) s'observe également sur la mandibule du *R. filholi* de Villebramar, illustrée par BRUNET (1979), alors qu'on ne la retrouve pas sur celle du *R. romani* de Vendèze. Je considère également comme *R. filholi* les restes postcrâniens caractéristiques de la grande forme de Rhinocerotidae de Bumbach.

5.7.4.4 Espèce *Ronzotherium romani* Kretzoi, 1940

Distribution stratigraphique et géographique

Chattien, du niveau MP24 (Ferté-Alais) jusqu'au niveau de Rickenbach (MP29) ; France (Vendèze, Brons, Ferté-Alais, Cournon, Vodable, Saint-Henri, Saint-André, Etampes, Les Milles), Suisse (Aarwangen, Rüffi bei Schänis, Rickenbach), Allemagne (Gaimersheim).

Diagnose spécifique

« Crâne : région temporo-occipitale plus courte, les apophyses post-glénoïde et post-tympaniques se rejoignent ventralement ; orbite et foramen infra-orbitaire occupent une position antérieure. – Mandibule : branche horizontale plus haute et plus massive ; bord postérieur de la symphyse situé plus en arrière, sa face inférieure ne présente plus de carène ; l'angle symphysaire est faible et il y a généralement perte de l'occlusion I1-i2. - Denture de lait : les D possèdent une forte crista ; les inférieures présentent un hypolophide à faible courbure ; d1 courte, très réduite, monoradiculée, n'atteignant plus le niveau de la face occlusale des dents définitives ; d2 et d3 plus courtes à premier lobe plus réduit ; d2 sans branche linguale du paralophide mais à entoconide individualisé ; d3 avec une branche vestibulaire du paralophide courte. - Denture définitive : I1 absente. Prémolaire supérieures à post-fossettes longues et généralement profondes ; ectolophe à paracône élargi et à peine plus saillant que le métacône ; métalophe plus incliné vers l'arrière, généralement peu ou pas recourbé en S ; pseudohypocône non saillant vers l'arrière ; cingulum lingual en réduction, complet ou non, et très ondulé ; P2 présentant un hypostyle ou un seuil hypostylique étiré labio-lingualement. Molaires supérieures à cingulum lingual très réduit, généralement conservé uniquement au niveau du médisinus ; post-fossettes généralement profondes ; la crista et le crochet sont plus forts ; sillon et bourrelet métaconiques de M3 de faibles à absents. Prémolaires et molaires inférieures à cingulum très réduit ; vallées internes plus encochées lingualement

que chez *R. filholi* : la fosse trigonidienne débouche directement au niveau de cingulum antéro-lingual pour les molaires, juste au-dessus pour les prémolaires, la fosse talonidienne généralement au niveau du cingulum postéro-lingual pour les prémolaires et très près du collet pour les molaires ; pli protoconide généralement fort sur les trois prémolaires ; crête postérieure du métaconide des prémolaires plus aiguë et reliée avec le cingulum postéro-lingual ; trigonide des p2 et p3 réduit ; p2 très raccourcie avec fosse trigonidienne faible ou absente. – Squelette appendiculaire : inconnu » (BRUNET, 1979).

5.7.4.5 Matériel attribué à *Ronzotherium romani*

Aarwangen (NHMBasel), D3 sin. (UM6355) : dent lactale à morphologie comparable à celle d'une molaire (semi-molariforme) ; contour trapézoïde avec face antérieure très convexe et une face linguale raccourcie ; cingulum lingual très marqué et continu, se prolongeant postérieurement et antérieurement et verrouillant une vallée médiane étroite, incisée ; étranglement du protocône absent ; forte crista trapue et double ; crochet trapu et faiblement marqué ; profil de l'ectoloppe mou avec des plis du paracône et du métacône larges et plats ; métastyle large et orienté dans l'axe de la RD ; parastyle large et marqué ; métaloppe orienté postérieurement et rétréci au niveau du parastyle (Tab. 5-31 ; planche II).

	Numéro	L	l
P3	UM6355	37.0	38.5

Tab. 5-31 Dimensions de la D3 (UM6355) de *R. romani* d'Aarwangen.

Rüfi bei Schänis (NHMBasel), RD M1 frag.-M2 frag. (UM1) : pas de plis internes majeur, excepté un antécrochet trapu et faiblement marqué ; étranglement du protocône faible à moyen ; cingulum labial et lingual inexistant, seul au niveau de la vallée médiane il apparaît très très légèrement, verrouillant une vallée médiane profonde ; cingulum antérieur, s'effaçant au niveau du protocône ; cingulum postérieur fermant une post-fosse plutôt étroite et profonde ; vallée médiane ouverte, en S et à incision étroite, horizontale du côté antérieur et légèrement inclinée du côté postérieur (Tab 3-32).

	Numéro	L	l
M1	UM.1	60.0	63.5
M2	UM.1	-	-

Tab. 5-32 Dimensions des M (UM1) de *R. romani* de Rüfi bei Schänis.

Rickenbach (NHMBasel), P4 sin. (HR1) : P molariforme ; cingulum lingual très marqué, continu légèrement ondulé, se prolongeant antérieurement et postérieurement ; cingulum postérieur ondulé, se prolongeant labialement ; pas de cingulum dans le bord antéro-labial ; étranglement du protocône faible ; amorce d'une crista trapue et trace d'un crochet ; parastyle saillant orienté antérieurement ; pli du paracône marqué ; pli du métacône effacé ; métastyle en angle droit ; vallée médiane en S profonde, mais moins que la post-fosse ; protoloppe et métaloppe subrectiligne, parallèle, dirigés légèrement vers l'arrière (Tab. 3-33 ; planche II).

	Numéro	L	l
P4	HR1	36.0	48.5

Tab. 5-33 Dimensions de la P4 (HR1) de *R. romani* de Rickenbach.

Rickenbach (NHMBasel), MtIII dext. (UM3263) : l'os est aussi long que chez *Rhinoceros sondaicus*, mais nettement plus gracile ; en face latérale, la facette antérieure est nettement plus haute que la facette postérieure ; la section de la diaphyse est moyennement épaisse et relativement étroite, de forme subrectangulaire (Tab. 5-34 ; planche II).

Dimensions du MtIII	UM3264
L	157.0
DT prox.	40.5
DAP prox.	41.0
DT dia.	37.5
DAP dia.	15.0
DAP maxi. dist.	44.0
DT art. dist.	41.5
DAP art. dist.	30.5

Tab. 5-34 Dimensions du MtIII(UM3263) de *R. romani* de Rickenbach.

5.7.4.6 Discussion sur *Ronzotherium romani*

La dent lactale d'Aarwangen se distingue par sa forte crista et un profil de l'ectoloppe relativement droit (plis du paracône et du métacône larges et plats), caractéristiques de l'espèce *R. romani*.

Le matériel de Rüfi bei Schänis avait déjà été attribué à juste titre à *R. filholi romani* par HEISSIG (1969), c'est-à-dire *R. romani* selon BRUNET (1979). Je ne fais donc qu'ajourner la systématique pour ce matériel. On observe très bien l'approfondissement de la vallée médiane et de la post-fosse, ainsi que la forte réduction, voire l'absence de cingulum.

Le *Ronzotherium* de Rickenbach est considéré depuis longtemps comme le dernier représentant de la lignée des *R. romani* (BRUNET, 1979 ; MICHEL, 1983). La P4 décrite caractérise l'espèce essentiellement par sa forme molarisée, un ectolophe à profil plat (excepté le pli du paracône) et sa vallée médiane et post-fossette profondes. Le MtIII (UM3264) correspond au seul élément post-crânien décrit pour cette espèce. BRUNET (1979) précise même dans sa diagnose qu'aucun élément post-crânien n'est connu. Sa forme relativement gracile confirme le type anatomique coureur du genre.

Au niveau biostratigraphique le fait de trouver un *R. filholi* à Bumbach MP25 et peut-être même à Mümliswil-Hardberg (MP26) nous permet de reconsidérer l'évolution anagénétique de la lignée. BRUNET (1979) parlait de transformations évolutives se traduisant par un passage de l'espèce la plus ancienne (*R. velaunum*) vers la plus récente (*R. romani*). Cependant il semblerait que *R. filholi* et *R. romani* aient pu être contemporains dans des bassins sédimentaires différents. En effet, alors que dans le Bassin de Paris et probablement dans le Bassin d'Aquitaine et l'Auvergne, *R. romani* apparaît dès MP24 (Ferté-Alais, Etampes), dans le Bassin molassique suisse on retrouve encore *R. filholi* jusqu'à MP25(-26 ?) (Bumbach, Mümliswil-Hardberg ?). *R. romani* ne semble pas apparaître avant MP27 (Aarwangen). Par contre il perdure jusqu'à MP29 (Rickenbach). *R. romani* est encore signalé à MP28 à Gaimersheim en Allemagne, alors que *R. filholi* ne l'est jamais.

La descendance de *R. romani* à partir de *R. filholi* me semble acquise. Cependant cette spéciation, qui a été progressive comme le souligne BRUNET (1979), n'a probablement pas été synchrone partout, des phénomènes de provincialisme pouvant la contrôler.

Pour comprendre les modalités phylogénétiques de ce taxon il faudrait réviser le matériel de Mümliswil-Hardberg. Ainsi il serait possible de décider de son appartenance à *R. filholi* ou *R. romani* et de préciser l'apparition des premiers *R. romani* dans le Bassin molassique.

5.7.5 Genre *Protaceratherium* Abel, 1910

Espèce-type

Protaceratherium minutum (Cuvier, 1824)

Autres espèces

Protaceratherium albigense (Roman, 1912)

Distribution stratigraphique et géographique

Oligocène supérieur (Moissac/Fr) à fin Miocène inférieur MN4a (Tuchorice/CZ)

Diagnose générique

Aceratheriinae de petite taille ; il relativement courte ; présence sur les prémolaires et surtout les molaires supérieures d'un crochet moins développé que chez *Aceratherium* (GINSBURG *et al.*, 1981).

5.7.5.1 Matériel attribué à *Protaceratherium* sp.

Benken (NHMBasel) ; astragale sin. (MM2058) : usé et roulé ; contour subcarré ; poulie moyennement profonde, asymétrique, montrant un axe très légèrement oblique et une lèvre latérale nettement plus grande ; facette navicularienne subrectiligne en face antérieure (Tab. 5-35 ; planche III).

Dimensions de l'astragale	MM2058
DT = L	57.0
H	57.0
DL = Dist. des 2 lèvres	36.0
DT maxi dist.	50.0

Tab. 5-35 Dimension de l'astragale (MM2058) du *Protaceratherium minutum* de Benken.

5.7.5.2 Discussion sur *Protaceratherium* sp.

L'appartenance de l'astragale (MM2058) à *Protaceratherium minutum* n'est pas évidente. Si son allure générale (contour, forme de la poulie) est caractéristique, il s'en éloigne par sa biométrie (forme plus grande que celle de Savigné-sur-Lathan, du Bassin de Mayence et même de La Chaux). De plus son articulation distale, moins déprimée au niveau de la facette navicularienne, est également différente. Cependant cet astragale demeure aussi bien différent des autres petites formes du Miocène inférieur (*Pleuroceros*, *Prosantorhinus*) qui sont plus brachypodaux. La pièce étant également émoussée, certains caractères en deviennent quelque peu faussés. Finalement, j'attribue cette pièce à *Protaceratherium* sp. à cause de ses fortes dimensions.

5.7.5.3 *Espèce Protaceratherium minutum* (Cuvier, 1924)

1924 - *Rhinoceros minutus* – Cuvier

1910 - *Protaceratherium minutum* – Abel

Distribution stratigraphique et géographique

MN1 à MN4a ; Europe (Espagne, Portugal, France, Suisse, Allemagne) (CERDENO, 1992)

Diagnose spécifique

forme petite et élancée de la tribu des Menocerotini, sans descendant.

Crâne long et étroit (axe basicranial court et étroit), sans corne ; i2 longues, en forme de lances, courbées vers le haut ; I1 en forme de lame et plutôt petites, perte de I2 ; perte de la crête inférieure médiane de la mandibule.

Protaceratherium à cingulum lingual épais et continu sur les prémolaires supérieures. Allongement transversal de P4, avec un protocône plus important dans le sens de la largeur que l'hypocône, un antécrochet légèrement marqué, un fort crochet, un cingulum interne très fort, un ectolophe peu ondulé, ornée en avant par la côte correspondant au paracône et celle correspondant au parastyle.

Le développement du crochet et de la crista sur les prémolaires est également différent d'un cas à l'autre. Prémolaires molarisées avec un pli du métacône réduit. Molaires montrent un ectolophe peu accidenté, un antécrochet largement étalé, un crochet fin et sur M1 un reste de cingulum interne au pied de la partie antérieure de l'hypocône et de la vallée centrale.

Parfois on remarque un cingulum lingual et labial uniquement sur p2, mais pas toujours.

Astragale de largeur faible et dont le profil distal est subcarré. Présence d'un 4^{ème} métapode, main tétradactyle. (GINSBURG et al., 1981 ; HEISSIG, 1989 et 1999 ; CERDENO, 1992).

5.7.5.4 Matériel attribué à *Protaceratherium minutum*

La Chaux (NHMBasel) ; moulage max. P1-M3 sin. et P2-M3 dext. (LCH4) : p molarisées ; cingulum lingual très marqué et continu sur les p, se prolongeant antérieurement et postérieurement ; cingulum lingual fortement réduit sur les M, on ne le retrouve qu'aux débouchés des vallées médianes ; cingulum labial toujours absent sur les M et les P ; pli du paracône marqué à partir de P4 ; protocônes de M1 et M2 étranglés ; P4 allongé avec un crochet marqué (Tab. 5-36 ; planche III).

Dimensions du maxillaire	LCH4
LRD	181.0
LP3-4	60.0
LM	103.0

Dimensions des jugales sup.	L	l
P1	17.5	12.5
P2	21.5	26.0
P3	24.5	30.5
P4	31.5	33.0
M1	35.0	33.0
M2	37.0	37.0
M3	Labs. 35.0 / Lanat. 33.0	

Tab. 5-36 Dimensions du maxillaire (LCH4) du *Protaceratherium minutum* de La Chaux.

La Chaux (NHMBasel) ; p3 dext. (LCH6) : vallées antérieure et postérieure en V ; synclinal externe incisé et marqué ; cingulum labial discontinu ; croisants antérieur et postérieur anguleux, paralophide réduit lingualemment (Tab. 5-37).

	Numéro	L	l
p3	LCH6	-	16.5

Tab. 5-37 Dimensions de la p3 (LCH6) du *Protaceratherium minutum* de La Chaux.

La Chaux (NHMBasel) ; astragale dext. (LCH38) : contour subcarré ; poulie profonde, fortement asymétrique, montrant un axe légèrement oblique ; facette naviculaire concave ; facette cuboïdienne n'est pas plus étendue antéro-postérieurement que la facette naviculaire ; tubercule de la face médiale peu marqué (Tab. 5-38).

Dimensions de l'astragale	LCH38
DT = L	47.5
H	53.0
DAP int.	-
DT artic. dist.	35.0
DAP artic. dist.	21.0
DL = Dist. des 2 lèvres	32.0
DT maxi dist.	38.0

Tab. 5-38 Dimension de l'astragale (LCH38) du *Protaceratherium minutum* de La Chaux.

Benken (NHMBasel) ; frag. M2 dext. (MM2182) : profil occlusal subcarré ; pli du paracône et parastyle marqués ; fort étranglement du protocône ; crochet net ; cingulum antérieur et postérieur ; pas de cingulum labial, excepté sous forme de verrou au débouché de la vallée médiane ; l = 34.0 (planche III).

5.7.5.5 Discussion sur *Protaceratherium minutum*

Le maxillaire (LCH4) de La Chaux est on ne peut plus caractéristique de l'espèce *P. minutum* avec ces P à fort cingulum lingual, sa P4 allongée et un pli du paracône marqué dès la P4. Ses dimensions semblent

légèrement supérieures au *P. minutum* de Savigné-sur-Lathan (GINSBURG *et al.*, 1981), mais très proches de *Ceratorhinus tagicus* (= *Protaceratherium minutum*) des Littorinenkalk du Bassin de Mayence (ROMAN, 1924). Le reste du matériel montre également les caractères spécifiques du *P. minutum* exposé par ROMAN (1924) et GINSBURG *et al.* (1981).

La M2 (MM2182) de Benken est clairement un *P. minutum*. Elle caractérise bien l'espèce par son protocône étranglé et son cingulum labial fortement réduit. Ses dimensions sont semblables à la forme de La Chaux.

5.7.6 Genre *Dicerorhinus* Glover, 1841

Espèce-type

Dicerorhinus sumatrensis (Fischer, 1814)

Autres espèces

Dicerorhinus sansaniensis (Lartet, 1851)

Dicerorhinus schleiermachi (Kaup, 1832)

Dicerorhinus steinheimensis (Jaeger, 1839)

Distribution stratigraphique et géographique

Asie (Oligocène supérieur à récent) ; Europe (MN4 à Pléistocène) ; Afrique du Nord (MN4 à Pliocène supérieur).

Diagnose générique

« Corne nasale à mi-longueur des naseaux, faible chez les espèces primitives. I1 et i2 fortes, I1 souvent persistantes, prémolaires grandes, entourées d'un cingulum interne. Molaires brachyodontes, dépourvues de ciment, plus ou moins compliquées de plis secondaires » (VIRET, 1958).

« De taille assez modeste, comparable à celle de *Diceratherium*, il possède par contre des métapodes à allure élancée. Mieux adapté à la course que les Rhinocrotidae actuels, il possède une main déjà tri-dactyle » (DE BONIS, 1973).

« Massif facial allongé ; dentition antérieure en régression, jusqu'à disparition dans les lignées européennes à partir du Pliocène ; tendance générale vers la subhypodontie ; tendance à l'ossification partielle des cloisons nasales » (GUÉRIN, 1980).

« Rhinocéros bicolore de taille petite à moyenne. Crâne relativement étroit et allongé ; massif facial long, en particulier au niveau des os nasaux et intermaxillaires ; l'angle entre les faces supérieure et

occipitale du crâne est à peu près droit ; processus post orbitaire bien marqués ; pseudo-méat auditif externe ouvert vers le bas. Mandibule à symphyse longue ; branche horizontale mince à bord inférieur droit ; branche montante à bord antérieur sub-vertical. Jugales supérieures brachyodontes avec fort pli du paracône et crista généralement absente ; D1 possède souvent une médifossette fermée ; D2, D3 et D4 dépourvues de cingulum interne ; D3 et D4 avec faible étranglement du protocône, en général seulement crochet ; molaires avec étranglement du protocône assez net, crochet bien marqué, crista absente sauf parfois sur la M1 ; pas de médifossette sauf parfois sur la M1 ; le cingulum interne peut exister ou non chez les M1 et M2, il est absent chez la M3 ; l'ectolophe de la M2 possède un petit mésostyle. P2 avec faible métastyle, crista absente, crochet souvent absent ; P3 et P4 ont un profil de muraille externe en W du fait de la puissance des plis du paracône et du métacône ; la crista est souvent absente, le crochet en général présent ; pour l'ensemble des trois prémolaires, le cingulum interne est assez souvent absent, l'étranglement du protocône est rare et, lorsque ces dents sont vierges, l'hypocône est isolé par l'échancrure du métalophe.

Jugales inférieures présentant des vallées internes en V aux p et en U aux m ; la différence de niveau entre vallée antérieure et vallée postérieure est nette ; le synclinal externe est large et peu profond.

Le squelette des membres se caractérise par sa gracilité, et par l'allongement relatif des métapodes par rapport aux os longs ; bien d'autres éléments du squelette sont également caractéristiques, comme par exemple l'existence d'articulations cubitus - semi-lunaire, McIV-McV, les formes, les dimensions et proportions de chaque os » (SANTAFÉ, 1979).

5.7.6.1 Espèce *Dicerorhinus sansaniensis* (Lartet, 1851)

1851 – *Rhinoceros sansaniensis* – Lartet

1931 - *Dicerorhinus sansaniensis* – Darder

GINSBURG (1974) a créé pour *Dicerorhinus sansaniensis* le nouveau genre *Lartetotherium* en se fondant sur l'unique crâne connu, en partie déformé, de Sansan. Il en invoque plusieurs caractères particuliers, dont le plus net est la hauteur très importante de la face occipitale. Cependant, comme le signale GUÉRIN (1980), la hauteur de la face occipitale est une dimension présentant un coefficient de variation particulièrement élevé. Il semble plus raisonnable de considérer les caractères relevés par Ginsburg (1974)

comme des caractères spécifiques et de maintenir valide le genre *Dicerorhinus* pour l'espèce *Dicerorhinus sansaniensis*.

Distribution stratigraphique et géographique

Europe ; MN4-MN9 (GUÉRIN, 1980 ; ANTOINE *et al.* 1997 ; HEISSIG, 1999)

Diagnose spécifique

« Crâne massif, facial allongé, et os nasaux se terminant rostralement par une courbure vers le bas ; insertion de la corne frontale très faiblement marquée. Face occipitale presque verticale, faisant un angle aigu avec la face supérieure. Grande crête occipitale très élevée, étroite transversalement. Pseudoméat auditif fermé vers le bas, apophyses post-tympaniques petites et obliques vers l'avant, apophyses postglenoïdes volumineuses et inclinées vers l'arrière, apophyses paraoccipitales inclinées vers l'arrière, puissantes mais ne descendant pas plus ventralement que les post-glenoïdes.

Mandibule à symphyse longue et de largeur à peu près constante, s'effilant régulièrement vers l'avant en vue latérale ; branche horizontale relativement épaisse à bord inférieur concavo-convexe ; branche montante à bord antérieur légèrement oblique vers l'arrière et le haut.

Denture antérieure avec i2 puissantes. Jugales supérieures : D3 et D4 avec ectolophe muni d'un pli du paracône moins large et plus saillant que chez *Aceratherium* ; crochet toujours présent, pas de crista, étranglement du protocône variable, normalement pas de cingulum. M1 et M2 avec ectolophe en ligne brisée du fait de la présence d'un fort pli du paracône oblique vers l'avant, crochet toujours présent, crista rare aux M1 et normalement absente aux M2, jamais d'antécrochet, protocône le plus souvent étranglé, en général pas de cingulum interne. M3 avec ectométalophe anguleux, crochet toujours présent, crista et antécrochet rares, étranglement du protocône variable. P1 rarement rencontrée. P2 avec nets plis du paracône et du métacône, crochet et crista présents, médifosse normalement fermée, protocône isolé, cingulum interne variable. P3 et P4 à ectolophe en W, crochet toujours présent, crista présente ou pas, médifosse fermée fréquente, étranglement du protocône faible ou nul, cingulum interne présent ou non.

Jugales inférieures : d3 et d4 à vallées en U dépourvues en général de cingulum latéraux et différence de niveau moyenne. Molaires à vallées en V, différence de niveau le plus souvent faible ou nulle, pas de cingulum interne et cingulum externe rare. Prémolaires

à vallées en V, faible différence de niveau, pas de cingulum latéraux.

Squelette post-crânien de type *Dicerorhinus* ; les rapports de segments de membres sont voisins de ceux de l'actuel *D. sumatrensis* » (GUÉRIN, 1980).

5.7.6.2 Matériel attribué à *Dicerorhinus sansaniensis*

Place du Marché (NHMBasel) ; moulage d'une p4 dext. (sans numéro) : p à vallée postérieure en V ; paralophide réduit ; cingulum absent sur tout le pourtour de la dent ; synclinal externe marqué (Tab. 5-39).

	Numéro	L	l
p4	-	36.5	26.5

Tab. 5-39 Dimensions de la p4 (sans numéro) du *Dicerorhinus sansaniensis* de La Place du marché.

Charmoille (NHMBasel) ; max. P2-M3 sin. et dext. (CM 547) : M1 et M2 avec un profil de l'ectolophe déprimé au niveau du métacône, avec un fort pli du paracône et un léger bombement au niveau du mésostyle ; parastyle assez saillant orienté antéro-labialment, surtout sur M2 ; crochet toujours présent ; pas de crista, ni d'antécrochet ; étranglement du protocône faible ; pas de cingulum lingual ; M2 exagère les caractères de M1.

M3 avec crochet ; pli du paracône puissant ; protocône légèrement étranglé ; pas de cingulum lingual.

P1 est une D1 persistante ; cingulum interne continu ; pli au milieu de l'ectolophe.

P2 avec crochet ; pas de cingulum interne ; cingulum externe discontinu ; protocône isolé ; profil de l'ectolophe subrectiligne.

P3-4 avec crochet et crista ; pas de cingulum lingual ; léger cingulum externe ; profil de l'ectolophe moins déprimé que chez les M, avec un pli du paracône moins bien exprimé et un début de pli de métacône ; léger cingulum externe ; contour subrectangulaire ; protocône légèrement étranglé (Tab. 5-40 et 5-41 ; planche VI).

Dimensions des RD	CM 547
Longueur de la RD	223.0
Longueur des P	113.5
Longueur P3-P4	68.5
Longueur des M	117.5

Tab. 5-40 Dimensions des RD (CM 547) du *Dicerorhinus sansaniensis* de Charmoille.

	Numéro	L	l
P1	CM 547	20.5	19.5
P2	CM 547	29.0	34.5
P3	CM 547	35.5	42.0
P4	CM 547	35.0	48.5
M1	CM 547	39.0	47.0
M2	CM 547	42.0	48.5
M3	CM 347	49.5	38.0
			47.0

Tab. 5-41 Dimensions des jugales supérieures (CM 547) du *Dicerorhinus sansaniensis* de Charmoille.

Charmoille (NHMBasel) ; pyramidal (CM 307) : roulé ; dimensions proches de celles de *Dicerorhinus sumatrensis* ; face antéro-externe plus large que haute (Tab. 5-42).

Dimensions du pyramidal	CM 307
DAP = L	32.5
DT = l	45.5
H	44.0

Tab. 5-42 Dimensions du pyramidal du *Dicerorhinus sansaniensis* de Charmoille.

Charmoille (NHMBasel) ; cuboïde (CM 135) : roulé ; ; dimensions proches de celles de *Dicerorhinus sumatrensis* ; plus haut que large en face antérieure (Tab. 5-43).

Dimensions du cuboïde	CM 135
Longueur	53.5
largeur face ant.	37.
Hauteur maxi.	42.0
DAP artic. prox.	-
DT artic. prox.	-
H face ant.	30.5

Tab. 5-43 Dimensions du cuboïde (CM 135) du *Dicerorhinus sansaniensis* de Charmoille.

5.7.6.3 Discussion sur *Dicerorhinus sansaniensis*

La p4 de La Place du Marché est typique de l'espèce avec son parolophide réduit, sa vallée postérieure en V et la réduction totale de tout cingulum. Ses dimensions sont à peine supérieures à celles de la p3 données par GUÉRIN (1980). Malheureusement l'auteur ne mentionne pas de valeurs pour la p4.

Le palais de Charmoille (CM 547) présente des jugales dont le profil de l'ectolophe, la présence d'un crochet et la réduction du cingulum lingual sont caractéristiques du genre *Dicerorhinus*. Les dimensions mesurées entrent pleinement dans le domaine de variation de *D. sansaniensis* exposé par GUÉRIN (1980). Le cuboïde (CM 136) et le pyramidal (CM

307) présentent également des dimensions proches de *D. sansaniensis*. Du reste ils diffèrent clairement d'*Aceratherium incisivum*, aussi présent à Charmoille, par leur allure plus grêle.

5.7.8 Genre *Aceratherium* Kaup, 1834

Espèce-type

Aceratherium incisivum Kaup, 1834

Autres espèces

genre monospécifique (HEISSIG, 1999).

La valeur monospécifique du genre *Aceratherium* est passablement controversée (GUÉRIN, 1980 ; PROTHERO *et al.*, 1989 ; PROTHERO & SCHOCH, 1989a ; HÜNERMANN, 1989). D'ailleurs cette considération ne peut être valable qu'en Europe, différentes espèces d'*Aceratherium* étant signalées en Asie et en Afrique (PROTHERO *et al.*, 1989 ; PROTHERO & SCHOCH, 1989a). De plus, même en Europe, la valeur taxinomique et le rang générique d'*Hoploaceratherium* ne sont pas toujours acceptés. GUERIN (comm. orale) et HÜNERMANN (1989) continuent à parler d'*Aceratherium tetradactylum* et non d'*Hoploaceratherium tetradactylum* comme le font GINSBURG & HEISSIG (1989) ou encore HEISSIG (1999). HÜNERMANN (1989) cite même pour le genre *Aceratherium* pas moins de quatre espèces européennes :

Aceratherium incisivum Kaup, 1834

Aceratherium tetradactylum (Lartet, 1837)

Aceratherium simorreense (Lartet, 1851)

Aceratherium platyodon (Mermier, 1895)

Dans ce travail, je considère le genre *Hoploaceratherium* de GINSBURG & HEISSIG (1989) comme valide, mais je reste cependant sceptique quant à la monospécificité du genre *Aceratherium*.

Distribution stratigraphique et géographique

Europe MN4 à MN13 ; Asie (Oligocène supérieur à Miocène inférieur) ; Afrique du Nord (Miocène inférieur et moyen).

Diagnose générique

« Crâne: massif facial bref, intermaxillaires longs, os naseaux courts et faibles, insérés loin en arrière, échancrure nasale très largement ouverte en avant, toit crânien subrectiligne oblique vers l'avant et le bas. Face occipitale faiblement inclinée vers l'arrière et le bas, faisant un angle aigu avec la face supérieure. Processus sus-orbitaires bien marqués. Grande crête

occipitale assez fortement relevée, plutôt étroite, faiblement déprimée dans son plan sagittal. Arcades zygomatiques peu développées vers l'extérieur et à peu près parallèles au plan sagittal.

Mandibule : symphyse longue, légèrement élargie vers l'avant ; branche horizontale assez basse, à bord inférieur presque rectiligne ; branche montante à bord antérieur légèrement oblique vers le haut et l'avant.

Denture antérieure avec I1 moyennes ou régressées, I2 et i1 très petites ou disparues et i2 très puissantes.

Denture jugale très brachyodonte montrant de façon exemplaire les caractéristiques du genre, entre autre pour les dents supérieures le développement progressif d'avant en arrière d'un étranglement du protocône de plus en plus fort, d'arrière en avant d'un puissant cingulum interne, et de façon générale un profil mou de l'ectolophe ; pour les jugales inférieures, des vallées en U ou en V large à faible différence de niveau ; la vallée antérieure a un profil longitudinal avec une très nette rupture de pente, et est fréquemment barrée à son débouché par une expansion linguale du cingulum antérieur.

Le squelette des membres montre des os longs élancés, un radius et un tibia très allongés, des métapodes longs, une patte antérieure tétradactyle » (GUÉRIN, 1980).

5.7.8.1 *Espèce Aceratherium incisivum* Kaup, 1834

Distribution stratigraphique et géographique

MN9 à MN13 ; Europe (France, Espagne, Allemagne, Suisse, Autriche).

Diagnose spécifique

« *Aceratherium* de taille moyenne.

Crâne caractéristique du genre. Extrémité rostrale des nasaux légèrement relevée, frontaux légèrement convexes au niveau des orbites. Grande crête occipitale plus relevée que chez *Hoploaceratherium tetractylum*, et angle dièdre du chignon plus aigu. Pseudo-méat auditif ouvert vers le bas : les apophyses post-glénoïde et post-tympanique sont très proches mais ne se touchent pas. Elles sont de longueur voisine, la post-glénoïde étant légèrement oblique vers l'arrière alors que la post-tympanique est légèrement oblique vers l'avant. L'apophyse paraoccipitale, qui s'étend un peu plus ventralement, est elle aussi légèrement oblique vers l'avant.

Mandibule caractéristique du genre, à symphyse plus longue que chez *Hoploaceratherium tetractylum*.

Denture antérieure avec I1 non persistantes, I2 et i1 très petites ou disparues et i2 puissantes.

Jugales supérieures : D2 à ectolophe irrégulièrement plat et mésostyle saillant, crochet présent, crista éventuelle, pas d'antécrochet, médifossette fermée ou non ; protocône étranglé, cingulum interne variable. D3 et D4 avec ectolophe à profil ondulé, doté d'un pli du paracône épais et d'un léger bombement au niveau du mésostyle ; crochet présent, crista rare, médifossette parfois fermée aux D3 ; cingulum interne faible ou nul, étranglement du protocône plus fort aux D4 qu'aux D3. M1 et M2 ectolophe tendant à s'onduler et muni d'un pli épais du paracône, à crochet toujours présent, crista et antécrochet exceptionnels ; étranglement du protocône toujours présent mais variable ; cingulum interne variable, plus souvent présent aux M1 qu'aux M2. M3 à ectométalophe convexe, crochet toujours présent, crista rare, médifossette parfois fermée, protocône toujours étranglé, cingulum interne variable. P1 normalement présentes mais très variables. P2 à ectolophe convexe, à crochet presque toujours présent, crista présente ou non, pas d'antécrochet, médifossette rarement fermée, étranglement du protocône rare ; cingulum interne toujours présent. P3 et P4 à ectolophe relativement plat, crochet normalement présent, crista présente ou absente, médifossette rarement fermée, étranglement du protocône variable, cingulum interne en général présent.

Jugales inférieures : d3 et d4 avec vallée antérieure en V, vallée postérieure en V large ou en U, différence de niveau normalement faible, cingulum externe parfois présent, en général pas de cingulum interne. Molaires avec vallées le plus souvent en U, différence de niveau faible à moyenne, cingulum interne variable. p1 assez fréquente. p2 à cingulum interne variable et cingulum externe présent. p3 et p4 avec vallées plus souvent en V qu'en U, différence de niveau faible à moyenne, cingulum interne parfois présent aux p3 mais absent aux p4, cingulum externe en principe présent.

Le squelette des membres montre des os longs élancés, un radius et un tibia très allongés, des métapodes longs, qui dénotent une bonne adaptation à la course. La main demeure tétradactyle » (GUÉRIN, 1980).

5.7.8.2 Matériel attribué à *Aceratherium incisivum*

Charmoille (NHMBasel) ; crânes : (CM 569) et (CM 517)

Charmoille (NHMBasel) ; denture antérieure : i2 (CM 384), (CM 301), (CM 123)

Charmoille (NHMBasel) ; jugales supérieures : frag. max. avec P1-M3 dext. et P2-M3 sin. (CM576) ; frag. max. avec P2 et M1-M3 dext. et P2-M3 sin. (CM 116) ; frag. max. avec M2-M3 sin. (CM 65) ; frag. max. avec P2-M3 sin. (CM 583) ; frag. max. avec P2-M3 sin. (CM 472) ; RD M1-M2 dext. (CM152) ; RD P3-P4 dext. (CM 605) ; RD M1-M2 sin. (CM 563) ; RD M2-M3 sin. (CM 409) ; P4 sin. (CM 51) ; P4 dext. (CM 505) ; D1 sin. (CM 533) ; D1 dext. (CM 532) ; D1 dext. (CM 482) ; D2 dext. (CM 160) ; D3 dext. (CM 461) ; P2 sin. (CM 606) ; M2 ou M1 sin. (CM 194) ; P4 dext. (CM 120) ; P1 dext. (CM 196) ; P2 sin. (CM 204) ; P2 sin. (CM 122) ; M2 ou M1 sin. (CM 473) ; M3 sin. (144) ; P4 dext. (CM 314) ; M3 sin. (295) ; M2 sin. (CM 579) ; M3 dext. (2766) ; M3 sin. (2767) ; P4 dext. (CM 50) ; M3 sin. (CM 193) ; M2 ou M1 dext. (CM 529) ; M3 dext. (CM 562) ; M1 ou M2 dext. (CM 41) ; P2 dext. (CM 570) ; P2 sin. (CM 115) ; P1 ou D1 persistente dext. (CM 67) ; D4 ou D3 sin. (CM 578) ; P3 dext (CM 294) ; P4 ou P3 dext. (CM 564) ; P2 ou P3 sin. (CM 506).

Charmoille (NHMBasel) ; mandibules : mand. complète (CM 517) ; mand. avec p2-m3 dext. et p3-m3 sin. (CM 504) ; mand. avec p2-m3 dext. et sin. (CM 171) ; mand. avec p2-m3 dext. et sin. (CM 577) ; frag. mand. avec p2-m3 sin. (CM 118) ; frag. mand. avec p2-p3 sin. (CM 437) ; frag. mand. avec p4-m3 dext. (CM 585) ; frag. mand avec p2-p4 dext. (CM 192).

Charmoille (NHMBasel) ; jugales inférieures : p2 sin. (CM 17) ; m2 ou m1 sin. (CM 198) ; p4 ou m1 dext. (CM 117) ; p4 sin. (CM 296) ; p2 sin. (CM 299) ; p2 sin. (CM 300) ; p4 ? (CM 586) ; p2 sin. (CM 588) ; m2 ou m3 dext. (CM 433) ; m1 ou m2 dext. (CM 566) ; p4 dext. (CM 385) ; p4 dext. (CM 247).

Charmoille (NHMBasel) ; os post-crânien : omoplate dext. (CM 356) ; frag omoplate dext. (CM 157) ; McIII dext. (CM 436) ; frag. distal McV (CM 136) ; cuboïde (CM 512) ; pyramidal (CM 390) ; semi-lunaire (CM 390) ; naviculaires (CM 201), (CM 305) ; scaphoïde (CM 154) ; astragales (CM 318), (CM 134), (CM 536) ; MtIII (CM388), frag. (CM 387) ; calcaneum (CM226) ; onciforme (CM 353) ; fémurs (CM 375), frag (CM 386) ; radius (CM 357), (CM 133), (CM 302) ; MtIV juv. (CM540).

Crâne : Manque uniquement l'intermaxillaire ; massif facial court ; naseaux brefs et graciles, dont les extrémités se relèvent légèrement chez (CM 569) ; extrémité libre des naseaux se situe largement en arrière de l'extrémité libre de l'intermaxillaires ; pas de trace d'insertion nasale ; partie dorsale du crâne oblique vers l'avant et le bas, avec une légère convexité au niveau des orbites, sans rugosité d'insertion de corne ; élévation du chignon avec une grande crête occipitale surplombant très légèrement les condyles occipitaux ; angle de la grande crête occipitale plus ou moins droit ; échancrure nasale largement ouverte en avant ; apophyse post-glénoïdes et post-tympaniques ne sont pas en contact, le pseudo-méat auditif externe n'est pas fermé vers le bas ; apophyses post-tympaniques et post-glénoïdes ne se touchent pas à leurs extrémités ventrales, mais restent relativement proches ; les apophyses post-tympaniques montrent une plus grande obliquité vers l'avant que les apophyse post-glénoïdes, qui restent plus ou moins verticales, avec une légère obliquité à leurs extrémités ventrales ; apophyses paraoccipitales plus ou moins parallèles à apophyses post-tympaniques, s'étendent un peu plus ventralement ; apophyses post-glénoïdes relativement puissantes et plus longues que les autres ; sutures internasales visibles ; crêtes latérales semblent fusionner en une seule crête sagittale ; extrémités maximales du toit crânien au niveau des orbites sur les processus post-orbitaires ; constriction post-orbitaire bien marquée ; arcades zygomatiques ne s'étalent que très peu vers l'extérieur et restent plus ou moins parallèles au plan sagittal du crâne ; le chignon est relativement étroit, déprimé légèrement dans son plan sagittal et surplombe faiblement les condyles occipitaux ; processus ante-orbitaires présents ; contour trapézoïde de la face occipitale, avec une petite base légèrement convexe au niveau du chignon ; condyles occipitaux relativement petits ; carène médiane du sphénoïde est nette et bien prolongée en arrière ; position du foramen infra-orbitaire en avant de P4 (CM 517) à la jonction P4-M1 (CM 569) (Tab. 5-44a, b et 5-45 ; planche VI et VII).

Position relative du fond de l'échancrure nasale
tiers antérieur de P4 (CM517)
jonction de M2-M3 (CM 569)
Position relative du fond de l'échancrure post-palatine
milieu de M2 (CM 517)
arrière de M2 (CM 569)
milieu de M1 (CM 116)
Position de l'orbite
avant de M1 (CM 569)
tiers antérieur de M2 (CM 517)
tiers antérieur de M2 (CM 116)
avant de M2 (CM 576)

Tab. 5-44a Position relative du fond de l'échancrure nasale, post-palatine et de l'orbite de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Dimensions du crâne	CM 569	CM 517
Distance occipito-maxillaire	-	-
Distance occipito-nasale	452.0	504.0
Distance nasal-chignon	450.0	496.0
Longueur de l'échancrure nasale	134.0	148.0
Largeur minimale de l'arrière-crâne	72.5	77.0
Distance du chignon au processus post-orbitaire	265.0	245.0
Distance du chignon au processus sus-orbitaire	295.0	290.0
Distance du chignon au processus anté-orbitaire	320.0	320.0
Distance échancrure nasale-orbite	55.0	69.5.0
Distance de l'arrière de M3 au condyle	257.0	245.0
Distance nasal-orbite	172.0	215.0
Largeur du chignon	132.0	114.0
Largeur aux apophyses mastoïdes	205.0	-
Distance min. des deux crêtes fronto-pariétales lat.	0 ?	40.5
Largeur aux processus post-orbitaires	151.0 ?	-
Largeur aux processus sus-orbitaires	150.0 ?	-
Largeur aux processus anté-orbitaires	167.0 ?	-
Largeur maximale aux arcades zygomatiques	280.0	-
Largeur au-dessus du fond de l'échancrure nasale	82.0	-
Hauteur de la face occipitale (bord sup. du foramen)	149.0	153.0 ?
Hauteur de la face occipitale (bord inf. Du foramen)	182.5	-
Hauteur du crâne au-dessus de P2	148.0	149.0
Hauteur du crâne au-dessus de P4-M1	162.0	198.0
Hauteur du crâne au-dessus du milieu de m3	172.0	200.0 ?
Largeur du palais au niveau de P2	67.0	-
Largeur du palais entre P4-M1	87.0	-
Largeur du palais entre les M3	94.0	-
Diamètre transversal du trou occipital	54.0	-
Diamètre transversal extérieur des condyles occipitaux	103.0	-

Tab. 5-44b Dimensions du crânes (CM 569 et 517) de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Dimensions des RD	CM 569	CM 517	CM 576	CM 583	CM 472
Longueur de la RD	231.5	237.0	230.0	-	-
Longueur des P	117.5	127.0	118.5	-	-
Longueur P3-P4	71.0	77.0	71.0	77.5	71.0
Longueur des M	126.0	127.0	119.0	131.0	115.0

Tab. 5-45 Dimensions des RD sup. de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Incisives : i2 généralement proclives en forme de baïonnette, mais peuvent également être plus petites (dimorphisme sexuel) (CM 504) ; alvéoles de i1 vestigiales possible (CM 504).

D1 : petite, dépourvue de protolophe, crista présente (Tab. 5-46 et 5-48).

D2 : assez longue, ectolophe irrégulièrement plat avec mésostyle assez saillant. Crochet toujours présent, crista présente ou absente, pas d'antécrochet, médifossette fermée ou non, protocône étranglé, cingulum interne très variable, présent ou absent (Tab. 5-48).

D3 : ectolophe avec fort pli du paracône, toujours très net mais d'importance variable, et parfois léger bombement au niveau du mésostyle. Crochet presque toujours présent, crista rare, pas d'antécrochet, médifossette fermée ou ouverte. Etranglement du protocône faible à fort. Cingulum lingual faible ou nul (Tab. 5-48).

P1 : ectolophe convexe avec léger bombement précédé d'une légère dépression au niveau du paracône ; pas de véritable protolophe, ni métalophe ; très petit crochet et crista à peine visible ; léger cingulum sur bord postéro-labial ; fort cingulum lingual continu (Tab. 5-46 et 5-49).

P2 : semi-molariforme à molariforme ; ectolophe légèrement convexe avec dépression séparant parastyle et pli du paracône, légère dépression séparant métastyle du pli du métacône ; crochet double, pas d'antécrochet, ni de crista ; possible médi- et postfossette fermées ; vallée médiane incisée et étroite, recourbée vers l'avant ; cingulum lingual bien visible et se prolonge sur le bord postérieur ; cingulum antérieur bien visible et continu, incliné vers le haut à l'amorce du parastyle ; cingulum labial plus ou moins continu, suivant la ligne du collet (Tab. 5-46 et 5-49).

P3 : molariforme ; ectolophe plus ou moins plat ou très légèrement convexe, avec pli du paracône très peu saillant ; parastyle trapu dirigé vers l'avant ; métastyle plus ou moins en angle droit ; profondeur des médi- et

postfossette de même profondeur ; étranglement du protocône très peu visible sur les deux faces du protolophe ; crochet bien marqué dans l'axe de la rangée dentaire, pseudocrista possible, pas d'antécrochet ; vallée médiane incisée, plutôt étroite et recourbée vers l'avant pour contourner le crochet ; cingulum antérieur bien visible continu ; cingulum lingual marqué, mais discontinu ; cingulum labial peu saillant et plus ou moins continu ; cingulum postérieur visible uniquement sur le bord postéro-interne de la dent (Tab. 5-46 et 5-49).

P4 : molariforme ; ectolophe plutôt plat ; pli du paracône relativement saillant, pas trop épais ; légère dépression précédant le métastyle ; métastyle plus ou moins en angle droit ; parastyle plutôt saillant, dirigé vers l'avant ; étranglement du protocône très peu visible, mais plus prononcé que sur P3 ; crochet possible, crista possible, médifossette fermée possible, pas d'antécrochet ; vallée médiane incisée, plutôt étroite et recourbée vers l'avant pour contourner le crochet ; cingulum antérieur marqué ; cingulum lingual bien marqué et saillant, mais discontinu ; cingulum labial marqué, peu saillant et plus ou moins continu au niveau du collet ; cingulum postérieur absent (Tab. 5-46 et 5-49).

M1 et M2 : ectolophe convexe, asymétrique et plutôt plat ; pli du paracône moyennement trapu et assez saillant ; parastyle dirigé vers l'avant ; métastyle forme plus ou moins un angle droit ; mésostyle marqué par un très léger bombement ; très légère dépression sur l'ectolophe au niveau du métacône ; profondeur de la postfossette légèrement supérieure à la médifossette, médifossette reste ouverte, bien que le crochet soit important ; étranglement du protocône bien marqué, surtout chez les M1, sur les deux faces du protolophe, en particulier sur la face postérieure ; vallée médiane plus large que sur les P, mais toujours incisée et recourbée vers l'avant pour contourner le crochet ; cingulum antérieur fortement incliné vers le haut et rejoignant le plateau au niveau de l'étranglement du protocône ; cingulum lingual présent seulement au niveau de la vallée médiane en tant que petit verrou ; cingulum labial marqué mais discontinu ; cingulum postérieur absent ; crochet important dirigé vers le bord antéro-labial de la dent ; antécrochet et crista absents (Tab. 5-46 et 5-50).

M3 : ectométalophe d'allure générale convexe avec un pli du paracône moyennement saillant ; parastyle saillant orienté antéro-labialement ; étranglement du protocône pratiquement plus marqué et généralement uniquement sur la face antérieure du protolophe ;

crochet fort orienté dans l'axe de la rangée dentaire cingulum antérieur bien marqué et incliné vers le haut jusqu'au niveau du début du parastyle ; cingulum labial bien marqué sur bord postérieur ; cingulum lingual absent ; vallée médiane plutôt large, incisée et droite (Tab. 5-47 et 5-51).

	Numéro	L	l	Numéro	L	l
D1	CM 569	-	-	CM 517	22.0	19.0
P1	CM 569	22.0	17.5	CM 517	-	-
P2	CM 569	32.5	35.0	CM 517	34.5	41.0
P3	CM 569	37.0	45.0	CM 517	39.0	49.0
P4	CM 569	38.5	49.0	CM 517	43.0	54.0
M1	CM 569	46.5	48.5	CM 517	47.0	49.0
M2	CM 569	46.0	49.0	CM 517	47.5	50.0
	Numéro	L	l	Numéro	L	l
P1	CM 576	23.0	20.0	CM 116	-	-
P2	CM 576	30.0	37.5	CM 116	31.5	34.0
P3	CM 576	36.0	47.5	CM 116	38.5 ?	43.5
P4	CM 576	39.0	50.0	CM 116	-	46.0
M1	CM 576	45.0	49.5	CM 116	-	-
M2	CM 576	47.5	52.5	CM 116	48.5	49.5
	Numéro	L	l	Numéro	L	l
P1	CM 65	-	-	CM 583	-	-
P2	CM 65	-	-	CM 583	34.0	39.5
P3	CM 65	-	-	CM 583	39.5	49.0
P4	CM 65	-	-	CM 583	41.5	49.0
M1	CM 65	-	-	CM 583	46.5	49.5
M2	CM 65	55.0	53.5	CM 583	48.5	51.5
	Numéro	L	l	Numéro	L	l
P1	CM 472	-	-	CM 409	-	-
P2	CM 472	-	-	CM 409	-	-
P3	CM 472	-	46.0	CM 409	-	-
P4	CM 472	37.0	47.5	CM 409	-	-
M1	CM 472	-	-	CM 409	-	-
M2	CM 472	46.0	48.0	CM 409	41.5	42.5
	Numéro	L	l	Numéro	L	l
P1	CM 605	-	-	CM 563	-	-
P2	CM 605	-	-	CM 563	-	-
P3	CM 605	37.5	49.0	CM 563	-	-
P4	CM 605	38.5	49.0	CM 563	-	-
M1	CM 605	-	-	CM 563	48.0	50.0
M2	CM 605	-	-	CM 563	-	-

Tab. 5-46 Dimensions des jugales supérieures non isolées de l'Aceratherium incisivum de Charmoille.

	Numéro	Labs.	Lanat.	l	H
M3	CM 569	51.0	41.0	46.0	-
M3	CM 517	49.5	38.0	45.0	-
M3	CM 576	43.0	40.0	48.0	-
M3	CM 116	49.0	37.5	-	37.5
M3	CM 65	46.5	43.0	47.0	-
M3	CM 583	52.5	41.0	46.5	-
M3	CM 472	51.5	40.0	45.0	-

M3	CM 409	44.5	37.5	40.5	-
----	--------	------	------	------	---

Tab. 5-47 Dimensions des M3 non isolées de l'Aceratherium incisivum de Charmoille.

	Numéro	L	l
D1	CM 533	26.0	23.0
D1	CM 532	21.0	20.0
D1	CM 482	22.5	22.0
D2	CM 160	44.0	40.0
D3	CM 461	38.0	34.5
D4 / D3	CM 578	41.5	41.0

Tab. 5-48 Dimensions des D de l'Aceratherium incisivum de Charmoille.

	Numéro	L	l
P1 / D1	CM 67	23.0	21.0
P1	CM 196	23.5	20.0
P2	CM 204	30.0	41.5
P2	CM 122	33.5	38.0
P2	CM 606	31.0	37.5
P2	CM 570	34.5	40.0
P2	CM 115	44.0	35.0
P2 / P3	CM 506	33.5	42.5
P3	CM 294	39.0	47.0
P3 / P4	CM 508	40.0	47.0
P3 / P4	CM 507	36.0	46.5
P3 / P4	CM 564	39.0	50.0
P3 / P4	CM 51	38.0	46.0
P4	CM 120	45.0	46.0
P4	CM 505	?	?
P4	CM 314	38.0	51.0
P4	CM 50	40.0	51.0

Tab. 5-49 Dimensions des P isolées de l'Aceratherium incisivum de Charmoille.

	Numéro	L	l
M1 / M2	CM 194	48.5.0 ?	48.5.0 ?
M1 / M2	CM 473	47.0	48.0
M1 / M2	CM 529	49.0	51.0
M1 / M2	CM 152	47.0	51.5
M1 / M2	CM 41	43.0 ?	47.5
M2	CM 579	46.5	48.0

Tab. 5-50 Dimensions des M isolées de l'Aceratherium incisivum de Charmoille.

		Labs.	Lanat.	labs.	lanat.	H
M3	CM 295	49.0 ?	40.0	-	49.0	-
M3	2766	51.5	40.0	-	46.0	-
M3	2767	57.5	40.0	-	47.5	-
M3	CM 562	50.0	42.0	45.5	47.0	41.0
M3	CM 193	52.0	41.5	43.0	45.0	-
M3	144	47.0	38.0	44.5	-	-

Tab. 5-51 Dimensions des M3 isolées de l'Aceratherium incisivum de Charmoille.

Mandibule : symphyse plutôt longue tendant à s'élargir vers l'avant, bord antérieur porte de puissantes incisives (i2) développées en baïonnettes, bord supéro-externe tranchant et recourbé vers l'extérieur ; la branche horizontale est assez basse, surtout chez les prémolaires, face externe faiblement convexe verticalement et face interne concave verticalement, trous mentonniers à positions variables, bord inférieur à peu près rectiligne, avec un point d'inflexion au niveau de la P3 où il devient légèrement convexe ; la branche montante montre un bord antérieur subvertical, même légèrement oblique vers le haut et l'avant ; apophyse coronoïde est haute et étroite, échancrure sigmoïdale étroite, condyle articulaire

large, l'axe du gond en forme de S, trou mandibulaire proche du niveau du bord alvéolaire de la branche horizontale, talon épais, arrondi et dépassant à peine le surplomb du condyle, condyle haut (Tab. 5-52 et 5-53 ; planche VI).

Position arrière de la symphyse
avant de p3 (CM 517)
milieu de p2 (CM 577)
milieu p2 (CM 504)
entre p2 et p3 (CM 171)

Tab. 5-52 Position de l'arrière de la symphyse de *Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Dimensions de la mandibule	CM 517	CM 577	CM 118	CM 585
Longueur	>465.0	-	-	-
Distance arrière de la symphyse-talon	>380.0	-	-	-
Largeur antérieure de la symphyse	-	-	-	-
Largeur constriction de la symphyse	-	-	-	-
Hauteur de la branche horizontale sous p2	71.0 (90.5)	80.0 ?	-	-
Hauteur de la branche horizontale p2-3	78.0 (94.0)	80.0	-	-
Hauteur de la branche horizontale p3-4	76.0 (88.0)	79.0	-	73.0 ?
Hauteur de la branche horizontale p4-m1	71.0 (86.0)	79.0	79.0	74.0
Hauteur de la branche horizontale m1-m2	75.0 (85.0)	83.0	84.0	82.0
Hauteur de la branche horizontale m2-m3	73.0 (87.0)	84.0	-	84.0
Hauteur de la branche horizontale après m3	-	-	-	-
Diamètre transversal sous p4-m1	40.0	44.0	42.5	42.0 ?
Diamètre transversal sous l'avant de m3	41.5	-	-	-
Longueur de la symphyse	-	-	-	-
Diamètre antéro-postérieur de la br. montante	>130.0	-	-	-
Diamètre transversal du condyle	-	-	-	-
Hauteur du condyle	-	-	-	-
Hauteur de l'apophyse coronoïde	-	-	-	-
Longueur RD	226.0	-	-	-
Longueur prémolaires	102.0	106.0	95.0	-
Longueur p3-4	112.0	76.0	66.0	-
Longueur molaires	120.0	-	-	128.0
Dimensions de la mandibule	CM 504	CM 192	CM171	
Longueur	482.0	-	-	
Distance arrière de la symphyse-talon	385.0	-	-	
Largeur antérieure de la symphyse	78.0	-	-	
Largeur constriction de la symphyse	55.0	-	93.5	
Hauteur de la branche horizontale sous p2	61.0	-	70.0	
Hauteur de la branche horizontale p2-3	62.0	-	-	
Hauteur de la branche horizontale p3-4	60.0	-	71.5	
Hauteur de la branche horizontale p4-m1	64.0	-	74.0	
Hauteur de la branche horizontale m1-m2	70.0	-	85.0	
Hauteur de la branche horizontale m2-m3	75.0	-	84.0	
Hauteur de la branche horizontale après m3	-	-	-	
Diamètre transversal sous p4-m1	36.0	-	44.0	
Diamètre transversal sous l'avant de m3	36.5	-	47.0	
Longueur de la symphyse	102.0	-	-	

Diamètre antéro-postérieur de la br. montante	132.0	-	-
Diamètre transversal du condyle	87.0	-	-
Hauteur du condyle	216.0	-	-
Hauteur de l'apophyse coronoïde	-	-	-
Longueur RD	222.5	-	21.0
Longueur prémolaires	100.5	103.0	99.0
Longueur p3-4	72.5	74.0	69.0
Longueur molaires	124.0	-	117.0

Tab. 5-53 Dimensions des mandibules de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

p1 : pas de p1 observée ; GUÉRIN (1980) ne propose aucun caractère particulier (Tab 5-54 et 5-55).

p2 : cingulum interne variable, de présent à absent ; cingulum labial variable ; pas de véritable croissant antérieur, croissant postérieur se poursuivant au niveau de l'entoconide pour fusionner avec le métaconide et former une sorte de fossette sur les dents moyennement usées ; protoconide forme une côte saillante sur le profil labial ; synclinal externe plus étroit et plus incisé que les m et les p3-4 (Tab 5-54 et 5-55).

p3 : cingulum labial présent, cingulum lingual variable ; vallée antérieure toujours en V, vallée postérieure plus souvent en V qu'en U ; faible différence de hauteur des vallées, vallée antérieure plus haute ; croissant antérieur anguleux, avec paralophide se prolongeant souvent vers l'arrière pour fermer partiellement la vallée antérieure, croissant postérieur anguleux ; synclinal externe pas trop profond, mais encore un peu étroit et plus profond que sur les m (Tab 5-54 et 5-55).

p4 : cingulum labial épais et continu, pas de cingulum lingual ; vallées antérieure et postérieure plutôt en V ; vallée antérieure plus haute comme sur la p3 ; croissant antérieur anguleux, avec paralophide se prolongeant souvent vers l'arrière pour fermer partiellement la vallée antérieure, croissant postérieur plus ou moins anguleux ; synclinal externe pas trop profond et plus large que sur p3, mais encore plus étroit et plus profond que sur les m (Tab 5-54 et 5-55).

m1 et m2 : cingulum labial marqué, surtout sur m2 et pratiquement continu, souvent se prolongeant postérieurement, pas de cingulum lingual ; vallées antérieure et postérieure plutôt en V, parfois en U sur m2 ; croissant antérieur anguleux et croissant postérieur arrondi ; vallée antérieure légèrement plus haute ; paralophide souvent se prolonge pour fermer partiellement la vallée antérieure ; synclinal externe pas trop profond et plutôt large (Tab 5-54 et 5-55).

m3 : moins longue que m2 ; cingulum labial tend à disparaître, mais on le devine encore de façon continue, cingulum postérieur présent, pas de cingulum lingual ; vallées antérieure et postérieure plutôt en U ; vallée antérieure légèrement plus haute ; croissant antérieur anguleux, croissant postérieur généralement arrondi ; synclinal externe pas trop profond et plutôt large (Tab 5-54 et 5-55).

	Numéro	L	l	Numéro	L	l
p2	CM 517	31.0	21.0	CM 504	27.5	19.5
p3	CM 517	35.5	26.0	CM 504	35.0	25.0
p4	CM 517	38.5	29.5	CM 504	38.5	28.0
m1	CM 517	-	-	CM 504	42.0	27.0
m2	CM 517	41.0	28.5	CM 504	43.5	26.5
m3	CM 517	47.0	26.5	CM 504	43.0	26.0
	Numéro	L	l	Numéro	L	l
p2	CM 171	28.5	18.5	CM 577	30.5	19.5
p3	CM 171	35.0	25.0	CM 577	36.0	25.0
p4	CM 171	36.0	26.0	CM 577	37.0	27.0
m1	CM 171	42.0	24.0	CM 577	40.0	28.0
m2	CM 171	39.5	26.5	CM 577	47.0	25.0
m3	CM 171	-	-	CM 577	-	-
	Numéro	L	l	Numéro	L	l
p2	CM 118	29.0	20.0	CM 437	32.0	22.5
p3	CM 118	32.5	25.5	CM 437	39.5	31.0
p4	CM 118	34.5	27.5	CM 437	-	-
m1	CM 118	38.0	26.5	CM 437	-	-
m2	CM 118	42.0	-	CM 437	-	-
m3	CM 118	-	-	CM 437	-	-
	Numéro	L	l	Numéro	L	l
p2	CM 585	-	-	CM 192	29.5	21.0
p3	CM 585	-	-	CM 192	33.0	26.5
p4	CM 585	38.0	28.5	CM 192	43.5	30.0
m1	CM 585	42.0	27.5	CM 192	-	-
m2	CM 585	44.0	27.0	CM 192	-	-
m3	CM 585	46.0	26.0	CM 192	-	-

Tab 5-54 Dimensions des jugales inférieures non isolées de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

	Numéro	L	l	H
p2	CM 17	34.0	23.5	-
p2	CM 299	28.5	18.0	-
p2	CM 300	29.0 ?	17.0	-
p2	CM 588	31.0	24.5	-
p4	CM 296	47.0	26.0	-
p4	CM 247	42.0	25.0 ?	-
p4	CM 385	40.0	26.0	-
p4 ?	CM 586	45.5	26.5	-
p4 / m1	CM 117	43.0	25.0	29.0 ?
m1 / m2	CM 198	46.5	26.0	-
m1 / m2	CM 566	39.0	28.0	-
m2 / m3	CM 433	47.5	26.5	-

Tab. 5-55 Dimensions des jugales inférieures isolées de *Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Omoplate (CM 356), (CM 157) : GUÉRIN (1980) ne décrit aucune omoplate d'*Aceratherium incisivum* et HÜNERMANN (1989) en donne une description très succincte sur des pièces non complètes et en mauvais état. De plus il ne donne aucune information quant à la biométrie. Pour les deux omoplates de Charmoille on signalera une pièce presque complète (CM 356), bien que le DAP max. soit douteux, et une pièce composée uniquement de sa partie distale (CM 157), à savoir son articulation distale jusqu'au col. On notera des proportions assez proches de celles du *Rhinoceros sondaicus*, bien entendu sans tenir compte du DAP max., qui pourrait donner une allure encore plus gracile à l'os. Il est possible de suivre l'épine scapulaire, mais pas d'en apprécier son orientation, ni l'importance de sa tubérosité médiane. D'après HÜNERMANN (1989) cette dernière recouvre la partie moyenne de la fosse sus-épineuse jusqu'au bord postérieur. On signalera encore un tubercule sus-glénoïde très puissant (Tab. 5-56).

Dimensions de l'omoplate	CM 356	CM 157
Hauteur ou longueur	411..0	-
DAP max.	184.0 ?	-
DAP col.	88.0	85.0
DT col.	-	35.0
DAP tuber.	113.0	110.0
DT art.	58.0	66.0
DAP art.	76.5	74.0

Tab. 5-56 Dimensions de l'omoplate de *Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Radius (CM 357), (CM 133), (CM 302) : longueur moyenne est de l'ordre des plus grands *Dicerorhinus sumatrensis*, mais avec des proportions sensiblement différentes au niveau de l'épiphyse distale (GUÉRIN, 1980). Le diamètre transversal proximal du tibia (CM 357) représente environ le 1/4 de la longueur. L'articulation humérale possède

une facette latérale moins étendue transversalement que la facette médiale. Ces facettes forment entre elles un angle d'environ 130-140 degrés au niveau de l'apophyse coronoïde. Le bord postérieur de l'ensemble de l'articulation dessine un angle très obtus. Le bord antérieur de l'articulation est nettement moins ondulé, le rentrant au niveau de l'apophyse coronoïde étant faible. En vue de face, l'épiphyse proximale montre une tubérosité latérale avec un maximum situé bien en dessous de l'articulation. Du côté médial le bord articulaire est plus ou moins au même niveau que le bord médial de l'épiphyse, donnant à celui-ci une allure générale assez rectiligne. L'insertion du biceps brachial est bien marquée et nettement décalée du côté médial (Tab. 5-57).

Dimensions du radius	CM 357	CM 302	CM 133
Longueur	328.0	-	-
DT prox.	82.5.0	>72.0 ?	80.0
DAP prox.	51.0	55.0	47.0
DT dia.	46.0	-	-
DAP dia.	31.5	-	-
DT dist.	87.0	-	-
DAP dist.	45.0	-	-
DT artic. dist.	-	-	-
DAP artic. dist.	-	-	-

Tab. 5-57 Dimensions du radius de *Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Scaphoïde (CM 154) : face antérieure avec un bord médial à convexité faible et régulière, un bord latéral en S, une hauteur médiale beaucoup plus forte que la hauteur latérale. La facette articulaire proximale, répondant au radius, montre un contour triangulaire. Facette articulaire distale répondant au trapézoïde à allure symétrique et convexe. Facette articulaire médiale de l'épiphyse distale répondant au trapèze est petite, triangulaire et presque plane, la facette latérale répondant au magnum est triangulaire et en forme de selle peu profonde. Facette inférieure répondant au semi-lunaire est bilobée. Absence d'articulation pour le semi-lunaire au niveau de la protubérance centrale de la face postérieure (Tab 5-58).

Dimensions du scaphoïde	CM 154
Longueur	67.0
largeur	43.0
Hauteur	51.5
L artic. sup.	-
l artic. sup.	-
L artic. inf.	-
l artic. inf.	-

Tab. 5-58 Dimensions du scaphoïde de *Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Pyramidal (CM 390) : dimensions proches de celles d'un petit *Rhinoceros sondaicus* ; face antéro-externe sensiblement plus large que haute. Face postéro-interne à facette proximale à contour trapézoïdal (assez allongée et relativement haute). La face proximale a un contour trapézoïdal avec le bord latéral plus court que le bord médial. La face articulaire distale est en demi-ellipse (Tab. 5-59).

Dimensions du pyramidal	CM 390
DAP = L	34.5
DT = l	51.0
H	49.0

Tab. 5-59 Dimensions du pyramidal de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Semi-lunaire (CM 390) : dimensions légèrement inférieures à un petit *Rhinoceros sondaicus* ; face antérieure à extrémité distale élargie et arrondie ; bord proximal assez faiblement élargi. Face latérale à facette proximale en triangle orienté pointe en avant. Articulation distale forme une grande facette semi-circulaire (Tab. 5-60).

Dimensions du semi-lunaire	CM 390
L	60.0
l	42.5
H	48.0
H ant.	50

Tab. 5-60 Dimensions du semi-lunaire de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Onciforme (CM 353) : face antérieure très légèrement plus haute du côté latéral que du côté médial ; son bord distal est régulièrement convexe ; l'angle supéro-latéral de la face est arrondi. Articulation médiale assez grande et à contour trapézoïdal. Face supérieure montrant le contact de la facette pour le pyramidal et de la facette pour le McV en arrière du bord antérieur de la face (Tab. 5-61).

Dimensions du onciforme	CM 353
L abs.	79
L anat.	52
l	60
H	44

Tab. 5-61 Dimensions de l'onciforme de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

McIII (CM 436) : articulation proximale élargie. L'articulation proximo-latérale à facette antérieure plus vaste que la postérieure. Cette facette antérieure a un contour en ellipse orientée vers l'avant et le bas ; sa partie proximale est un peu plus importante que sa

partie distale et les deux parties forment entre elles un angle légèrement obtus. La facette postérieure est plus ou moins ovale et se situe plus bas que la facette antérieure (Tab. 5-62).

Dimensions du McIII	CM 436
Longueur	-
DT prox.	51
DAP prox.	38
DT dia	-
DAP dia	-
DT maxi. Dist.	-
DT artic. dist.	-
DAP dist.	-

Tab. 5-62 Dimensions du McIII de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

McV (CM 136) : frag. distal dont la diaphyse, mince, présente une section elliptique.

Fémur (CM 375), (CM 386) : tête articulaire à fossette ligamenteuse importante ; col relativement long et étroit. Le trochantin est bien distinct de la tête articulaire. 3^e trochanter est situé relativement haut sur la diaphyse présentant un axe légèrement incliné vers le haut. Epiphyse distale élargie en arrière avec une tubérosité médiale bien développée (Tab. 5-63).

Dimensions du fémur	CM 375	CM 386
L	433	-
DT tête	74	-
DAP tête	73	-
DT prox.	172	-
DT 3 ^e t.	-	-
DT mini dia	60.5	51
DAP dia	56	54
DT dist.	127	104
DAP dist.	-	125.5
H 3 ^e t.	-	-

Tab. 5-63 Dimensions du fémur de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Astragale (CM 318), (CM 134), (CM 536) : face antérieure à poulie articulaire relativement large et asymétrique, de profondeur moyenne, avec une lèvre médiale plus abrupte et une lèvre latérale en pente douce. Axe de la poulie est oblique. En face médiale, le tubercule distal est fort. Sur la face inférieure, le bord antérieur de l'articulation distale est fortement déprimé. La facette cuboïdienne est bien plus développée d'avant en arrière que la facette navicularienne et son bord antérieur est assez nettement décalé en avant (Tab 5-64 ; planche VI).

Dimensions de l'astragale	CM 318	CM 134	CM 536
DT = L	81	75.5	76
H	65	-	70
DAP int.	51.5	50	51
DT artic. dist.	67 ?	63.5	68.5
DAP artic. dist.	39	-	40
DL = Dist. Des 2 lèvres	53	-	53.5
DT maxi dist.	72.5	67	71.5
H lèvre int.	62.5	64	62

Tab. 5-64 Dimensions de l'astragale de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Calcaneum (CM226) : bord postérieur de la face latérale subrectiligne, le bord distal faiblement oblique. En face postérieure l'axe du sustentaculum forme un angle à peu près droit avec l'axe du corps de l'os. Le bord médial du sustentaculum est arrondi et aminci. En face distale l'articulation cuboïdienne présente un contour en triangle arrondi (Tab. 5-65).

Dimensions du calcaneum	CM 226
DAP sommet = DT maxi.	51
DAP bec	50
DT sust.	45.5
DT sommet = DT tuber	30
DT mini post. = DT milieu	21
H	112

Tab. 5-65 Dimensions du calcaneum de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Cuboïde (CM 512) : face antérieure plus large que haute, avec un bord médial un peu plus court que le bord latéral. Face médiale à contour plus haut en arrière de l'os qu'en avant, bord antérieur oblique vers l'avant et le bas. Les facettes articulaires supérieures et médianes de la face médiale sont plus ou moins fusionnées (Tab. 5-66).

Dimensions du cuboïde	CM 512
Longueur	57.5
largeur face ant.	35
Hauteur maxi.	51.5
DAP artic. prox.	-
DT artic. prox.	-
H face ant.	34.5

Tab. 5-66 Dimensions du cuboïde de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

Naviculaire (CM 201), (CM 305) : face proximale plus longue que large, le contour de la surface articulaire caractérise un angle antéro-médial presque droit et des bords antérieur, médial et postérieur presque rectilignes (Tab. 5-67).

Dimensions du naviculaire	CM 305	CM 201
L	50.5	50.5
l	39	38
H	26.5	27

Tab. 5-67 Dimensions du naviculaire de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

MtIII (CM 388), (CM 387) : longueur proche de celle de *Dicerorhinus sumatrensis* ; la diaphyse présente un élargissement distal (5-68).

Dimensions du MtIII	CM 388	CM 387
L	142	-
DT prox.	-	-
DAP prox.	-	-
DT dia	39	37.5
DAP dia	19.5	17.5
DT maxi dist.	49.0	-
DT artic. dist.	43.0	-
DAP dist.	32.5	-

Tab. 5-68 Dimensions du MtIII de l'*Aceratherium incisivum* de Charmoille.

MtIV juv. (CM540) : forme juvénile ; articulation proximale à contour polygonal ; diaphyse courbe latéralement.

5.7.8.3 Discussion sur *Aceratherium incisivum*

L'*Aceratherium incisivum* de Charmoille est typique de l'espèce. Il montre la plupart des caractères mis en évidence par GUÉRIN (1980). Du point de vue de ses dimensions, il semblerait qu'il exprime une forme légèrement plus petite, mais demeurant intégrée dans les domaines de variation exposés par GUÉRIN (1980). Le contour du crâne (CM 569) en face latérale est particulièrement représentatif par l'extrémité de ses naseaux brefs, graciles et légèrement relevés. Le pseudo-méat auditif externe jamais fermé est également un caractère spécifique de *A. incisivum*. Dans le matériel post-cranien, la présence d'un McV (CM 136) confirme qu'on a bien à faire à un *Aceratherium*. Les astragales (CM 318, CM 134 et CM 536) et le cuboïde (CM 512) sont également très caractéristiques de l'espèce. La morphométrie présentée par HÜNERMANN (1989) pour la localité de Höwenegg expose un *Aceratherium incisivum* très proche de celui de Charmoille. Du reste Höwenegg appartient non seulement au même groupe lithostratigraphique (Dinotheriumsande de l'OSM allemande) et zone biostratigraphique (MN9) de Charmoille, mais présente aussi une association faunique très proche, avec l'association *Aceratherium incisivum* et *Hippotherium primigenium* (GUÉRIN, 1980 ; HÜNERMANN, 1989 ; BERNOR *et al.*, 1997). Le seul point surprenant est la présence à Charmoille de *Dicerorhinus schleiermacheri*.

5.8 BIOSTRATIGRAPHIE

Nous l'avons vu, les dépôts de la Molasse recourent la totalité de l'Oligocène ainsi que le Miocène inférieur et moyen. Plus précisément, on note les plus anciens dépôts tertiaires dans les poches karstiques éocènes d'Egerkingen (MP14) et du Mormont (MP16-19), et les derniers dépôts au début du Miocène supérieur à Charmoille et au Nebelberg (MN9). La révision lithostratigraphique du chapitre 2 (voir 2 – Lithostratigraphie) ainsi que le travail de Picot (2002) offrent un cadre litho- et biostratigraphique des plus cohérents à l'ensemble des dépôts molassiques en Suisse et particulièrement dans le Jura. La présence de Rhinoceroidea primitifs, l'arrivée des premiers vrais Rhinocerotidae ainsi que l'évolution de leurs lignées, rythmées par les différentes migrations et disparitions participent largement à la définition de ce cadre biostratigraphique.

Dans ce travail, j'ai répertorié 13 genres et 19 espèces de Rhinoceroidea (20 avec le *Mesaceratherium* sp. ? de Mümliswil-Hardberg). Leur répartition biostratigraphique est présentée dans le Tab. 5-69.

La datation MN9 de Charmoille est clairement confirmée par l'association de Rhinocerotidae (*Aceratherium incisivum*, *Dicerorhinus sansaniensis*, *Dicerorhinus schleiermacheri*). Par analogie avec Höwenegg (localité présentant le même *Hippotherium primigenium* qu'à Charmoille) une datation absolue de 10.3Ma est proposée (BERNOR *et al.*, 1997). En comparant cet âge avec les 10.5Ma proposés pour le Nebelberg TGL III par KÄLIN & KEMPF (2002), on constate que Charmoille demeure la localité la plus jeune du Bassin molassique suisse, karsts exceptés.

	MP14	MP15	MP16	MP17	MP18	MP19	MP20	MP21	MP22	MP23	MP24	MP25	MP26	MP27	MP28	MP29	MP30	MN1	MN2	MN3	MN4	MN5	MN6	MN7	MN8	MN9	MN10
<i>Chasmotherrium minimum</i>	■																										
<i>Chasmotherrium cartieri</i>	■	■	■																								
<i>Epiaceratherium magnum</i>								■	■	■																	
<i>Eggysodon osborni</i>								■	■	■																	
<i>Eggysodon gaudryi</i>											■	■	■	■	■												
<i>Ronzotherium filholi</i>									■	■	■	■	■	■	■												
<i>Ronzotherium romani</i>															■	■	■										
<i>Mesaceratherium</i> sp. ?													■														
<i>Mesaceratherium gaimersheimense</i>																											
<i>Menoceras zitteli</i>																											
<i>Pleuroceros pleuroceros</i>																											
<i>Diaceratherium lemanense</i>																											
<i>Diaceratherium aginense</i>																											
<i>Diaceratherium aurelianense</i>																											
<i>Protaceratherium minutum</i>																											
<i>Dicerorhinus sansaniensis</i>																											
<i>Dicerorhinus schleiermacheri</i>																											
<i>Hoploaceratherium tetradactylum</i>																											
<i>Brachypotherium brachypus</i>																											
<i>Aceratherium incisivum</i>																											

Tab. 5-69 Biostratigraphie des Rhinoceroidea répertoriés dans les localités suisses (ce travail); en gris répartition biostratigraphique des taxons au niveau européen (Stehlin, 1903 et 1914 ; de Bonis, 1973 ; Brunet, 1979 ; Guérin, 1980 ; Michel, 1983 ; Cerdano, 1992 et 1994 ; Antoine *et al.*, 1997 ; Heissig, 1996 et 1999 ; Uhlig, 1999 ; Hooker & Weidmann, 2000) ; en noir répartition biostratigraphique des taxons au niveau suisse (ce travail).

5.9 DIVERSITÉ ET PALÉOÉCOLOGIE DES RHINOCEROTOIDEA

Nous l'avons vu pour les cortèges argileux et les spectres de minéraux lourds, l'ensemble des dépôts molassiques dans le Jura peut se répartir en 6 intervalles stratigraphiques différents, séquencés par des événements climatiques, tectoniques et/ou biogéographiques globaux et régionaux (voir 4 – **Minéralogie**). L'évolution des Rhinoceroidea est présentée ici selon le même schéma. Les différentes associations génériques et spécifiques caractérisent l'ensemble des intervalles par la signature de leur diversité tant taxinomique qu'écologique, et les considérations environnementales qui en découlent (Fig. 5-6).

L'ensemble des données sur les types anatomiques (taille, poids, indice de gracilité), les régimes alimentaires (structure dentaire, indice d'hypsodontie) et les biotopes préférentiels est résumé dans les Tab. 5-70a et b pour les Rhinocerotidae actuels et dans les Tab. 5-71a et b pour les Rhinoceroidea fossiles. Les techniques de mesures biométriques sont présentées dans le chapitre 5.5 **Méthodologie**.

La taille correspond à la hauteur au garrot en mètre. Elle est estimée pour chaque espèce à partir des dimensions DL de l'astragale et de comparaisons avec les espèces actuelles. Le poids est estimé à partir des dimensions de la m1 d'après la méthode de LEGENDRE (1989). L'utilisation de ces pièces odontologiques ou ostéologiques isolées est dictée par les contraintes paléontologiques (bonne préservation, faible variabilité, fréquemment retrouvée dans les sédiments fossilifères) et demeure la plus pratique en ce qui concerne le matériel à disposition pour les gisements considérés dans ce travail. Cependant ces méthodes d'estimation de poids et de taille ne sont pas exclusives. D'autres

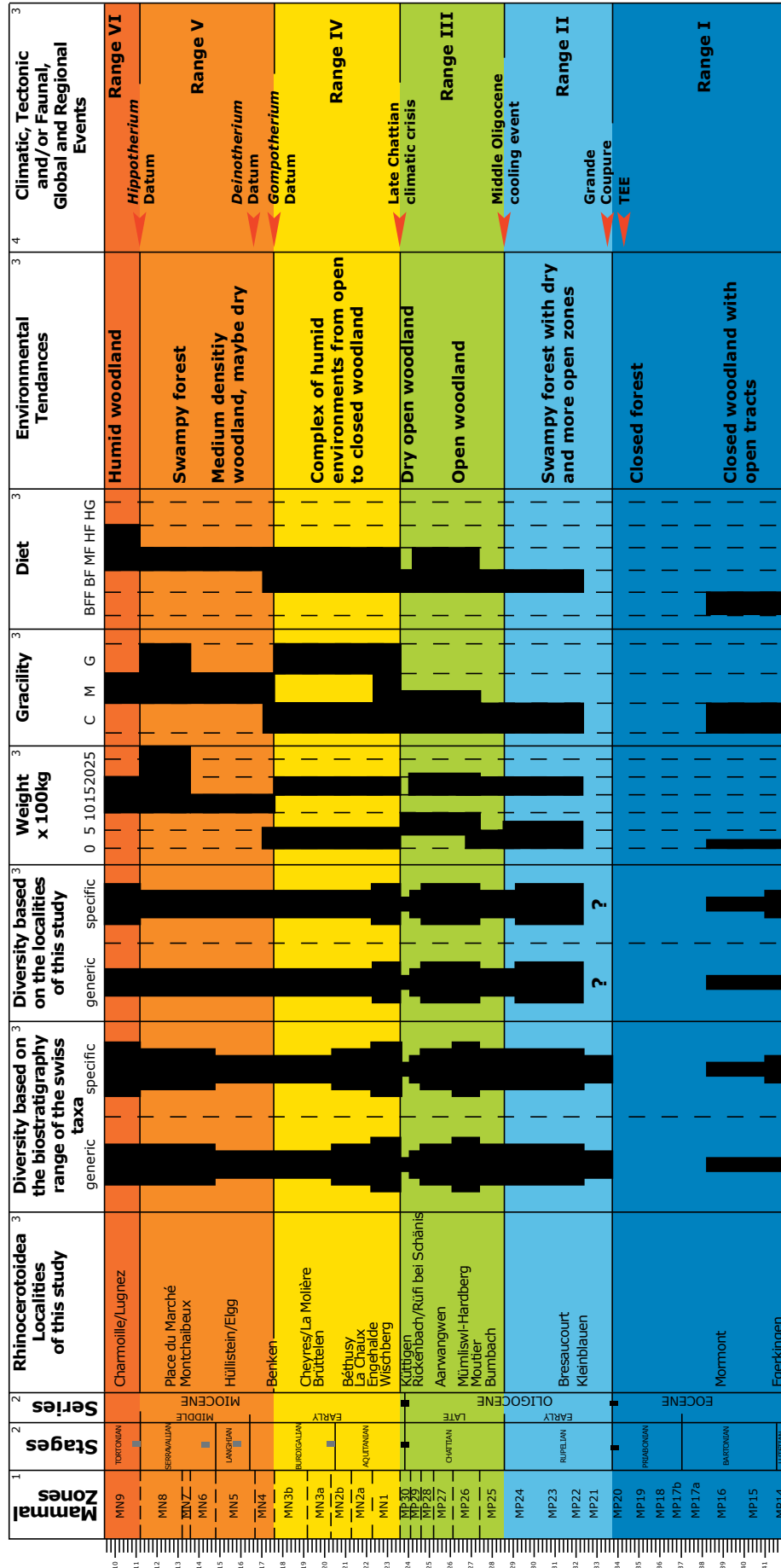
études allométriques, parfois plus fiables, puisque considérant des mesures sur l'ensemble du squelette, sont également proposées par différents auteurs (STEUDEL, 1981 ; JERISON, 1979 ; ECONOMOS, 1983 ; CONROY, 1987 ; KÖHLER, 1993 ; JANIS, 1990 ; SCOTT, 1990).

Le RA est basé sur l'I-Hy. Il représente l'alimentation préférentielle de l'espèce. Je considère un I-Hy inférieur à 80 comme type brachyodonte folivore (B-FI), un I-Hy compris entre 80 et 100 comme type mésodonte folivore (M-FI) et un I-Hy supérieur à 100 comme type hypsodonte folivore (H-FI). Les I-Hy des purs brouteurs (H-Gr), comme *Ceratotherium simum* ou *Rhinoceros unicornis*, montrent des valeurs généralement supérieures à 130, jamais atteintes par le Rhinoceroidea fossiles du Bassin molassique suisse.

Le type de locomotion est déduit de l'I-Gr, basé sur les dimensions des McIII. Les valeurs inférieures à 25 considèrent un type anatomique coureur, les valeurs comprises entre 25 et 30 un type anatomique médiportal et les valeurs supérieures à 30 un type anatomique graviportal. Lorsque je n'ai aucune mesure disponible de McIII, j'utilise la même méthode en me basant sur les dimensions des MtIII. J'ai testé cette variante sur les espèces actuelles. Pour *C. simum*, *D. bicornis* et *R. unicornis*, l'I-Gr (MtIII) est légèrement inférieur (différence <2) à l'I-Gr (McIII), pour *D. sumatrensis*, les deux I-Gr (McIII) et (MtIII) montrent pratiquement la même valeur et pour *R. sondaicus*, l'I-Gr (MtIII) est légèrement supérieur (différence <1). Les résultats de ces deux méthodes de calcul de l'I-Gr ne sont bien entendu pas directement corrélables et l'I-Gr (McIII) demeure la méthode privilégiée. Cependant les infimes différences observées autorisent une utilisation de l'I-Gr (MtIII) comme palliatif aux manques de McIII (Tab. 5-70a).

Rhinocerotidae actuels	Poids (kg) d'après la littérature	Poids (kg) Moy. (Min-Max)	DL (mm) astragale	Taille (m) d'après la littérature	I-Gr	Type de locomotion	I-Hy	RA
<i>C. simum</i>	1800-2200	2800 (1630-4000)	60-71 (64.86)	1.5-1.8	30.0 (McIII) 28.1 (MtIII)	graviportal	190(P) 140(M)	H-G
<i>D. bicornis</i>	800-1400	1230 (1770-3600)	55-70 (62.04)	1.4-1.8	28.1 (McIII) 27.1 (MtIII)	médiportal	140(P) 110(M)	H-GFI
<i>R. unicornis</i>	1800-2200	1850 (1880-2540)	70-79 (75.22)	1.8-2.0	28.2 (McIII) 27.3 (MtIII)	médiportal	130(P)	H-G
<i>R. sondaicus</i>	900-1400	2280 (1400-2400)	53-70 (61.20)	1.5-1.7	33.6 (McIII) 34.7 (MtIII)	graviportal	125(P) 90(M)	H-FI
<i>D. sumatrensis</i>	600-800	1000 (750-1500)	50-58 (55.30)	0.9-1.5	27.0 (McIII) 26.8 (MtIII)	médiportal	120(M)	H-FI

Tab. 5-70a Caractéristiques anatomiques et écologiques de Rhinocerotidae actuels (d'après les données de Guérin, 1980). Pour la légende voir 5.5 **Méthodologie**.



The bio-chrono- and lithostratigraphy, the paleoecological trends data are compiled from the following authors

1 : Swiss Mammal Level, correlated with recent biostratigraphic, radiometric and magnetostratigraphic studies from
 SCHLUNEGGER, F., JORDAN, T.E. & KLAPPEK, E., 1997
 SCHLUNEGGER, F., JORDAN, T.E. & KLAPPEK, E., 1997
 SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., LEU, W., MANGE, M.A. & MATYAS, J. 1997
 SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., MATTER, A., ENGESSER, B., & MODDEN, C. 1996
 KALLIN & KEMPF 2002

2 : BERGGREN, KENT, AUBRY & HARDENBOL 1995
 HARDENBOL, THIERRY, FARLEY, JACQUIN, DE GRACIANSKI & VAIL 1998,
 in DE GRACIANSKI, HARDENBOL, JACQUIN & VAIL

3 : this study

4 : ANTOINE & al., 1997 ; ANTUNES, 1989 ; BERGER, 1989, 1992 ; BERNOR & ARMOUR-CHÉLÉ 1989 ; CERDENO 1995 ; 1997 ; DEMARCO *et al.*, 1983 ; GÖHLICH, 1999 ; HOOKER 2000 ; LEGENDRE 1989 ; TASSY 1989 ; WHYBROW & ANDREWS 2000 ; WOODBURNÉ & BERNOR 1996

I - VI : this study, based on clay minerals assemblages and Rhinocerotoida associations

Fig. 5-6 Diversité et tendances évolutives des Rhinocerotoida en Suisse.

Rhinocerotidae actuels	Biotope préférentiel
<i>C. simum</i>	Savane ouverte à arbres isolés
<i>D. bicornis</i>	Savane ouverte et forêt pas trop dense
<i>R. unicornis</i>	Prairies à rivières et marécages
<i>R. sondaicus</i>	Sous-bois plutôt dense et secteur plus ouvert marécageux
<i>D. sumatrensis</i>	Sous-bois dense et bord de lac marécageux

Tab. 5-70b Biotopes préférentiels des espèces de Rhinocerotidae actuels (d'après les données de Guérin, 1980).

Rhinocerotidae fossiles	Poids (kg) Max.-Min.	Poids (kg) Moy.	DL (mm) astragale	Taille (m) estimée	I-Gr	Type de locomot.	I-Hy	RA
<i>Aceratherium incisivum</i>	1708-2379	1982 ?	46.0-62.5 (52.0)	1.3	29.5 (McIII)	médiportal	89.9(M) 75.4(m)	M-FI
<i>Brachypotherium brachypus</i>	1785-2822	2327	59.0-66.0 (61.3)	1.5	36.4 (MtIII)	graviportal	89.1(M)	M-FI
<i>Hoploaceratherium tetradactylum</i>	997-1316	1197	49.5-65.0 (55.0)	1.4	27.1 (McIII)	médiportal	80.9(m)	M-FI
<i>Dicerorhinus schleiermacheri</i>	1332-2488	1812	62.0-75.0 (66.3)	1.6	28.5 (McIII)	médiportal	97.7(M) 86.0(m)	M-FI
<i>Dicerorhinus sansaniensis</i>	-	1204 (p4)	(55.0)	1.4	27.4 (McIII)	médiportal	89.4(M) 84.3(m)	M-FI
<i>Protaceratherium minutum</i>	427-723	530	27.0-34.0 (29.8)	0.9	22.5 (McIII)	coureur	62.5(m)	B-FI
<i>Protaceratherium sp.</i>	-	-	(36.0)	-	-	coureur ?	-	-
<i>Diaceratherium aurelianense</i>	1500-1602	1551	(51.5)	1.3	30.8 (McIII)	graviportal	79.5(M)	B-FI
<i>Diaceratherium aginense</i>	1696-2278	1987	52.0-54.0 (52.8)	1.3	30.8 (McIII)	graviportal	86.0(m)	M-FI
<i>Diaceratherium lemanense</i>	1190-1743	1410	53.0-61.0 (56.1)	1.4	30.6 (McIII)	graviportal	79.0(m)	B-FI
<i>Menoceras zitteli</i>	-	1645	-	-	-	coureur ?	72.2(m)	B-FI
<i>Pleuroceros pleuroceros</i>	-	501	(40.0)	1.1	28.5 (McIII)	médiportal	53.4(m)	B-FI
<i>Mesaceratherium gaimersheimense</i>	596-991	760	-	-	-	coureur ?	-	B-FI
<i>Mesaceratherium sp.</i>	-	-	(41.0)	-	-	coureur ?	-	B-FI
<i>Ronzotherium romani</i>	1820-2260	2017	-	-	23.7 (MtIII)	coureur	82.1(m)	M-FI
<i>Ronzotherium fholi</i>	1812-2091	1950	53.0-55.0 (54.0)	1.4	20.2 (McIII)	coureur	64.0(m)	B-FI
<i>Eggsodon gaudryi</i>	484-544	514	(35.5)	1.0	-	coureur ?	46.9(p) 58.3(m)	B-FI
<i>Eggsodon osborni</i>	273-357	300	30.0-29.0 (29.6)	0.9	18.9 (McIII)	coureur	37.2(m)	B-FI
<i>Epiaceratherium magnum</i>	476-736	631	(47.5)	1.2	22.7 (McIII)	coureur	71.0(M)	B-FI
<i>Chasmothorium cartieri</i>	106(p)-170	150	-	0.8 ?	-	coureur	61.8(P)	B-FrFI
<i>Chasmothorium minimum</i>	-	110	-	0.7 ?	-	coureur	-	B-FrFI

Tab. 5-71a Caractéristiques anatomiques et écologiques des Rhinocerotidae fossiles (d'après les données de ce travail et Brunet, 1979 ; de Bonis, 1973 ; Cerdano 1992, 1994, 1997 ; Engesser et al., 1993 ; Ginsburg et al., 1981 ; Guérin, 1980 ; Heissig, 1968, 1976, 1972, 1989, 1999 ; Hünermann, 1989 ; Uhlig, 1999 ; Hooker & Weidmann, 2000 ; Hugueney & Guérin, 1981 ; Michel, 1983 ; Santafe, 1979 ; Weidmann & Ginsburg, 1999). Pour la légende voir 5.5 Méthodologie.

Rhinocerotoides fossiles	Biotope préférentiel
<i>A. incisivum</i>	Forêt entrecoupée d'étendues herbeuses, avec tendance palustre ou lacustre, en climat chaud et humide
<i>B. brachypus</i>	Biotope lié à la présence de marécages, de lacs ou de grands cours d'eau
<i>H. tetradactylum</i>	Forêt humide, plus ou moins palustre
<i>D. schleiermachi</i>	Ubiquiste, mais à préférence de forêt claire entrecoupée d'étendues herbeuses, en climat plutôt humide
<i>D. sansaniensis</i>	Ubiquiste, mais à préférence forestière
<i>P. minutum</i>	Forêts humides partiellement ouvertes
<i>D. aurelianense</i>	Ubiquiste, de la forêt partiellement ouverte à la savane arborée, probablement lié à la présence de marécages, de lacs ou de grands cours d'eau
<i>D. aginense</i>	
<i>D. lemanense</i>	
<i>M. zitteli</i>	Milieu forestier partiellement ouvert
<i>P. pleuroceros</i>	Sous-bois dense et bord de lac marécageux
<i>M. gaimersheimense</i>	Biotope à caractère forestier
<i>M. sp.</i>	
<i>R. romani</i>	Biotope aride, certainement du type savane arborée
<i>R. flholi</i>	
<i>Eg. gaudryi</i>	
<i>Eg. osborni</i>	Forêt humide relativement dense et forêt plus ouverte et sèche type savane arborée
<i>Ep. magnum</i>	Biotope marécageux ou forestier humide
<i>C. cartieri</i>	Milieu forestier légèrement ouvert, mais sans véritables zones dépourvues de formes arbustives
<i>C. minimum</i>	

Tab. 5-71b Biotopes préférentiels des espèces de Rhinocerotoides fossiles (d'après les données de ce travail et CERDENO et al., 1994 ; CERDENO, 1997 ; GUÉRIN, 1980 ; HEISSIG, 1999).

Intervalle I (Eocène moyen-supérieur ; MP14-20)

EOCÈNE MOYEN

Diversité et taxons

Alors qu'en Amérique du Nord et en Asie les premiers vrais Rhinocerotidae sont connus avec le genre *Teletaceras* (HANSON, 1989), en Europe seules des petites formes primitives coureuses de Rhinocerotoides avec *Chasmothierium* ou encore *Hyrachyus* sont présentes.

A Egerkingen (MP14) on retrouve *Chasmothierium cartieri* et *Chasmothierium minimum*. Au Mormont (Eclépens Gare, MP16) seuls des restes dentaires de *Chasmothierium cartieri* ont été préservés.

Taille et poids

Aucune ml n'a pu être observée et mesurée. D'après DÉPÉRET (1904) *Chasmothierium cartieri* a une taille et un poids semblable à celui du Tapir américain actuel (*Tapirus terrestris*, 150 kg à 250 kg et 77 à 108 cm au garrot). D'après les données de LEGENDRE (1989), sur un *Chasmothierium cartieri* de Robiac (MP16), on peut estimer un poids de 170 kg. A Egerkingen, en se basant sur les dimensions d'une p4, on obtient un poids de 106kg. Par contre Hooker & Weidmann (2000) classent le *Chasmothierium cartieri* d'Eclépens-Gare dans la catégorie 10-45 kg.

Par analogie avec les dents jugales supérieures du *Chasmothierium cartieri* d'Egerkingen (8067, NMSolothurn : P3=16.5x19.5, P4=18.5x21.5) avec celles d'*Eggysodon osborni* de Kleinblauen (KB28, NHMBasel : P3=22.0x18.0, P4=23.0x18.5) on note une sensible diminution. Sachant qu'*Eggysodon osborni* pesait environ 300 kg pour une hauteur au garrot de 0.9 m, et en tenant compte des poids et taille de *Tapirus terrestris*, une approximation de 150 kg pour 0.8m de hauteur au garrot semble tout à fait crédible.

Chasmothierium minimum ne se distingue de *Chasmothierium cartieri* que par sa morphométrie dentaire. DÉPÉRET (1904) lui assigne une taille inférieure de 20%, donc un poids avoisinant les 120 kg pour une hauteur au garrot de 0.7m.

Gracilité

Malheureusement aucun ossement post-crânien connu n'est recensé pour le genre *Chasmothierium*. Cependant, par analogie avec *Hyrachyus* ou *Teletaceras*, Rhinocerotoides primitifs dont la forme semble assez proche, *Chasmothierium* devrait représenter classiquement de petits périssodactyles coureurs et très graciles.

Régime alimentaire

Pour HOOKER & WEIDMANN (2000) *Chasmothierium* est herbivore folivore. Avec un index d'hypsodontie

entre 56 à 66 (calculé à partir de mesures faites sur les P3 et P4 de l'éch. 8067, NMSolothurn) il montre des dents jugales fortement brachyodontes, ce qui confirme son régime folivore. Par contre sa structure dentaire brachyodonte-bunolophodonte, avec un protocône et un hypocône partiellement isolés, pourrait suggérer un régime alimentaire mixte folivore/frugivore (JANIS, 1995).

Type anatomique, comportement et milieux de vie

Chasmothorium présente certainement le type anatomique coureur de petite taille, vivant de façon grégaire pour se protéger des prédateurs. Ce type anatomique est généralement bien adapté à des environnements partiellement ouverts et des climats tempérés (CERDENO, 1997).

EOCÈNE SUPÉRIEUR

Diversité et taxons suisses

En Amérique du Nord l'Eocène supérieur montre la première grande expansion de la famille des Rhinocerotidae (7 espèces de 4 genres différents : *Amphiceranopus*, *Penetrigonias*, *Trigonias*, *Subhyracodon*). En Asie, on retrouve également deux genres incertains de Rhinocerotidae (*Guixia*, *Huananodon*). En Europe, on trouve uniquement quelques petites formes coureuses représentées par les familles des Amynodontidae (*Cadurcodon*) et des Hyracodontidae (*Forstercooperia*), mais pas encore de vrais Rhinocerotidae. En Suisse il n'y a plus d'enregistrement de Rhinoceroidea. Au Mormont, dans les gisements d'Eclépens B (MP17) et d'Enteroches (MP19), ils sont absents.

Intervalle II (Rupélien ; MP21-24)

Diversité et taxons

Le début de l'Oligocène est marqué par l'arrivée de nouveaux Rhinoceroidea (*Eggysodon*) et des premiers vrais Rhinocerotidae (*Ronzotherium*, *Epiaceratherium*) en Europe, juste après la « Grande Coupure » de STEHLIN (1909).

La « Grande Coupure » est souvent considérée comme liée à une crise globale, la TEE (Terminal Eocene Event) (LEGENDRE, 1989). Cet événement coïncide avec une soudaine baisse générale de la température due à la séparation des plaques antarctique et australienne qui provoqua la formation du courant circumpolaire océanique et bouleversa le couplage entre l'atmosphère et les océans. La formation de la calotte glaciaire antarctique s'en suivra ainsi qu'une chute drastique du niveau eustatique.

Cependant la « Grande Coupure » n'est vraiment perceptible qu'en Europe et l'on ne remarque finalement que très peu de différences écologiques entre les faunes ante- et post-« Grande Coupure ». Elle serait plutôt la conséquence de la baisse du niveau eustatique et/ou d'une tectonique locale qui aurait(ent) ouvert de nouvelles voies terrestres soit par les Balkans, soit par le détroit de Turgai entre l'Europe et l'Asie (HOOKER, 2000). En empruntant ces nouveaux ponts terrestres, les faunes asiatiques entrèrent en compétition avec les faunes endémiques européennes (paléothères et anoplothères) et rapidement les surclassèrent pour finalement en occuper les niches écologiques laissées vacantes. Cette cause paléogéographique de la « Grande Coupure » serait plus marquée par des apparitions que par des disparitions. HOOKER (2000) date la « Grande Coupure » à 33.5Ma.

En Suisse, à Kleinblauen (MP22), on retrouve deux espèces de Rhinocerotidae primitifs, *Ronzotherium filholi* et *Epiaceratherium magnum*, et encore une espèce de Rhinoceroidea primitif, *Eggysodon osborni*. *Ronzotherium filholi* (MP22) est également signalé à Bressaucourt.

Taille et poids

La taille et le poids enregistrés chez les premiers rhinocéros européens est en forte augmentation par rapport aux Rhinoceroidea primitifs de l'Eocène. Visiblement la lignée des *Ronzotherium*, avec pour premier représentant en Suisse *Ronzotherium filholi* (1950 kg, DL 54), a occupé rapidement les habitats libérés par les grands mammifères ante « Grande Coupure ». A leur côté subsistent des taxons plus petits comme *Epiaceratherium magnum* (600 kg, DL 47) et *Eggysodon osborni* (300 kg, DL 30).

Gracilité

De ces trois taxons de l'Oligocène inférieur, tous montrent des index de gracilité inférieurs à 25, témoignant des bonnes aptitudes à la course, même pour les grandes formes comme *Ronzotherium filholi*.

Pour *Eggysodon osborni* et *Ronzotherium filholi* les données sont claires. Ces deux taxons montrent des métapodes très élancés et sont sans équivoques à ranger, tant morphologiquement que morphométriquement, dans la catégorie des formes coureuses.

Par contre UHLIG (1999) considère *Epiaceratherium magnum* comme médiportal. Elle compare son type anatomique à celui des tapirs actuels qui sont clairement médiportaux (EISENMANN & GUÉRIN, 1984). Elle constate l'existence d'une petite articulation

entre l'astragale et le cuboïde, tout comme chez les tapirs, alors que chez le type coureur, comme *Equus* ou *Hyracodon*, cette articulation n'existe pas. Elle mentionne encore la possibilité de distinguer biométriquement l'astragale des périssodactyles. La trochlée de ce dernier est plus large que haute chez les formes graviportales et médiportales. Pour les formes coureuses la trochlée semble présenter une hauteur équivalente à la largeur (*Hyracodon*), ou encore une hauteur supérieure (*Equus*).

Malheureusement les données sur *Epiaceratherium magnum* ne sont pas assez complètes pour parler avec certitude d'une forme médiportale ou coureuse. Cependant la reconstitution de l'astragale de Möhren 13 (UHLIG, 1999) montre une hauteur et une largeur de trochlée sensiblement identiques. La reconstitution du métacarpe III et le métatarse III de Möhren 13 (UHLIG, 1999) ainsi que le métacarpe III d'*Epiaceratherium bolcense* (BRUNET, 1979) montrent à chaque fois des index de gracilité inférieurs ou égaux à 24 (*Epiaceratherium bolcense* I-Gr (McIII) = 24 ; *Epiaceratherium magnum* I-Gr (McIII) = 23.2 et I-Gr (MtIII) = 20).

Par ces dernières constatations je classe préférentiellement *Epiaceratherium magnum* avec les formes coureuses, mais pas de façon aussi affirmative que pour *Ronzotherium filholi* et *Eggysodon osborni*.

Régime alimentaire

Les trois taxons enregistrés dans l'Oligocène inférieur montrent une denture jugale lophodonte brachyodonte à très brachyodonte. Les I-Hy s'échelonnent de 37.2 pour *Eggysodon osborni* à 64.0 pour *Ronzotherium filholi* et 71.0 pour *Epiaceratherium magnum*. Ces trois formes montrent une structure dentaire typique d'un régime alimentaire strictement folivore.

Epiaceratherium magnum était un Rhinocerotidae dépourvu de corne, montrant une échancrure nasale relativement profonde (jusqu'à la P3). Il possédait une lèvre supérieure préhensile, comme les tapirs actuels, qui lui permettait d'arracher les feuilles et pousses dont il se nourrissait. Sa denture antérieure, avec une I1 montrant un début de forme de ciseau caractérisant les Rhinocerotidae et une i2 assez modeste, mais déjà proclive, lui servait également dans la prise de nourriture, notamment pour couper ou briser des branches. Le reste de sa denture antérieure (I2, I3, C et i1) montre généralement des marques d'usure témoignant d'une utilité dans la prise de nourriture (UHLIG, 1999)

Le crâne d'*Eggysodon osborni* n'est connu que par des fragments. Il n'est ainsi pas possible de connaître la position de son échancrure nasale, mais chez *Hyracodon*, forme sans corne qui lui est assez proche, l'échancrure nasale ne se prolonge que jusqu'à la P1. Il semble donc peu probable qu'il possède une lèvre préhensile comme *Epiaceratherium magnum* (UHLIG, 1999). Cependant il devait également utiliser sa denture antérieure (I1-I2/i1-i2, C/c) pour la prise de nourriture, y compris ses canines inférieures qui étaient particulièrement grandes chez les mâles. Il se nourrissait essentiellement de feuilles, mais en cas de besoin pouvait également très bien assimiler des branches, des buissons ou des arbustes.

Ronzotherium filholi est également une forme sans corne. Son échancrure nasale se prolonge jusqu'au milieu de P3. La possession d'une lèvre préhensile pour arracher les feuillages est possible, mais vivant dans des milieux plus ouverts et arides, il devait certainement aussi utiliser sa denture antérieure pour arracher diverses branches ou arbustes épineux.

Type anatomique, comportement et milieux de vie

Aux côtés d'*Eggysodon osborni*, petite forme coureuse à main tridactyle, on retrouve *Ronzotherium filholi* et *Epiaceratherium magnum*. Ces deux dernières présentent des mains tétradactyles et sont toutes deux des formes coureuses, mais *Ronzotherium* est nettement plus lourd.

Eggysodon osborni, dont le type anatomique est classique, devait avoir un comportement très similaires à celui décrit pour *Chasmothorium*, c'est-à-dire des déplacements en troupeaux dans des environnements en tout cas partiellement ouverts. Il pouvait se défendre grâce à ces i2 proclives, mais le fait de vivre en groupe et la rapidité de ses déplacements devaient certainement rester ses meilleurs atouts de défense contre les prédateurs. Sa main tridactyle ne lui permettait pas de se déplacer avec beaucoup d'aisance dans des terrains mous, ainsi il évitait les zones marécageuses et préférait les terrains secs et stables. On le retrouve principalement dans deux milieux distincts, les forêts humides relativement denses et les forêts plus ouvertes et sèches type savane arborée (woodland).

Epiaceratherium magnum ne possédait pas de corne, ni de denture antérieure suffisamment développée pour le combat. Sa meilleure défense face au danger devait être la fuite. Il vivait de préférence dans des milieux de forêts marécageuses ou sa main tétradactyle en faisait un spécialiste des déplacements en terrain mou, encore une fois comme les tapirs actuels.

Il pouvait également très bien s'adapter à un biotope forestier humide comparable à celui d'*Eggysodon osborni*, même sous un couvert végétal très dense. UHLIG (1999) estime peu probable qu'il ait eu un comportement grégaire ou même en groupe restreint, excepté pour la mère et ses petits. Il est vrai qu'une vie en communauté semble assez difficile dans un milieu dense. Son éthologie peut être encore une fois comparée à celle des tapirs actuels, dont les mâles sont solitaires.

Ronzotherium filholi malgré l'absence de corne, mais avec un poids supérieur à 1500kg et une denture antérieure plus apte au combat, pouvait vivre en plus petits groupes ou même en solitaire, comme certains rhinocéros actuels.

Sa main, bien que tétradactyle, montre un McV très réduit, voire vestigial. Il n'avait certainement pas la même aptitude à se déplacer dans les sols mous qu'*Epiaceratherium magnum*. Par contre il était très bien adapté à la course, ce qui laisse supposer un milieu de vie assez ouvert. D'après HEISSIG (1978) il affectionnait les biotopes arides, certainement des savanes arborées (woodland), comme chez *Eggysodon osborni*.

Intervalle III (Chattien ; MP25-30)

Diversité et taxons

Les deux lignées de *Ronzotherium* et d'*Eggysodon* continuent durant l'Oligocène supérieur. Par contre *Epiaceratherium* disparaît, excepté cf. *Epiaceratherium* sp. signalé par UHLIG (1999) à Habach 5 (MP25) en Allemagne. L'extinction d'*Epiaceratherium* pourrait s'expliquer par la compétition avec *Anthracothe-rium* qui perdure jusqu'à Rickenbach (MP29) avec *Anthracothe-rium* cf. *magnum*. Les anthracothères, parfaitement adaptés aux milieux marécageux, auraient surclassé *Epiaceratherium* lorsque le climat de l'Oligocène supérieur commença à se détériorer par refroidissement et impliquera la disparition temporaire des palmiers dès MP29 (BERGER, 1998).

En Suisse, à Bumbach (MP25), on retrouve encore les derniers *Ronzotherium filholi* et une nouvelle espèce de la lignée des *Eggysodon*, *Eggysodon gaudryi*. A Mümliswil-Hardberg (MP26), ce qui semble être le tout dernier représentant des *Ronzotherium filholi* est encore présent en association, comme à Bumbach, avec *Eggysodon gaudryi*. On retrouve également dans la faune très pauvre d'Aarwangen (MP27) des restes d'*Eggysodon gaudryi* et le premier *Ronzotherium romani*. Ce dernier, déjà connu à la fin du Rupélien de

Ferté-Alais (MP24) en France, persiste encore jusqu'à Ruffi bei Schänis et surtout Rickenbach (MP29), où il est considéré comme le tout dernier représentant de la lignée. *Eggysodon gaudryi* est également signalé à Moutier (MP24-28). Par contre à Rickenbach, la lignée des *Eggysodon* semble avoir définitivement disparu.

Durant cet intervalle III, apparaît encore le migrant d'Asie, *Mesaceratherium*, premier représentant de la tribu des Aceratheriini. On en retrouve vraisemblablement des premières traces à Mümliswil-Hardberg (MP26), alors que *Mesaceratherium gaimersheimense* est clairement présent à Küttigen (MP30) (HEISSIG, 1969). Cependant HEISSIG (1969, 1999) mentionne *Mesaceratherium gaimersheimense* à Gaimersheim (MP27), en Allemagne, comme premier représentant de la lignée.

Taille et poids

On retrouve probablement trois catégories de taille et poids à l'Oligocène supérieur, qui s'insèrent parfaitement dans la continuité des Rhinoceroidea de l'Oligocène inférieur. *Eggysodon gaudryi* (514kg, DL=35.5) indique une sensible augmentation de poids et vraisemblablement de taille par rapport à *Eggysodon osborni*. *Ronzotherium romani* (2017 kg, DL ?), qui succède à *Ronzotherium filholi* dès MP27 (Aarwangen) montre également une augmentation de poids, mais très modeste. Finalement les représentants du genre *Mesaceratherium* reflètent une taille et un poids intermédiaires (760kg pour *M. gaimersheimense* de Küttigen et DL=41.0 pour *M. sp.* d'Aarwangen)

Gracilité

On ne connaît malheureusement pas de métapodes d'*Eggysodon gaudryi*. Cependant, si ce n'est son augmentation de poids, l'anatomie de cette forme ne devrait pas changer de celle d'*Eggysodon osborni*, comme en témoigne l'astragale (AW19, NHMBasel) d'Aarwangen. Il est donc tout à fait raisonnable de lui attribuer un type de locomotion coureur.

Le squelette appendiculaire de *Ronzotherium romani* n'est pas vraiment non plus documenté. Cependant le MtIII (UM3264, NHMBasel) de Rickenbach présente une forme relativement gracile (I-Gr (MtIII) = 23.7), reflétant probablement le type anatomique coureur caractéristique du genre. Son I-Gr (MtIII) est tout de même supérieur à l'I-Gr (McIII) de *R. filholi* et cela également en tenant compte des différences possibles engendrées par l'utilisation d'un MtIII plutôt que d'un McIII.

HEISSIG (1969, 1976, 1989) attribuent au genre *Mesaceratherium* des formes primitives et graciles d'*Aceratheriini* de taille moyenne. Il semble approprié de considérer les représentants de ce taxon comme des formes coureuses. D'ailleurs l'astragale (UM2291, NHMBasel) de Mümliswil-Hardberg présente un contour plus haut que long, caractéristique des formes graciles (UHLIG, 1999).

Régime alimentaire

Eggysodon gaudryi montre une denture jugale lophodonte brachyodonte dans son ensemble similaire à celle d'*Eggysodon osborni*. Ses I-Hy montrent tout de même une légère augmentation avec des valeurs de 46.9 pour les prémolaires inférieures et de 58.3 pour les molaires inférieures. Un fait marquant dans la morphologie de ses dents jugales est le renforcement des cingulums qui sont pratiquement toujours continus sur tout le pourtour de la dent. Ce caractère dentaire devait lui permettre de se nourrir plus facilement de rameaux d'épineux sans se blesser (UHLIG, 1999). Le régime alimentaire d'*Eggysodon osborni* était essentiellement un régime folivore avec une prise de nourriture similaire à celle d'*Eggysodon osborni*. Il devait cependant être capable de se nourrir plus facilement de composants plus durs et abrasifs (épineux, branches).

Ronzotherium romani montre également un indice d'hypsodontie (I-hy = 82.1) sensiblement supérieur à celui de son ancêtre de l'Oligocène inférieur, *Ronzotherium filholi* (I-hy = 64). Bien que la structure de ses dents jugales reste lophodonte-brachyodonte, certains auteurs (HEISSIG, 1978 ; UHLIG, 1999) lui attribue un régime de brouteur. Il semblerait plus raisonnable de l'intégrer dans le groupe des folivores avec une prédisposition au broutage ou, tout comme *Eggysodon gaudryi*, une capacité à se nourrir de composants relativement durs et abrasifs, sans être un pur brouteur comme l'est par exemple le rhinocéros blanc actuel (*Ceratotherium simum*). Pour la prise de nourriture il devait se comporter de la même façon que *Ronzotherium filholi*.

La lignée des *Mesaceratherium* présente une structure des jugales brachyodonte, sans plis secondaires marqués (crochet ou cingulum labial et lingual). Sa denture antérieure, caractérisée par de grandes I1 persistantes et coupantes et de puissantes i2 orientées vers le haut devait probablement servir à arracher et couper divers branches ou arbustes. Sa nourriture devait se composer presque exclusivement d'éléments tendres, principalement des feuillages.

Type anatomique, comportement et milieux de vie

Eggysodon gaudryi devait présenter un type anatomique et un comportement très proche de celui d'*Eggysodon osborni*. Cependant les petits changements dans sa morphologie dentaire, l'augmentation de sa masse et celle supposée de sa taille pourraient lui assigner une adaptation plus efficace à des environnements plus ouverts et plus arides, et à des conditions climatiques plus rudes. Il semble cependant qu'on le retrouve principalement dans des environnements humides ou, dans tous les cas, à proximité de l'eau.

Ronzotherium romani montre un type anatomique vraiment très proche de celui de *Ronzotherium filholi*. Il est peut-être plus brouteur et pourrait montrer une meilleure affinité avec les environnements plus secs. Il ne possède toujours pas de corne et compense sa très légère perte de mobilité par rapport à *Ronzotherium filholi* par une modeste augmentation de sa masse, ce qui devait également en faire un habitant des savanes arborées sans prédateurs à sa mesure.

Le groupe des *Mesaceratherium* est probablement lié à un environnement forestier. Sa taille modérée ne devait pas lui permettre de vivre en milieu trop ouvert, ni en solitaire. Un mode de vie en petits groupes est suspecté. De plus sa denture antérieure, pas assez proclive pour une utilisation efficace en combat, était certainement plus utile pour la prise de nourriture. Sa main, supposée tétradactyle (*Aceratheriini* primitif), est un caractère souvent inféodé à des sols mous, peut-être palustres. Il devait pourtant être moins spécialisé que le groupe des *Epiaceratherium*. Ses dispositions pour la course, un 4^e doigt usuel et un poids légèrement plus élevé devaient lui offrir une plus large éventail de niches écologiques, de la forêt marécageuse à la savane arborée. Cependant, bien qu'ubiquiste, son biotope devait demeurer dépendant d'un caractère forestier.

Intervalle IV (Aquitainien-Burdigalien ; MN1-3)

Diversité et taxons

Suite à la crise du Chattien terminal, les lignées de Rhinocerotidae oligocènes disparaissent pour laisser place à une très grande diversité générique et spécifique de nouveaux taxons néogènes. On retrouve notamment les premières espèces de la lignée des *Diaceratherium*. Il est à noter que ce groupe exclusivement européen était déjà présent au Chattien supérieur en France (*Diaceratherium lamilloquense* à La Milloque MP29 et *Diaceratherium* aff. *lemanense* à Thezels, MP30) où il fait directement suite aux der-

niers *Ronzotherium*. Leur origine est à chercher dans les lignées oligocènes asiatiques (CERDENO, 1998). *Diaceratherium aurelianense*, la dernière espèce de cette lignée perdurera jusqu'à la base de MN4 à Navère en France.

La tribu des Menoceratini est également très bien représentée au Miocène inférieur avec *Menoceras* et *Protaceratherium*. Ce dernier descend d'une forme déjà présente à la base de l'Oligocène supérieur, *Protaceratherium albigense*. Ses relations phylogénétiques ne sont pas très bien connues, il semble assez proche de certains genres oligo-miocènes Nord-américains (CERDENO, 1998). *Menoceras* devrait quant à lui être un migrant du Pakistan (WELCOMME *et al.*, 1999, 2001 ; ANTOINE, 2002). Finalement on retrouve encore un représentant des Diceratheriini, *Pleuroceros pleuroceros* (Gannat, Paulhiac ; MN1), vraisemblablement migrant américain (DE BONIS, 1973 ; HEISSIG, 1999).

En Suisse, à Wischberg (MN1), trois espèces sont présentes : *Diaceratherium lemanense*, *Pleuroceros pleuroceros* et *Menoceras zitteli*. *Diaceratherium lemanense* est encore présent à Engehalde (MN1-2). A Béthusy (MN2), on retrouve *Diaceratherium aginense*. Cette même espèce est encore présente en association avec *Protaceratherium minutum* à La Chaux (MN2). De plus, ENGESSER *et al.* (1993) citent une dizaine de localités dans la Molasse grise de Lausanne à restes de *Diaceratherium aginense* et/ou *Protaceratherium*. A Cheyres (MN3), à la Molière (MN3) et à Brüttelen (MN3) on rencontre encore la dernière espèce de la lignée des *Diaceratherium*, *Diaceratherium aurelianense*.

Taille et poids

Les Rhinocerotidae de cette intervalle présentent deux catégories de taille et poids. On retrouve de petites formes d'environ 500kg avec *Pleuroceros pleuroceros* et *Protaceratherium minutum*. Ces dernières présentent des DL compris entre 30 et 40, caractérisant des hauteurs au garrot avoisinant le mètre. Les formes plus lourdes, généralement entre 1500 et 2000kg, sont également largement représentées avec la lignée des *Diaceratherium*, *Menoceras zitteli*.

Diaceratherium aginense est de loin le taxon le plus lourd, avec un poids pouvant même dépasser les 2000kg. Par contre au niveau de la taille, toute la lignée montre une certaine stabilité avec des DL entre 51 et 56 (environ 1.3m au garrot).

Menoceras zitteli est peu connu par ses ossements post-crâniens, mais étonnamment les dimensions de

ses m1 reflètent un poids relativement élevé pour le genre (1645kg). Sa taille devrait être en relation avec son poids et montrer des normes proches de *Diaceratherium lemanense*.

Gracilité

L'I-Gr se marque par une diversité maximale, puisque tous les types de locomotion sont représentés. *Protaceratherium minutum* est encore une forme classique coureuse. *Pleuroceros pleuroceros*, malgré un poids et une taille modeste montre une nette tendance à la brachypodie. Son I-Gr reflète une locomotion médiportale. Finalement la lignée des *Diaceratherium* reflète les premières formes graviportales avec des I-Gr supérieurs à 30.

Je n'ai observé aucun McIII ou MtIII de *Menoceras zitteli*. Cependant les représentants américains du genre sont habituellement considérés comme graciles et coureurs (HEISSIG, 1989, 1999).

Régime alimentaire

Les I-Hy des petites formes (*Pleuroceros pleuroceros* et *Protaceratherium minutum*) ainsi que celui de *Menoceras zitteli* reflètent clairement une structure dentaire brachyodonte folivore. Ces formes montrent généralement des plis secondaires (crochet, antécrochet) sur leurs jugales supérieures qui devraient leur permettre une optimisation de la mastication de la nourriture. Cependant *Menoceras zitteli* (72.2) présente tout de même un I-Hy supérieur à *Pleuroceros pleuroceros* (53.4) et *Protaceratherium minutum* (62.5).

Protaceratherium minutum possède encore une denture antérieure assez puissante avec des i2 courbées vers le haut probablement utilisées pour la prise de nourriture. La denture antérieure de *Pleuroceros pleuroceros* n'est pas bien documentée. DE BONIS (1973) et HEISSIG (1999) présentent une forme avec une des I1 et i2 de dimension réduite. La lignée des *Menoceras* ne montre pas non plus de denture antérieure importante.

La lignée des *Diaceratherium* se caractérise par des jugales moins brachyodontes (I-Hy = 79.0 pour *D. lemanense*, 86.0 pour *D. aginense* et 79.5 pour *D. aurelianense*) et une tendance à l'approfondissement de la vallée interne et de la post-fossette. Ces adaptations reflètent une meilleure aptitude pour une prise de nourriture plus abrasive. La denture inférieure présente des I1 et des i2 proclives, de taille moyenne. La position du fond de leur échancrure nasale est assez profonde (avant de la P4) et suppose la présence d'une lèvre préhensile utile pour la prise de nourriture (d'après le crâne de *Diaceratherium aginense* de Laugnac, illustré par HEISSIG, 1999).

Type anatomique, comportement et milieux de vie

Protaceratherium minutum est une espèce classique coureuse et brachyodonte habitant les milieux forestiers partiellement ouverts. A la différence des *Eggysodon* de l'Oligocène, elle possédait une main tétradactyle qui pouvait lui faciliter ses déplacements sur des sols mous. Sa meilleure défense devait rester la fuite et la vie en groupe, puisque dépourvue de corne et à denture antérieure inadaptée au combat.

Pleuroceros pleuroceros présente le type anatomique médiportal avec une main tétradactyle et une double petite corne latérale sur l'extrémité des naseaux. Il caractérise probablement une forme solitaire avec des affinités pour les milieux aquatiques, vivant préférentiellement dans des biotopes forestiers denses.

Menoceras zitteli pourrait montrer un comportement et un milieu de vie assez proche de *Protaceratherium*. Cependant sa taille et son poids supérieurs, son I-Hy plus haut et sa main tridactyle devaient l'avantager dans des milieux plus ouverts et plus secs. De plus, une vie solitaire ou en groupe retreint lui est suspectée.

La lignée des *Diaceratherium* présente les premières formes clairement graviportales. Elle se caractérise par un 4^e doigt à la main, une petite rugosité fendue à l'extrémité des naseaux et une échancrure nasale profonde. Toutes ces caractéristiques font de cette lignée des formes certainement aquaphiles. Ses représentants devaient vivre encore en petits groupes, comme les hippopotames actuels, toujours à proximité d'une source d'eau (rivière, lac ou marais). Ils devaient probablement être liés à des environnements forestiers de densité variable et se nourrissaient essentiellement de feuillage, mais probablement aussi de hautes herbes marécageuses. *Diaceratherium aginense* se distinguent quelque peu de *Diaceratherium lemanense* et de *Diaceratherium aurelianense* par un poids plus important et des jugales mésodontes. Il devait peut-être montrer une adaptation à un environnement plus ouvert, une nourriture plus abrasive et une vie plus solitaire.

Intervalle V (Langhien-Serravalien ; Mn4-MN8)**Diversité et taxons**

A la fin du Miocène inférieur, à la « Proboscidean Datum » (base MN4), le rapprochement des plaques Afro-Arabique ferme la Téthys et crée une connexion terrestre entre l'Afrique et le Sud-Ouest de l'Asie. Ce changement paléogéographique a eu d'une part des répercussions sur la végétation, à cause de la diminution de l'influence océanique sur les climats continentaux,

et d'autre part a permis des échanges de faunes terrestres entre l'Afrique et l'Eurasie. L'Europe voit ainsi arriver en deux vagues successives les premiers Proboscidea, tout d'abord *Gomphotherium* (17 +/- 0.5 Ma), puis *Deinotherium* (16 +/- 0.5 Ma) (TASSY, 1990). Ces deux phases étant séparées par une période de reconnexion entre l'Océan indien et la Téthys durant le Langhien (WHYBROW & ANDREWS, 2000).

Durant cette même période de la « Proboscidean Datum », alors que *Diaceratherium aurelianense* s'éteint, les gisements européens montrent un renouvellement important dans les faunes de Rhinocerotidae. On trouve ainsi les premiers *Brachypotherium*, *Dicerorhinus*, *Plesiaceratherium* et *Aegyrcitherium*. Ces nouveaux taxons ont probablement une origine asiatique (HEISSIG, 1999). Un peu plus tard, à MN6, apparaît également *Hoploaceratherium* qui remplace *Plesiaceratherium*.

En Suisse on retrouve le dernier représentant des *Protaceratherium minutum* à Benken (MN3-4), *Dicerorhinus sansaniensis* à Hüllistein (MN5) et un *Aceratherium* incertain à Elgg (MN5). *Hoploaceratherium tetradactylum* est également déterminé à Benken avec tous les problèmes biostratigraphiques que sa présence engendre (voir **5.6.19 Benken**). *Brachypotherium brachypus* est présent pour la première fois en Suisse au Montchaibeux (MN7). La localité de La Place du Marché (MN7/8) montre encore une grande forme de *Brachypotherium*, *Brachypotherium* cf. *brachypus*, en association avec *Dicerorhinus sansaniensis*.

Taille et poids

Dicerorhinus sansaniensis et *Hoploaceratherium tetradactylum* reflètent des formes intermédiaires avoisinant les 1200kg. Les DL de *Hoploaceratherium tetradactylum* présentent une moyenne (55) équivalente à l'unique astragale mesuré de *Dicerorhinus sansaniensis* (astragale de Sansan ; GUÉRIN, 1980). Cette dimension correspond environ à une hauteur au garrot de 1.3m. Cependant *Hoploaceratherium tetradactylum* semble montrer une grande variation dans les DL de ses astragales (de 49.5 à 65.0), que l'on retrouve également dans les calculs de poids (997kg à 1316kg).

Brachypotherium brachypus, avec un poids moyen de 2327kg et un poids maximum calculé à 2822kg, est la forme la plus lourde enregistrée dans le Bassin molassique. Le DL de son astragale indique une moyenne à plus de 60, ce qui correspond à une hauteur au garrot d'environ 1.5m. Cette estimation est peut-être un peu exagérée étant donné la brachypodie maximale caractérisant ce taxon.

Gracilité

Comme pour la taille et le poids, *Hoploaceratherium tetradactylum* et *Dicerorhinus sansaniensis* montrent de grandes similitudes, avec des I-Gr respectivement de 27.1 et 27.4. Ils sont tous deux clairement médiportaux. Par contre *Brachypotherium brachypus* se distingue par un I-Gr (MtIII) extrêmement haut (36.4) caractéristique des formes purement graviportales.

Régime alimentaire

Les trois nouvelles formes concernées par cet intervalle (*B. brachypus*, *H. tetradactylum*, *D. sansaniensis*) présentent des I-Hy compris entre 80 et 90. Ils montrent tous une structure dentaire clairement mésodonte, qui reflète bien la tendance à l'hypsodontie du groupe entier des Rhinocerotidae par rapport aux espèces précédentes. Ces formes du Miocène moyen demeurent des folivores, mais montrent une adaptation à une nourriture plus abrasive.

Type anatomique, comportement et milieux de vie

Protaceratherium minutum est encore présent à la base de cet intervalle (MN4). Son type anatomique reste inchangé par rapport à l'intervalle IV.

Brachypotherium brachypus présente des caractéristiques proches de celles des *Diaceratherium*. Cependant il s'en distingue par l'absence d'un 4^e doigt à la main, un poids et une taille bien supérieure, une absence totale de toute trace de corne et une denture I1/i2 fortement développée. Des environnements plutôt ouverts, marécageux ou à présence de plans d'eau, sont associés à son biotope. CERDENO (1998) propose une vie aquaphile en troupeau relativement grand pour ce type anatomique (tels les hippopotames actuels). Une vie en solitaire ou du moins en groupes restreints n'est pas exclue. Leur alimentation est essentiellement folivore, mais les I-Hy calculés permettent de croire à une légère aptitude au broutage.

Hoploaceratherium tetradactylum et *Dicerorhinus sansaniensis* montrent un type anatomique intermédiaire (poids et taille moyens, médiportal, mésodonte). Les formes appartenant à ce type anatomique sont généralement assez ubiquistes et sont adaptées à un large éventail d'environnements. Ses représentants pouvaient probablement mieux s'adapter aux pressions climatiques et écologiques. *Hoploaceratherium tetradactylum*, avec sa main tétradactyle, présente classiquement une bonne aptitude aux déplacements en milieux marécageux ou sur des sols mous. GINSBURG & HEISSIG (1989) décrivent le genre en mettant en évidence la réduction totale de la denture anté-

rieure supérieure, le renforcement des i2 et la présence d'une petite rugosité à l'extrémité des naseaux. Ces puissantes i2 devaient probablement servir lors de combat. *Dicerorhinus sansaniensis* possède une main tridactyle, une puissante corne nasale, une faible corne frontale et des i2 puissantes. Il semble lié à un biotope forestier qui pouvait probablement être relativement dense.

Intervalle VI (base du Tortonien ; MN9)**Diversité et taxons**

Le début du Miocène supérieur est marqué par l'« *Hippotherium Datum* » (MN9, 10.3Ma, Höwennegg), évènement biogéographique montrant la radiation sur tout le continent eurasiatique et africain d'*Hippotherium primigenium*. Cette migration fut possible grâce à un refroidissement global qui engendra la chute du niveau eustatique et permit la création d'un pont de terre au détroit de Béring.

En Europe les Rhinocerotidae du Miocène moyen déclinent graduellement. *Brachypotherium*, *Hoploaceratherium* et *Dicerorhinus sansaniensis* survivent encore jusque dans la zone MN9. On retrouve également deux migrants asiatiques, *Aceratherium incisivum* et *Dicerorhinus schleiermachi*.

En Suisse seuls les gisements de Charmoille (MN9) et de Lugnez (MN9) ont donné une faune de Rhinocerotidae du Miocène supérieur. On retrouve, aux côtés d'*Hippotherium primigenium*, *Aceratherium incisivum* à Lugnez et à Charmoille, ainsi que *Dicerorhinus sansaniensis* et *Dicerorhinus schleiermachi* également à Charmoille.

Taille et poids

En comparaison avec *Hoploaceratherium tetradactylum* et *Dicerorhinus sansaniensis*, *Dicerorhinus schleiermachi* montre une nette augmentation du poids et de la taille, avec une masse d'environ 1900kg et un DL en moyenne à 66.3 (env. 1.6m au garrot).

Aceratherium incisivum présente une taille proche de celle d'*Hoploaceratherium tetradactylum*, avec un DL en moyenne à 52 (env. 1.3m au garrot). Par contre au niveau du poids, les résultats paraissent douteux. La masse estimée pour *Aceratherium incisivum*, d'après la méthode de LEGENDRE (1989), est d'environ 1900kg, soit grossièrement un équivalent de celle de *Dicerorhinus schleiermachi* (Tab. 5-74a). Cependant d'après les dimensions de l'ensemble des ossements crâniens et post-crâniens, *Aceratherium incisivum* devait présenter une masse similaire à celle

d'*Hoploaceratherium tetradactylum* (env. 1200kg) et donc clairement inférieure à celle de *Dicerorhinus schleiermachi*. Ces différences dans les résultats des poids estimés pour des espèces de même taille et de même type anatomique mettent en évidence une certaine limite de la méthode de LEGENDRE (1989). Cependant, comme précisé au début de ce chapitre, cette dernière reste la plus pratique à l'utilisation, bien qu'elle puisse parfois nécessiter un contrôle soit par comparaison avec les autres critères écologiques de la taille et de la gracilité, soit avec avec une autre étude concernant l'allométrie entre une dimension corporelle et le poids de l'espèce considérée.

Gracilité

De même que pour la taille et le poids, l'I-Gr est en augmentation. Les deux espèces demeurent médioportales, cependant *Aceratherium incisivum*, avec un I-Gr à 29.5, montre une nette tendance à la brachypodie. *D. schleiermachi*, avec un I-Gr à 38.5, présente de meilleures aptitudes aux déplacements.

Régime alimentaire

Les I-Hy montrent également une tendance à l'augmentation. *Aceratherium incisivum* présente des valeurs proches des 90 pour ses M et *Dicerorhinus schleiermachi* des valeurs proches de 100 pour ses M. La P3 de Charmoille (CM 471) indique même un I-Hy de 105 (L = 40.0 / I = 48.0 / H = 42.0). L'alimentation pour ces deux nouvelles espèces est encore préférentiellement folivore. Cependant les I-Hy calculés, en particulier pour *Dicerorhinus schleiermachi*, montrent une aptitude toujours plus marquée pour le broutage. De plus les protocônes et hypocônes isolés sur les P de *Dicerorhinus schleiermachi* pourraient suggérer un régime alimentaire en partie frugivore.

Type anatomique, comportement et milieux de vie

Dicerorhinus sansaniensis, encore présent dans cet intervalle, présente le même type anatomique que dans l'intervalle V.

Bien que de taille supérieure et légèrement plus gracile, *Dicerorhinus schleiermachi* montre dans son ensemble le même type anatomique qu'*Aceratherium incisivum*, à savoir une forme de taille et de poids moyens à grands, médioportale et à alimentation supposée mixte (folivore/brouteur). EISENMANN & GUÉRIN (1984) soulignent la similarité des segments des membres d'*Aceratherium incisivum* avec un gros tapir, alors que *Dicerorhinus schleiermachi* montre un ensemble de proportions rappelant un hippopotame dont le radius et les métapodes sont toutefois beaucoup plus courts.

GUÉRIN (1980) présente des positions relatives du fond de l'échancrure nasale bien différente entre les *Aceratheriini* et les *Dicerorhinus*. *Hoploaceratherium tetradactylum* montre une position du milieu de la P4 à l'arrière de la M1, *Aceratherium incisivum* de l'avant de la P3 à l'avant de la P4, *Dicerorhinus sansaniensis* au milieu de P2 et *Dicerorhinus schleiermachi* à l'avant de P2. En corrélation avec des nasaux plus effilés, moins allongés et sans véritable corne, il semblerait que les *Aceratheriini* possèdent toujours une sorte de lèvre préhensile très utile pour la prise de nourriture. Ils présentent également une denture antérieure supérieure absente ou du moins réduite qui renforce l'idée de prise de nourriture par cette lèvre préhensile. Par contre les *Dicerorhinus* utiliseront plutôt leurs cornes et leur masse pour déstabiliser les arbustes et se nourrir de leurs feuilles. Leur denture antérieure supérieure est plus développée ce qui leur donnait également un moyen coupant pour la prise de nourriture.

5.10 TENDANCES ÉVOLUTIVES ET MESSAGE ENVIRONNEMENTAL (FIG. 5-6)

Intervalle I (Eocène moyen-supérieur ; MP14-20)

L'Eocène moyen est caractérisé par des petites formes coureuses de Rhinoceroidea primitifs (moins de 200kg). Ce type anatomique exclusif reflète un environnement forestier peut-être légèrement ouvert, sans véritables zones dépourvues de formes arbustives.

Le régime alimentaire mixte de *Chasmothorium* (frugivore/folivore) suppose une saisonnalité peu marquée.

L'Eocène supérieur est dépourvu de toute forme de Rhinoceroidea.

Intervalle II (Rupélien ; MP21-24)

La base de l'Oligocène est marquée par l'arrivée des premiers vrais Rhinocerotidae. Trois types anatomiques sont ainsi représentés avec des formes petites et coureuses (*Eggysodon osborni*), des formes encore graciles, de poids modéré, mais à tendance médioportale (*Epiaceratherium magnum*) et de grandes formes encore très graciles (*Ronzotherium filholi*). *Epiaceratherium magnum* caractérise un premier biotope marécageux en milieu forestier humide dense et *Ronzotherium filholi* un deuxième biotope ouvert et probablement moins humide, du type forêt claire ou savane arborée sub-humide. *Eggysodon osborni* devrait montrer des aptitudes à évoluer dans les deux biotopes.

Intervalle III (Chattien ; MP25-30)

Les lignées des *Ronzotherium* et des *Eggysodon* perdurent durant cet intervalle. Bien que montrant des types anatomiques similaires à leurs ancêtres, *Ronzotherium romani* et *Eggysodon gaudryi* caractérisent une sensible augmentation du poids et de l'I-Hy, ainsi qu'une très légère tendance à la brachypodie. Les environnements sont probablement plus ouverts et moins humides, du type savane arborée sub-aride.

L'apparition des premiers Aceratheriini (*Mesaceratherium*) amène un nouveau type anatomique caractérisé par une forme coureuse de poids intermédiaire. Cette nouvelle lignée semble plus ubiquiste et mieux adaptée aux changements environnementaux. Du reste *Mesaceratherium* coexistera un moment avec *Eggysodon gaudryi* (Aarwangen, MP27) et finira par le supplanter durant la fin du Chattien supérieur. Finalement le dernier *Ronzotherium* disparaît à la fin de l'Oligocène (Rickenbach, MP29) et seul subsiste *Mesaceratherium gaimersheimense* à Küttigen (MP30). Cette forte diminution de la diversité tant générique que spécifique, ainsi que la rétention d'un taxon de type anatomique nouveau marque probablement un changement environnemental et climatique important.

Intervalle IV (Aquitaniens-Burdigaliens ; MN1-3)

Au début du Miocène un renouvellement faunique se marque avec l'apparition de plusieurs nouvelles lignées (*Diaceratherium*, *Menoceras*, *Pleuroceros*, *Protaceratherium*). Tous les types anatomiques sont représentés avec des formes petites et courtes (*Protaceratherium minutum*) ou médiportales (*Pleuroceros pleuroceros*), ainsi que des formes intermédiaires à grandes graviportales (*Diaceratherium*) ou courtes (*Menoceras zitteli*). Des milieux de vie également très diversifiés sont supposés durant l'Aquitaniens inférieur (Wischberg, MN1), de la forêt marécageuse à la savane arborée et même aux savanes ouvertes.

A partir de MN2 (La Chaux) on ne retrouve plus que la lignée des *Diaceratherium* et *Protaceratherium minutum* qui représenteront les Rhinocerotidae jusqu'à la fin du Miocène inférieur. Un environnement plutôt forestier humide et marécageux semble dominant durant cette période.

Intervalle V (Langhien-Serravalien ; MN4-MN8)

Au Miocène moyen, un nouveau bouleversement faunique se fait sentir. La lignée des *Diaceratherium* a disparu (MN3-4), suivie de très près par *Protaceratherium minutum* (MN4). On retrouve les nouveaux

taxons *Dicerorhinus sansaniensis* et *Hoploacetherium tetradactylum*, formes intermédiaires probablement assez ubiquistes et montrant de bonnes aptitudes à des conditions environnementales sélectives.

Dès MN7 (Montchaibeux) *Brachypotherium brachypus*, grande forme fortement graviportale apparaît et reflète un environnement à fort caractère aquatique.

Intervalle VI (base du Tortonien ; MN9)

Finalement le début du Miocène supérieur marque de nouvelles apparitions et un enrichissement de la diversité. *Dicerorhinus schleiermachi* et *Aceratherium incisivum* montrent une tendance à l'hypsodontie et à l'augmentation de masse. En association avec *Dicerorhinus sansaniensis*, ils reflètent un environnement forestier partiellement ouvert, humide, voire marécageux.

6 – SYNTHÈSE BIOSTRATIGRAPHIQUE, PALÉOCLIMATIQUE ET PALÉOÉCOLOGIQUE

Ce chapitre consiste en une confrontation des résultats minéralogiques et paléontologiques discutés tout au long de cet ouvrage. Une image de l'évolution paléoclimatique (basée sur l'étude des argiles) et paléoécologique (basée sur l'étude des *Rhinoceroidea*) du Tertiaire jurassien est proposée (Fig. 6-1). Le cadre litho- et biostratigraphique fait référence tant aux révisions présentées dans le chap. 2 et dans le travail de PICOT (2002) qu'aux nouvelles données de terrain présentées dans le chap. 3. J'ai à nouveau séquencé l'ensemble de mes interprétations par les 6 intervalles stratigraphiques discutés dans l'étude des argiles et des *Rhinoceroidea* (voir 5- *Minéralogie* et 6 – *Rhinoceroidea*).

Les diverses interprétations des *Rhinoceroidea* et des argiles de chaque intervalle sont encore confrontées aux divers données sur l'écologie et les climats disponibles tant au niveau global que régional et local (DEMARCO et al., 1983 ; JANIS, 1989 ; SCHULER, 1990 ; BERGER, 1990a et b, 1992 ; CERDENO 1994, 1997 ; HOOKER, 2000 ; HOOKER & WEIDMANN, 2000 ; WHYBROW & ANDREWS, 2000 ; BECKER et al., 2002).

6.1 INTERVALLE I (EOCÈNE MOYEN-SUPÉRIEUR ; MP14-20)

Les rares dépôts de cette période appartiennent exclusivement au Groupe du Sidérolithique et sont documentés par les poches karstiques d'Egerkingen (MP14) et du Mormont (MP16 à 19). La dominance de la kaolinite donne un caractère humide tropical certain à cet intervalle (IBERG, 1954 ; KÜBLER, 1962 ; VERNET, 1963 ; SITTNER, 1965).

Eocène moyen

Au Mormont, l'abondance et la variété de crocodiles associés confirment le caractère humide tropical du climat (RIGASSI 1952).

Pour le site d'Eclépens-Gare (MP16) HOOKER & WEIDMANN (2000) parlent d'un milieu forestier légèrement ouvert mais sans véritables zones dépourvues de formes arbustives. Ils font aussi remarquer la présence de plantes ou herbes courtes comportant des phytolithes. En plus des Poaceae (herbes), des phytolithes ont été enregistrées dans des herbes vivaces, des sols humides (genre *Carex* de la famille des Cyperaceae), aussi bien que dans un éventail d'autres familles de monocotylédones et de dicotylédones. HOOKER & WEIDMANN (2000) parlent encore de la présence d'ouvala (dépression formée par la coalescence de plusieurs dolines) ou de parcelles ouvertes dans des milieux forestiers, plutôt que d'un habitat complètement fermé caractéristique de l'Eocène inférieur.

De plus la faune d'Eclépens-Gare montre une saisonnalité sensible (très peu de frugivores) alors que la présence de *Lophiodon lautricense* (plus grand mammifère de l'Eocène européen, >1500kg) et de *Leptolophus stehlini* (dentition la plus hypsodonte) suggèrent des conditions plus ouvertes que celles de la fin de l'Eocène (Enteroches, MP19). Eclépens-Gare pourrait correspondre au refroidissement de la fin de l'Eocène moyen (HOOKER & WEIDMANN, 2000).

Les *Rhinoceroidea* primitifs *Chasmotherium* (Egerkingen, Eclépens-Gare), avec leur type anatomique de petites formes coureuses et leur milieu de vie inféodé à des environnements forestiers relativement denses semblent parfaitement adaptés à ces conditions climatiques et environnementales.

Eocène supérieur

HOOKER & WEIDMANN (2000) déterminent un environnement forestier fermé avec des ouvalas, sans prairie et sous un climat à faible contraste saisonnier pour les gisements du Mormont (Eclépens B, C, E, Cinq Sous, Enteroches). Enteroches pourrait correspondre au réchauffement pré-terminal de l'Eocène supérieur.

SCHULER (1990) parle, pour le Priabonien inférieur du Fossé Rhéna, de forêts denses, sempervirentes à semisempervirentes, de forêts marécageuses et de forêts de mousson. Elle interprète un climat subtropical à tendances tropicales, avec une pluviosité abondante et une température annuelle moyenne élevée (15 à 20°C). Au Priabonien supérieur, ce climat subtropical devient plus sec avec le développement de taxons caractérisant des substrats secs. Puis on retrouve une phase plus humide et plus froide avec notamment le développement de Pinacae et de taxons microthermes. Le climat est alors considéré comme intermédiaire entre le subtropical franc et le méditerranéen (saison sèche plus marquée).

La disparition de *Chasmothorium* dans le Priabonien (MP17-19) du Mormont pourrait être liée à la fermeture de l'environnement.

6.2 INTERVALLE II (RUPÉLIEN ; MP21-24)

Cet intervalle concerne essentiellement des dépôts côtiers saumâtres à sa base (Gompholithes & Conglomérats). Dans sa partie supérieure ce sont les dépôts marins de l'UMM rhénane (Septarienton et Meeressand) qui dominent. Cependant la possibilité d'équivalence latérale fluvio-lacustro-saumâtres demeure, en particulier dans les synclinaux de Delémont et de Moutier (Calcaires inférieurs & Terre jaune, base de la Molasse alsacienne) ainsi que dans le Sud du Fossé rhéna (STORNI, 2002).

La « Grande Coupure » est clairement documentée pas le groupe des Rhinocerotoida, puisque marquée par l'arrivée des premiers vrais Rhinocerotidae (*Ronzotherium filholi*, *Epiaceratherium magnum*). Au niveau minéralogique le changement est également très net. Une influence tectonique liée à la subsidence à la fois du Bassin molassique et du Fossé rhéna caractérise les assemblages minéralogiques. Cependant dans le Jura seule une signature nordique est marquée durant le Rupélien.

Les environnements tout comme les climats semblent également bien différents de l'Eocène. Les nouveaux taxons de Rhinocerotoida sont nettement plus lourds, tout en montrant de bonnes aptitudes à la course. Les environnements demeurent à caractère forestier mais se différencient de l'Eocène par une physionomie plus ouverte.

Les climats du début de l'Oligocène (MP21) semblent montrer encore une forte influence tropicale. Par la suite (MP22-24) le climat se durcit progressivement par une accentuation de la saisonnalité et une aridification des environnements. Ces conditions plus sélectives

pourraient être en partie responsables de la disparition d'*Epiaceratherium* à la fin de cet intervalle.

Au Rupélien inférieur basal (MP21), SCHULER (1990) parle d'un rafraîchissement climatique combiné avec une augmentation de la pluviométrie. Sur les reliefs se développe une forêt de conifères, tandis que dans le Fossé rhéna, la forêt dense humide est plus réduite. Le climat reste tropical, avec des influences tempérées plus prononcées. Par la suite au Rupélien inférieur moyen (sommet MP21-MP22), SCHULER (1990) suppose une aridification des milieux, avec un climat du type méditerranéen, caractérisé par un double contraste saisonnier (Chaud et sec / froid et humide) (température moyenne 14 à 16°C, pluviométrie 400 à 1000 mm). Finalement, au Rupélien inférieur terminal (MP23), l'humidité augmente à nouveau et on retrouve un climat composite avec la combinaison des influences subtropicales, méditerranéennes et tempérées (température moyenne 10 à 12°C, pluviométrie 1100 à 1500 mm), permettant l'établissement d'une végétation mixte. Au Rupélien supérieur (MP24), SCHULER (1990) constate une humidité élevée stable et une baisse de la température. Cette succession climatique est relativement bien documentée par les argiles, surtout en ce qui concerne le paramètre de l'humidité. En effet on retrouve la succession subtropicale (MP21), aridification (MP23-24) et retour de l'humidité (Chattien inférieur). Cependant, en comparaison avec les résultats de SCHULER (1990), un décalage stratigraphique s'observe au niveau du passage d'un climat semi-aride à subtropical à un climat tempéré humide. Il est à noter que les cortèges argileux montrent plus des tendances évolutives que des signatures absolues à des moments fixes et que le travail de SCHULER (1990) souffre d'un manque de données biostratigraphiques de l'époque.

Dans les faunes de l'Oligocène inférieur, il est fréquent de trouver *Epiaceratherium* en association avec soit *Antracotherium*, soit *Eggysodon*. De son côté *Eggysodon* est souvent associé à *Ronzotherium*. Ceci illustre bien la possibilité de biotopes marécageux ou forestiers humides pour *Epiaceratherium* et la possibilité multiple de biotope aride ou forestier humide pour *Eggysodon*. A Kleinblauen on retrouve ces trois taxons (*Eggysodon*, *Ronzotherium* et *Epiaceratherium*) et même encore *Antracotherium* sp. et *Plagiolophus fraasi* dans le même gisement. Il semble indéniable, comme déjà souligné par UHLIG (1999), qu'un important phénomène taphonomique est à l'origine de cette association faunique. Cependant les ossements fossiles ne montrent pas de marques importantes de transport.

Dans le profil de Kleinblauen (Meeressand), le gisement à mammifères est contenu dans 2 m de sé-

diments gréseux et calcaire-gréseux. En plus des Rhinocerotoides, de *Plagiolophus* et d'*Anthracoherium*, un large spectre de faunes marines (*Halitherium* sp., foraminifères, requins, ostracodes) et de microflores et microfaunes continentales (ostracodes, charophytes) est encore présent (PICOT, 2002). Ces dépôts indiquent un environnement côtier marin.

Du point de vue climatique, Kleinblauen (MP22) se place dans la deuxième phase climatique interprétée par SCHULER (1990) ou au début de la détérioration climatique marquée par les cortèges de minéraux argileux. Cette période se définit par l'enregistrement d'une aridification des milieux sous un climat du type méditerranéen.

L'environnement et la répartition de la faune mammifère à Kleinblauen peuvent se résumer ainsi : malgré l'aridification des milieux, on retrouve un environnement côtier continental matérialisé par une zone à forêt marécageuse et occupé par les différentes faunes d'*Anthracoherium* et d'*Epiaceratherium*. Dans l'arrière-pays, on retrouve une zone plus aride matérialisée par une savane arborée (woodland). Dans ce secteur plus ouvert vivaient *Ronzotherium* et des petits groupes d'*Eggysodon* et de *Plagiolophus*. Certainement le besoin vital en eau a incité ces habitants des savanes à s'aventurer dans les régions marécageuses côtières. Là ils ont pu très facilement se faire piéger par enlèvement et transporter sur une faible distance lors d'une tempête ou d'une marée exceptionnelle.

A La Beuchille (MP23) les interprétations paléontologiques et sédimentologiques présentent également un environnement côtier à influence tropicale, d'où encore une fois le problème du décalage stratigraphique avec les résultats de SCHULER (1990) dans le Fossé Rhénan.

6.3 INTERVALLE III (CHATTIEN ; MP25-30)

Les dépôts de cet intervalle montrent à leur base la fin de l'UMM rhénane (Septarienton, Meeressand) et à leur sommet des environnements strictement continentaux (Molasse alsacienne, Calcaires delémontiens).

Les Rhinocerotoides (*Ronzotherium*, *Eggysodon*) présentent des tendances peu perceptibles à la brachypodie, à la prise de masse et à l'hypsodontie. Une nouvelle forme apparaît (*Mesaceratherium*), montrant un type anatomique un peu différent, parce que de poids intermédiaire, mais toujours gracile.

A Bumbach (MP25), sur le bord alpin, on retrouve dans le même gisement *Ronzotherium filholi*, *Eggysodon gaudryi* et *Anthracoherium bumbachensis*. Le milieu de dépôt représentait un environnement de chenaux sinueux et de chenaux tressés encadrés par une plaine d'inondation (SCHLUNEGGER *et al.*, 1997). *Anthracoherium bumbachense* plaide en faveur d'une température encore relativement élevée et de la présence de zones marécageuses. *Eggysodon gaudryi* et *Ronzotherium filholi* devaient arpenter les zones plus sèches de la plaine d'inondation composée par une forêt humide ouverte.

Le climat du Rupélien supérieur se stabilise et se poursuit au début de l'Oligocène supérieur. D'après SCHULER (1990), il se présente toujours sous la forme d'un climat composite à influences tropicales, méditerranéennes et tempérées. Les argiles sont essentiellement dominées par la smectite et des héritages mixtes alpins et nordiques. Ils caractérisent probablement une stabilisation du contraste saisonnier, mais avec des températures moyennes plus faible et des précipitations moyennes plus fortes. Du reste SCHULER (1990) signale l'amorce d'une baisse de température dans le Fossé Rhénan. A Eriz (MP27), dans la Molasse subalpine, la paléoflore indique un climat subtropical humide durant une période de refroidissement (SCHERER, 2000). Sur le plateau et dans le Jura, les formations des Marnes bariolées s.l. et de la Molasse alsacienne supérieure composent un vaste réseau fluvial encore bien drainé. A MP28 la température continue à baisser, les palmiers se font de plus en plus rares et l'humidité connaît à son tour une diminution. Le plateau suisse et la région jurassienne deviennent alors une vaste zone mal drainée, parsemée de petits lacs de faible importance (Calcaires et dolomies, Grès et marnes grises à gypse, Calcaires delémontiens). Finalement à l'approche de la limite Oligo-Miocène, le climat montre des signes distinctifs d'un changement plus drastique avec une forte chute de la température suivie d'un assèchement. Cette fin de l'Oligocène est très bien marquée par les cortèges de minéraux argileux des Calcaires delémontiens. Une crise climatique est mise en évidence, caractérisée par une subite baisse à la fois de la température et de l'humidité. Cette crise est du reste aussi clairement illustrée par la flore et la faune avec notamment la disparition des palmiers et des Taxodiaceae à la Rochette (MP29), les dernières apparitions de *Ronzotherium romani* et d'*Anthracoherium cf. magnum* à Rickenbach (MP29) et l'apparition de Leguminosae (MP30/MN1), formes typiques de climat plus sec (BERGER 1990a et b, 1998). Il semblerait cependant que dans le Jura cette crise soit beaucoup moins marquée au niveau de la température

que dans la Molasse subalpine (PICOT, 2002).

Durant le Chattien supérieur l'apparition de la lignée des *Mesaceraetherium* (Mümliswil-Hardberg) et les disparitions successives des *Eggysodon* (Aarwangen), des *Ronzootherium* et des *Antracotherium* (Rickenbach) illustrent bien les pressions d'un changement climatique.

6.4 INTERVALLE IV (AQUITANIEN-BURDIGALIEN ; MN1-3)

Au début du Miocène, la température augmente rapidement pour atteindre un maximum thermal du Néogène à la fin du Miocène inférieur (Janis, 1989). Ce retour à un climat moins sélectif est encore une fois bien illustré sur le Plateau par la paléoflore et la paléofaune. En effet, les palmiers réapparaissent dans la Molasse grise de Lausanne (La Borde, Tunnel ; BERGER, 1990a) et les Rhinocerotidae montrent une explosion de leur diversité tant taxinomique qu'anatomique dès l'Aquitaniens inférieur (Wischberg).

Dans le Jura, les argiles analysées au top des Calcaires delémontiens semblent montrer une remise à l'eau et un déconfinement de l'environnement au tout début du Miocène. Au top de la coupe de la Brochene Fluh (MN1), les variations isotopiques des gyrogonites de charophytes mettent en évidence des cycles géochimiques montrant la fin d'un événement aride et le retour des apports d'eau (BECKER *et al.*, 2002). Par la suite la sédimentation sera totalement absente dans le Jura. Elle ne reprendra qu'avec l'arrivée de l'OMM (Conglomérats & Grès de l'OMM ; MN3). Une activité tectonique liée à la surrection de la partie Sud du Fossé rhénan semble mettre à l'érosion le Jura dès le Miocène inférieur (SCHUMACHER, 2002). Ce relief déjà sensible pouvait former une barrière topographique empêchant le développement plus au Nord des systèmes fluviaux alpins. Un climat à caractère semi-aride pourrait alors persister dans le Jura (Fig. 6-1). D'ailleurs BERGER (1990a et b) signale même une humidité encore relativement basse (Taxodiaceae toujours absents, grande diversification des Leguminosae) dans les dépôts de la Molasse grise de Lausanne. Pourtant à MN2, la région du Plateau présente un climat chaud et humide à léger contraste saisonnier (saison sèche). Ainsi BECKER *et al.* (2001) précisent un complexe d'environnements pour Wallenried allant de la plaine ouverte à arborée. Les argiles étudiées dans cette même localité présentent une signature alpine héritée et ne sont pas très parlantes en terme de climat.

D'une manière générale un retour à un climat subtropical (chaud et humide) durant l'Aquitaniens et sa stabilisation durant le Burdigaliens sont admis. Il semblerait que le retour à des températures élevées montre un caractère abrupt, alors que le retour à l'humidité se marque de façon plus progressive. Ce constat climatique chaud et humide est également interprété par (WHYBROW & ANDREWS, 2000) pour l'ensemble de l'Europe. Les données des grands mammifères de la vallée du Rhône confirment également ces résultats (DEMARCO *et al.*, 1983).

Au Burdigaliens les argiles reflètent des conditions à léger contraste saisonnier tout en gardant un caractère humide. Les Rhinocerotidae, dominés par deux types anatomiques distincts (formes larges graviportale et petites coureuses), présentent des biotopes forestiers humides à marécageux, à tendance ouverts.

6.5 INTERVALLE V (LANGHIEN-SERRAVALIEN ; MN4-MN8)

Au début du Miocène moyen la température commence gentiment à diminuer (JANIS, 1989). WHYBROW & ANDREWS (2000) mentionnent un environnement forestier tropical à subtropical pour le Miocène moyen européen. MAI (1995) précise un climat tempéré chaud et humide pour l'« Oenigien » en Suisse et parle d'un environnement forestier à feuillage estivale (15°C, 500 mm/an). BECKER *et al.* (1990) montrent une courbe isotopique faite sur des gyrogonites de charophytes et interprètent une forte chute de la température à partir de la zone MN7/8.

La zone MN4 et peut-être encore le début de la zone MN5 marquent la fin des dépôts de l'OMM (Conglomérats & Grès de l'OMM). Ensuite se mettra en place un système d'abord fluvio-lacustro-saumâtre (Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM, Calcaires lacustres & Marnes de l'OSM ; MN5-6) puis strictement fluvio-lacustre (Calcaires lacustres & Marnes de l'OSM, Vogesenschüttung, Juranagelflüh & Glimmersandschüttung ; MN7-8).

Les argiles montrent une des tendances les plus parlantes de toutes les analyses effectuées. A partir de MN4, juste après la « *Gomphotherium datum* », les environnements reflètent une nette tendance à l'aridification avec un paroxysme marqué au Locle à MN7. Les associations de Rhinocerotidae sont également marquées par un changement. On constate d'abord un renouvellement de la faune. Durant le Langhien et le Serravaliens inférieur, un seul type anatomique est

représenté (formes intermédiaire) qui semble caractériser des environnements plus sélectifs. A partir de MN7 (Montchaibeux), les *Brachypotherium* (formes lourdes et fortement graviportales) apparaissent, laissant entrevoir un retour en force de l'humidité.

L'arrivée de *Brachypotherium* au Montchaibeux coïncide avec le maximum d'aridité enregistré au Locle. Faut-il voir dans cette incompatibilité un changement climatique rapide durant la zone MN7 que la précision biostratigraphique ne parvient pas à localiser ou l'influence de microclimats ? Toujours est-il que le retour d'un environnement moins aride et à couverture végétale plus importante est attesté par les faunes de la Place du Marché (*Brachypotherium* cf. *brachypus* ; MN7/8) et d'Anwil (Gliridae, Sciuridae, *Anchitherium*, *Palaeomeryx*, *Stenofiber*; MN8). DEMARCQ *et al.* (1983) mentionnent une période relativement sèche et un environnement à caractère forestier dans la vallée du Rhône pour les zones MN7/8.

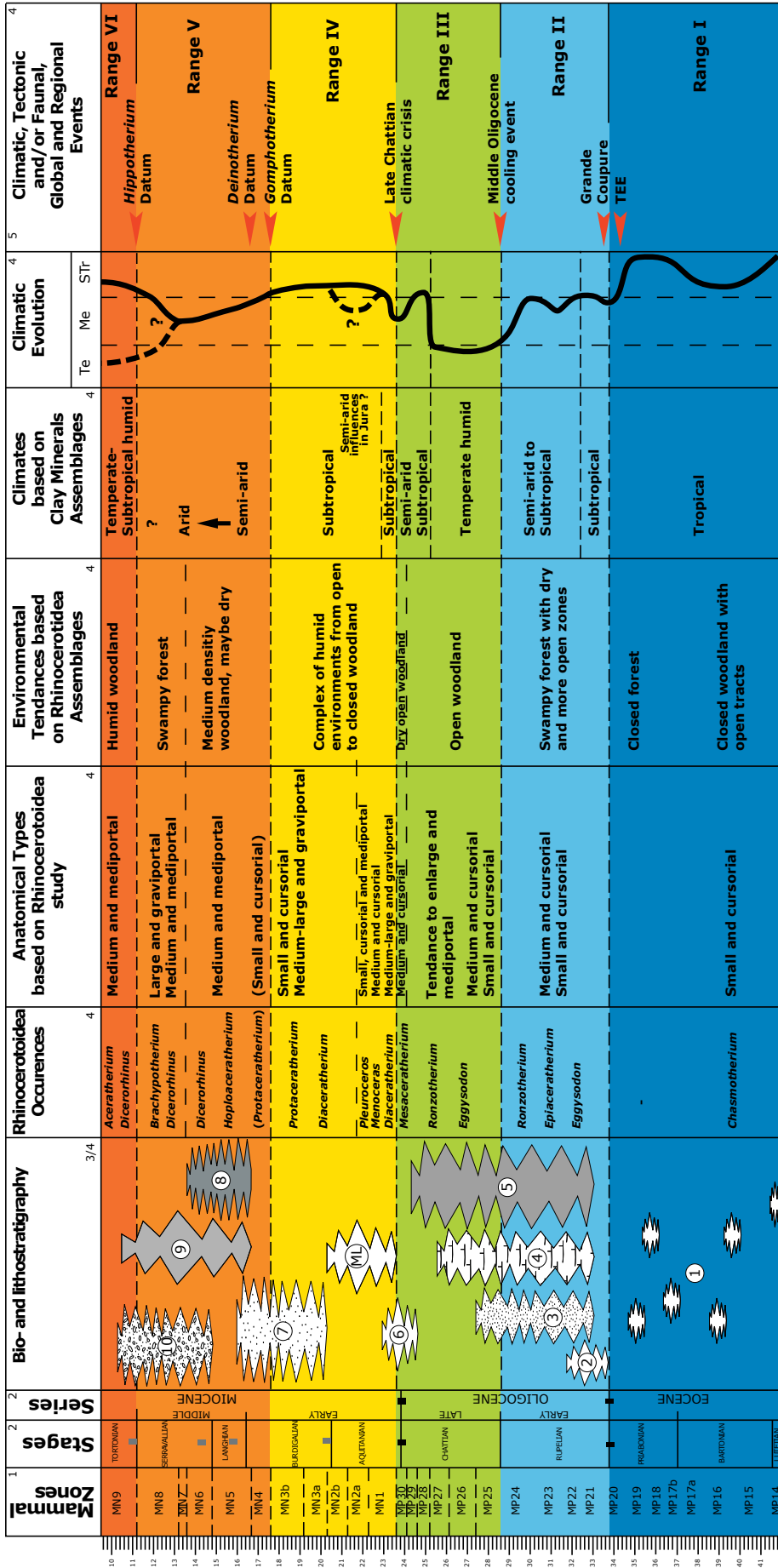
6.6 INTERVALLE VI (BASE DU TORTONIEN ; MN9)

La température connaît une chute drastique au moment de l'« *Hippotherium* Datum » (JANIS, 1989). MAI (1995) continue de parler d'un climat tempéré chaud et humide en Europe, avec un environnement de forêts à feuillage estival (15°C, 500 mm/an). WHYBROW & ANDREWS (2000) mentionnent une détérioration climatique avec une augmentation du contraste saisonnier. Dans la faune à *Hippotherium primigenium* d'Höwenegg (MN9), BERNOR *et al.* (1997) interprètent un environnement forestier mésophytiques sous un climat à saison unique de type tempéré chaud ou subtropical.

Les argiles indiquent un climat humide à contraste saisonnier modéré et à influence subtropicale. Ce changement climatique n'est pas vraiment caractéristique de la zone MN9 puisqu'il avait déjà été amorcé durant la zone MN7/8. DEMARCQ *et al.* (1983) proposent une variation climatique grossièrement synchrone pour la vallée du Rhône.

L'arrivée de nouveaux taxons de Rhinocerotidae (*Aceratherium incisivum*, *Dicerorhinus schleiermacheri*) n'est probablement pas directement liée à une pression climatique. Cependant la nouvelle association faunique avec *Hippotherium primigenium* caractérise un environnement forestier chaud et humide entrecoupé d'étendues herbeuse. Le régime alimentaire herbivore à tendance frugivore supposée de *Dicerorhinus*

schleiermacheri pourrait plaider pour une saisonnalité peu marquée. Dans la zone MN9, il est certain que le caractère aride enregistré dans le Miocène moyen a complètement disparu. Cependant il est difficile d'interpréter le climat, soit avec les argiles soit avec les associations de Rhinocerotidae. Plusieurs indices parlent en faveur d'un léger contraste saisonnier et d'une influence subtropicale. Pourtant un climat chaud et humide ne peut pas vraiment être exclu (Fig. 6-1).



Lithostratigraphic Groups

- ① Vogelsenschichtung, Jura nappes, Jura, Glimmersandschichtung
- ② Calcaires & Marnes, lacustres de l'OSM
- ③ Conglomérats & Grès de l'OSM
- ④ Calcaires déformés
- ⑤ Molasse alsacienne
- ⑥ Saptaranton and Meersand et Calcaires marins
- ⑦ Calcaires inférieurs & Terre jaune
- ⑧ Conglomérats & Conglomérats
- ⑨ Sédiments
- ⑩ Molasse grise de Lausanne

Climates

- Te: Temperate
- Me: Mediterranean
- STR: Sub-Tropical

The bio- chrono- and lithostratigraphy, the paleoecological trends data are compiled from the following authors

- 1: Swiss Mammal Level, correlated with recent biostratigraphic, radiometric and magnetostratigraphic studies from SCHLUNEGGER, F., MATTER, A., & MANGE, M.A. 1993
- 2: BERGGREN, KENT, AUBRY & HARDENBOL 1995
- 3: PICOT (2002)
- 4: this study
- 5: ANTOINE & al., 1997; ANTUNES, 1989; BERGER 1989, 1992; BERNOR & ARMOUR-CHÉLU 1995; CERDENO 1995, 1997; DEMARCO et al., 1983; GOHLICH, 1999; HOOKER 2000; LEGENDRE 1989; TASSY 1989; SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., MATTER, A., ENGESSER, B., & WODDEN, C. 1996
- 6: SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., MATTER, A., ENGESSER, B., & WODDEN, C. 1996
- 7: SCHLUNEGGER, F., MATTER, A., BURBANK, D.W. & KLAPER, E.M. 1997
- 8: KALIN & KEMPF 2002
- 9: BERGGREN, KENT, AUBRY & HARDENBOL 1995
- 10: HARDENBOL, THIERRY, FARLEY, JACQUIN, DE GRACIANSKI & VAIL 1998, in DE GRACIANSKI, HARDENBOL, JACQUIN & VAIL

Fig. 6-1 Synthèse biostratigraphique, paléoclimatique et paléocéologique.

7 – EVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU NÉOGÈNE

La reconstitution paléogéographique du Bassin molassique est une thématique abordée par de nombreux auteurs (TRÜMPY, 1980 ; HOMMEWOOD, 1986 ; KELLER, 1989 ; BOLLIGER, 1992 ; KÄLIN, 1993 ; BERGER, 1996 ; PICOT 2002). Les résultats paléogéographiques présentés dans ce travail seront détaillés dans trois publications en cours de préparation :

BERGER *et al.* (2004a, b) dans le cadre du projet URGENT (Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics)

BECKER *et al.* (2004b) dans le cadre du projet EEDEN (Environments and Ecosystems Dynamics of the Eurasian Neogene)

Nous n'en donnerons ici qu'un résumé.

L'évolution paléogéographique du Néogène jurassien se séquence en 11 intervalles stratigraphiques différents basés sur la synthèse litho- et biostratigraphique présentée dans ce travail (voir **2.4 Synthèse lithostratigraphique**). De par sa position stratégique, la Molasse du Jura permet une mise en relation de différents domaines sédimentaires tertiaires. Les cartes élaborées s'étendent de la Molasse subalpine jusqu'au Bassin de Mayence et sont subdivisées en 14 zones différentes (Fig. 7-1) :

1. **Helvétique et Molasse subalpine** : aujourd'hui plissés et écaillés au front des unités alpines
2. **Molasse du Plateau proximale** : partiellement chevauchée par la Molasse subalpine
3. **Molasse du Plateau distale** : située sur la bordure Sud de la chaîne jurassienne
4. **Le Sud-Ouest de la Molasse du Jura** : synclinaux de Valserine, de la Vallée de Joux, de l'Auberson, du Val de Travers et du Val de Ruz
5. **Le Nord-Ouest de la Molasse du Jura** : synclinaux des Verrières, des Ponts-de-Martel et du Locle – La Chaux-de-Fonds
6. **Le centre-Sud de la Molasse du Jura** : syncli-

naux de Saint-Imier, de Châtillon, d'Orvin, de Perry-Reuchenette, de Montfaucon, de Tramelan-Tavannes-Court, de Welchenröhr-Balstahl, de Sornetan-Bellelay et de Moutier

7. **Le centre-Nord de la Molasse du Jura** : synclinaux de Soulce, de Delémont, de Laufon, de Courgenay-Charmoille, de Bressaucourt-Porrentruy, de Liesberg, de Löwenburg et de Mettembert
8. **L'Est de la Molasse du Jura** : synclinaux de Mümliswil, de Waldenburg, de Hölstein, de Häfelfingen, d'Annwil-Wölfinswil et d'Argovie
9. **Le Sud du Haut Rhin** : Bonfol, Rodersdorf et Altkirch
10. **Centre-Sud du Haut Rhin** : Colmar, Selestat, Erstien et Strasbourg.
11. **Centre-Nord du Haut Rhin** : Haguenau et Pelchelbronn
12. **Nord du Haut Rhin** : Bassin d'Heidelberg
13. **Bassin de Mayence**
14. **Bassin Hanau**

Chaque carte proposée concerne un intervalle stratigraphique et reporte les faciès principaux (deltaïque, fluviatile, lacustre, saumâtre, marin) déterminés à partir des données lithostratigraphiques. Les Fig. 7.2a et b résument la répartition stratigraphique de ces différents faciès dans chaque zone géographique.

7.1 AQUITANIEN INFÉRIEUR (FIG. 7-3)

Cette carte illustre la zone à mammifères MN1 (24.0-22.0Ma).

La Molasse subalpine est déjà partiellement plissée et écaillée. Dès l'Aquitaniens il n'y aura plus de dépôts dans cette zone, les termes les plus jeunes s'y rattachant étant datés du Chattien supérieur en Suisse occidentale à l'Aquitaniens inférieur en Suisse centrale et orientale.

Le Plateau est soumis à une sédimentation essentiellement fluviatile. En position proximale on retrouve

une série de fans alluviaux actifs (Fribourg Schüttung, Thunersee-Honegg Schüttung, Rigi-Rossberg Schüttung et Kronberg-Gäbris Schüttung) toujours drainés vers l'Est (Genferseeschüttung).

Dans la partie médiane du bassin on trouve parfois des niveaux calcaréo-argileux de plus faible énergie (Bois-Genoud, Messen, Rapperswil).

Certains auteurs mentionnent des témoins marins trouvés dans des chenaux gréseux fluviatiles. ALLEN & BASS (1993) proposent un sillon marin au Sud-Ouest de Lausanne marquant une arrivée précoce de l'OMM. D'ailleurs la présence d'une mer aquitanienne est attestée dans la région de Digne (HUGUENEY *et al.*, 1992) et probablement de Dijon (MOIGNARD, 1964).

Dans le Jura centre-Sud, centre-Nord et Est subsistent quelques dépôts lacustres de Calcaires delémontiens (Tramelan-Tavannes, Corban, Brochen Fluh et Waldenburg-Humbel). Sur le premier anticlinal du Jura neuchâtelois (Boudry) persiste encore des dépôts évaporitiques et lacustro-palustres (Marnes et Grès Gris à Gypse et Obere Bunte Mergel).

Le Fossé rhénan connaît une réorientation majeure du champ de contrainte régional dès le début de cette période. L'axe de son centre de dépôt pivote dans le sens inverse des aiguilles d'une montre et se déplace vers le Nord-Est. Une phase principale de subsidence s'installe dans la partie Nord du Haut Rhin, alors que la partie Sud montre un uplift et une mise à l'érosion (SCHUMACHER, 2002). Le Jura semble également affecté par cet uplift et sera également mis à l'érosion probablement dès le niveau Fornant 11.

La partie Nord du Haut Rhin (Haguenau, Pelchelbronn, Bassin d'Heidelberg, Bassin de Mayence et Bassin Hanau) présente une série de dépôts lacustres, saumâtres (Cerithium Schichten) et marins.

7.2 AQUITANIEN SUPÉRIEUR (FIG. 7-4)

Cette carte illustre la zone à mammifères MN2 (22.0-20.5Ma).

Le cadre paléogéographique est assez proche de celui de l'Aquitaniens inférieur. Les mêmes fans alpins sont actifs ainsi que le drainage du Genferseeschüttung. Le sillon marin au SE de Lausanne se précise. Dans la partie médiane du plateau on ne retrouve plus qu'une sédimentation fluviatile (Molasse grise de Lausanne).

Le Jura est essentiellement soumis à l'érosion, tout comme la partie Sud du Haut Rhin (Sud et centre-Sud). Seul subsistent les dépôts lacustres de La Chaux.

Dans la partie Nord du Haut Rhin (Haguenau, Pelchelbronn, Bassin d'Heidelberg, Bassin de Mayence et Bassin Hanau) on retrouve essentiellement les dépôts saumâtres des Cerithium Schichten.

7.3 BURDIGALIEN INFÉRIEUR (FIG. 7-5)

Cette carte illustre la zone à mammifères MN3a (20.5-19.0Ma).

Au Burdigalien inférieur, l'OMM a inondé tout le Plateau suisse. Elle présente essentiellement des faciès gréseux peu profonds dominés par les marées et la houle (Couches de la Singine en Suisse occidentale et Luzernerschichten en Suisse orientale). Elle se relie au Sud-Ouest avec le Bassin rhodanien par un sillon étroit (15km) et vers l'Est elle passe à la Paratéthys. En position proximale on retrouve trois fans principaux (Napf Schüttung, Hoheronen Schüttung et Kronberg-Gäbris Schüttung) présentant des faciès conglomératiques marins vers le Nord et fluviatiles vers le Sud. En Suisse occidentale, le dépôt des conglomérats marins du Gibloux a probablement déjà débuté (Fribourg Schüttung).

Dans le Jura, l'OMM atteint les premiers synclinaux jurassiens du Sud-Est (Le Locle - La Chaux-de-Fonds, Les Ponts-de-Martel, Saint-Imier, Tramelan-Tavannes-Court, Péry-Reuchenette et probablement Moutier).

La partie Sud du Haut Rhin jusqu'au centre-Nord est toujours à l'érosion. Sa partie Nord montre une dominance de dépôts lacustres et fluviatiles, mais on retrouve également quelques faciès saumâtres dans le Bassin de Mayence.

7.4 BURDIGALIEN SUPÉRIEUR (FIG. 7-6)

Cette carte illustre la zone à mammifères MN4 (18.0-17.0Ma).

Au Burdigalien supérieur, la sédimentation marine se poursuit sur tout le Plateau avec le dépôt des Belpberg Schichten en Suisse occidentale et des St.-Galler Schichten en Suisse centrale et orientale.

En position proximale, en plus des trois fans alluviaux (Napf Schüttung, Hoheronen Schüttung et

Pfander Schüttung) déjà actifs durant le Burdigalien inférieur, la Suisse occidentale présente un faciès conglomératique marin (Gibloux, Belpberg) particulièrement riche en Pectinidae (Fribourg Schüttung).

Dans le Jura, l'OMM atteint des régions plus nordiques, notamment le synclinal de Delémont (Glovelier, Mettembert et Corban). En Suisse orientale, l'extension vers le Nord de la mer molassique correspond à la « Klifflinie » (FISCHER, 1965 ; NAEF *et al.*, 1985). A Glovelier (MN4) une côte rocheuse karstifiée piège des sédiments marins et des sédiments continentaux, dont des galets vosgiens. A Corban la transgression inonde dans un premier temps un platier rocheux constitué par les Calcaires delémontiens. Un environnement côtier dominé par un système distributaire de rivières tressées originaire de Vosges (Paleovogesenschüttung) s'installe. Un courant marin-saumâtre Est-Ouest est également suspecté (Paleoglimmersandschüttung). A Sorvilier, Tramelan, Court et Moutier, les mêmes types d'environnements s'observent, mais avec des systèmes distributaires originaires des Alpes. Durant cette même période au Locle, un système deltaïque déjà en place prograde et des apports mixtes locaux, alpins et des Vosges sont suspectés.

Le sillon avec la Téthys s'est maintenant élargi pour atteindre près de 25km entre Annecy et Chambéry.

A l'Est, la liaison entre les faciès molassiques suisses (Conglomérats & Grès de l'OMM) et allemands (Randener Grobkalk, Grimmelfingerschichten, Kirchbergerschichten, Oncophoraschichten) est clairement établie. On observe encore au Nord-Est de la Suisse un puissant chenal marin-saumâtre érosif de direction Est-Ouest (Graupensandrinne). La prolongation de ce chenal semble se marquer plus à l'Ouest sous forme d'un courant marin-saumâtre (Paleoglimmersandschüttung).

Dans les bassins d'Heidelberg et d'Hanau des systèmes fluviaux semblent s'installer.

Cette période coïncide avec une phase marquée du volcanisme du Kaiserstuhl (13-18 Ma) dans le centre-Sud du Haut Rhin (GRANET *et al.*, 2000) et du Vogelsberg dans le Bassin d'Hanau (BERGER, 1996).

7.5 LANGHIEN (FIG. 7-7)

Cette carte illustre la partie supérieure de la zone à mammifères MN5 (16.0-15.0Ma).

L'OMM se retire définitivement du Bassin molassique. La régression s'effectue rapidement en direction de l'Ouest. Sur le Plateau on retrouve une sédimentation strictement fluviale, avec trois fans alluviaux importants (Napf Schüttung, Hörnli Schüttung et Pfander Schüttung). L'influence de ces fans semble exclusivement limitée au Plateau.

Dans le Jura, à Corban le milieu devient d'abord saumâtre puis rapidement strictement continental. On retrouve une vaste plaine d'inondation mal drainée, essentiellement palustre. Des environnements lacustres peuvent également coexister (Vermees, Golat). Plus au Sud, à Tramelan et à Court, le retrait de la mer a laissé place à des environnements lacustres. Au Locle, un environnement palustro-saumâtre s'installe dans l'axe de la vallée. Sur les flancs du synclinal, des cônes de déjections de petites dimensions alimentent le pied des pentes.

Aux Ponts-de Martel un cône de déjection marin ou saumâtre perdure relativement longtemps (Centre sportif, NN5), et passe graduellement à un milieu palustro-lacustre (Le Bied, MN5).

On retrouve les premiers vrais témoins (Vermees, Golat, Sorvilier) de l'axe de drainage Est-Ouest de la Glimmersandschüttung durant cette période.

Dans le Fossé rhénan on ne retrouve plus que de très rares faciès fluviaux (Bassin d'Heidelberg et Bassin d'Hanau).

Les volcanismes du Kaiserstuhl et du Vogelsberg sont actifs (BERGER, 1996 ; GRANET *et al.*, 2000).

7.6 SERRAVALIEN INFÉRIEUR (FIG. 7-8)

Cette carte illustre la zone à mammifères MN6 (15.0-14.0Ma).

La sédimentation conglomératique en provenance des Alpes se réduit peu à peu. Le Plateau est toujours dominé par les trois mêmes fans alluviaux déjà présents au Langhien (Napf Schüttung, Hoheronen Schüttung et Bodensee-Pfander Schüttung).

De nombreux niveaux à bentonite ont été trouvés en Suisse orientale (Urdorf, Wiesstobel, Silthal, Küssnacht, Erlenbach, Bischozzell, Riedhof et Leimbach). Certains de ces niveaux ont pu être datés et montrent des dépôts répartis entre 15.3 et 14.1 Ma (BOLLIGER, 1992). L'origine de ces bentonites semble liée à

l'impact du Nördlinger Ries. BERGER (1996) propose également une influence du volcanisme du Hegau à cause de problèmes chronostratigraphiques. Le Nördlinger Ries est daté d'un âge de 14.7 Ma (GALL, 1989), alors que les deux plus vieux niveaux à bentonite sont datés de 15.2 et 14.9 Ma. Le Kaiserstuhl pourrait aussi être un candidat pour certains de ces niveaux à bentonite, puisqu'il semble actif essentiellement durant le Miocène moyen (18 à 13 Ma ; GRANET *et al.*, 2000 ; KELLER *et al.*, 2002).

De nombreux lacs se développent dans différentes régions du Jura (Tramelan, Locle, Golat, Zeglingen). Au début ces environnements lacustres ne sont pas francs et présentent des dimensions modestes. Ils peuvent passer invariablement à des niveaux palustres ou être entrecoupées par des apports fluviaux du Glimmersandschüttung. Cette dernière draine toujours les sédiments vers l'Ouest. On en retrouve des témoins jusqu'à Sorvilier, plus à l'Ouest sa trace se perd.

Dans le synclinal du Locle – La Chaux-de-Fonds subsistent les derniers dépôts à faciès saumâtre (Criador).

Les Vosges et la Forêt Noire sont en pleine phase d'uplift (LAUBSCHER, 2001). Les premiers Juranagelfluh du Massif de la Forêt Noire sont identifiés (Juranagelfluh des Beckens von Laufen et Basler Juranagelfluh).

Excepté quelques rares dépôts fluviaux dans les bassins d'Heidelberg et d'Hanau, l'ensemble du Haut Rhin continue à être soumis à l'érosion.

Les volcanismes du Kaiserstuhl et du Vogelberg sont encore actifs (BERGER, 1996 ; GRANET *et al.*, 2000).

7.7 SERRAVALIEN MOYEN (FIG. 7-9)

Cette carte illustre les zones à mammifères MN7/8 (14.0-12.5Ma).

Le cadre paléogéographique est assez proche de celui du Serravalien inférieur. La sédimentation conglomératique en provenance des Alpes continue à diminuer. Cependant les trois fans alluviaux alpins (Napf Schüttung, Hoheronen Schüttung et Bodensee-Pfander Schüttung) et le Glimmersandschüttung sont encore actifs.

Dans le Jura, « Le Grand Lac oeningien du Jura neuchâtelois » s'établit (MN7). Ailleurs on observe

encore d'autres faciès lacustres (Anwil) et le développement de toute une série de fans alluviaux issus de la Forêt Noire (Juranagelfluh des Beckens von Laufen, Basler Juranagelfluh, Aargauer Juranagelfluh, Juranagelfluh des Klettgau, Juranagelfluh des Randen) et des Vosges (Vogesenschüttung). Dans le petit synclinal de Montfaucon, un petit cône alluvial local semble se développer, le Juranagelfluh von Montfaucon (KÄLIN, 1993).

Le Haut Rhin continue à être soumis à l'érosion, bien que les quelques dépôts fluviaux des bassins d'Heidelberg et d'Hanau semblent persister.

Cette période coïncide avec le début du volcanisme du Hegau, alors que le Kaiserstuhl est encore actif et qu'au Vogelberg toute activité semble terminée (BERGER, 1996 ; GRANET *et al.*, 2000).

7.8 TORTONIEN INFÉRIEUR (FIG. 7-10)

Cette carte illustre les zones à mammifères MN9 à MN11 (11.0-8.0Ma).

Durant cette période toute trace de sédimentation a disparu sur le Plateau suisse. On ne retrouve plus que quelques rares petits affleurements piégés dans le centre-Nord du Jura (Charmoille, Nebelberg). Seul le cône alluvial du Vogesenschüttung est encore actif.

On retrouve quelques dépôts fluviaux (Dinotheiumsande, Lautersheim Formation) dans le Bassin d'Heidelberg et surtout dans le Bassin de Mayence, alors que dans le Bassin d'Hanau, on retrouve des dépôts lacustres.

Le volcanisme du Kaiserstuhl cesse à son tour toute activité (GRANET *et al.*, 2000). Cependant le volcanisme du Hegau est encore actif et permet de dater la localité de Höwenegg (BERNOR *et al.*, 1997).

7.9 PLIOCÈNE INFÉRIEUR (FIG. 7-11)

Cette carte illustre la zone à mammifères MN14 (5.2-4.2Ma).

On ne retrouve plus que les dépôts des Wanderblöcke dans la partie Nord-Est de la Molasse du Jura. Le Paleo-Aare s'écoule en direction de l'Est et la zone centre-Nord et Nord-Est du Jura est alimentée par des écoulements des Vosges et de la Forêt Noire.

Des faciès fluviaux sont signalés ici et là dans l'ensemble du Haut Rhin.

Le volcanisme du Hegau a cessé toute activité (BERGER, 1996).

7.10 PLIOCÈNE MOYEN (FIG. 7-12)

Cette carte illustre les zones à mammifères MN15-16 (4.2-2.9Ma).

Les Sundgauschotter, présents dans le centre-Nord Jura, présentent une signature alpine liée au changement de bassin versant du Paleo-Aare. Ce dernier s'écoule durant cette période en direction du Fossé de la Bresse. Dans la région de Bonfol on retrouve également les dépôts lacustres locaux de la Weisse Serie.

Dans le Jura neuchâtelois, BOLLIGER *et al.* (1993) signalent le karst de la Vue des Alpes, daté de la zone MN15 par micromammifères.

Des faciès fluviaux sont signalés ici et là dans l'ensemble du Haut Rhin.

7.11 PLIOCÈNE SUPÉRIEUR (FIG. 7-13)

Cette carte illustre la zone à mammifères MN16-17 (2.9-1.8Ma).

BOLLIGER *et al.* (1995) datent le système fluvio-glaciaire des Deckenschotter des Irchels de la zone MN17 par micromammifères.

Le Paleo-Aare change à nouveau de bassin versant. Il rejoint le Rhin (suivant deux directions possibles) qui s'écoule dès lors dans le Fossé rhénan en direction du Nord, empruntant un axe encore en vigueur actuellement.

Des faciès fluviaux sont signalés ici et là dans l'ensemble du Haut Rhin.

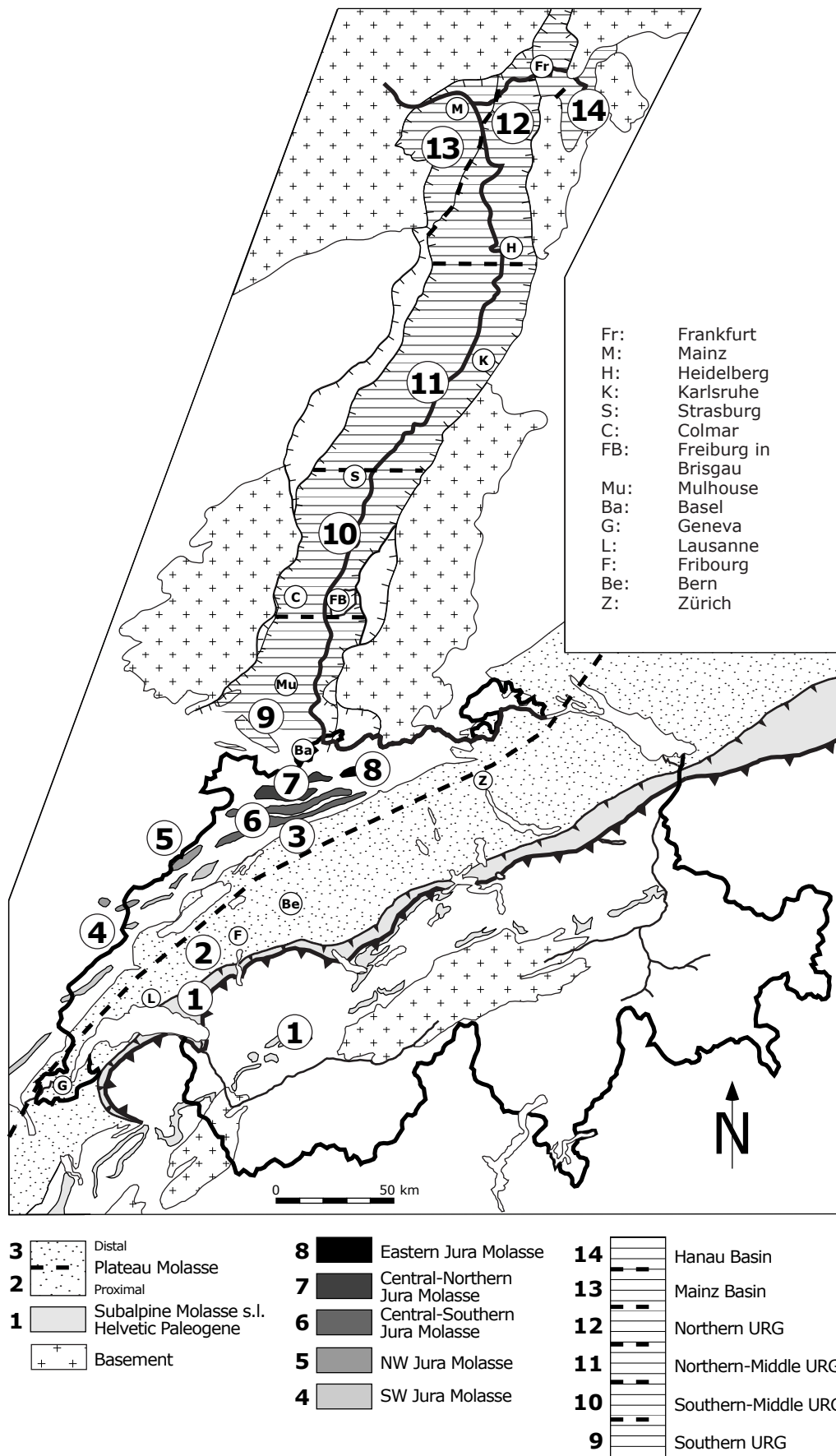


Fig. 7-1 Carte géologique simplifiée.

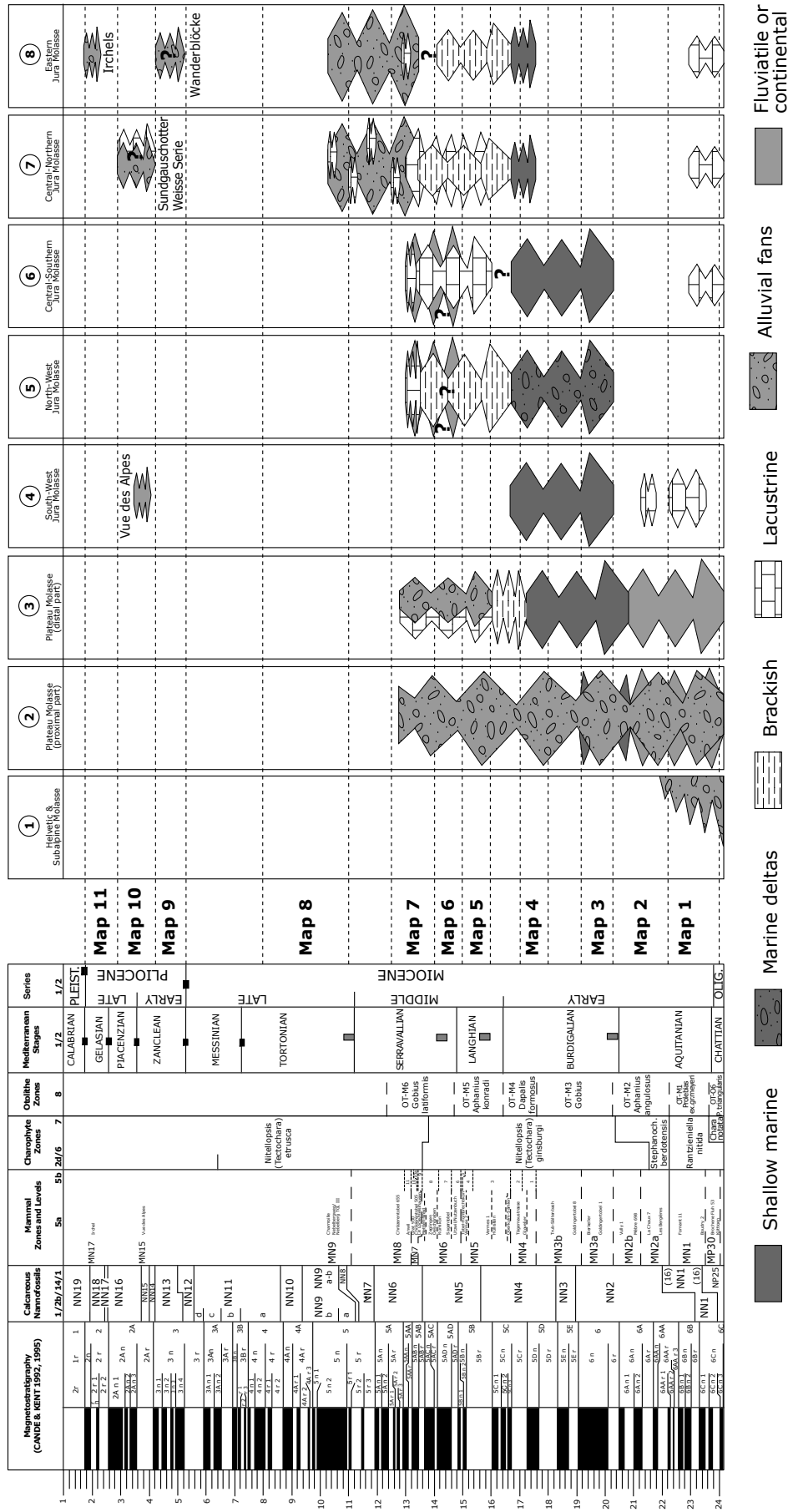


Fig. 7-2a Répartition stratigraphique des principaux lithofaciés pour les reconstitution paléogéographique (Molasse du Plateau et Molasse du Jura).

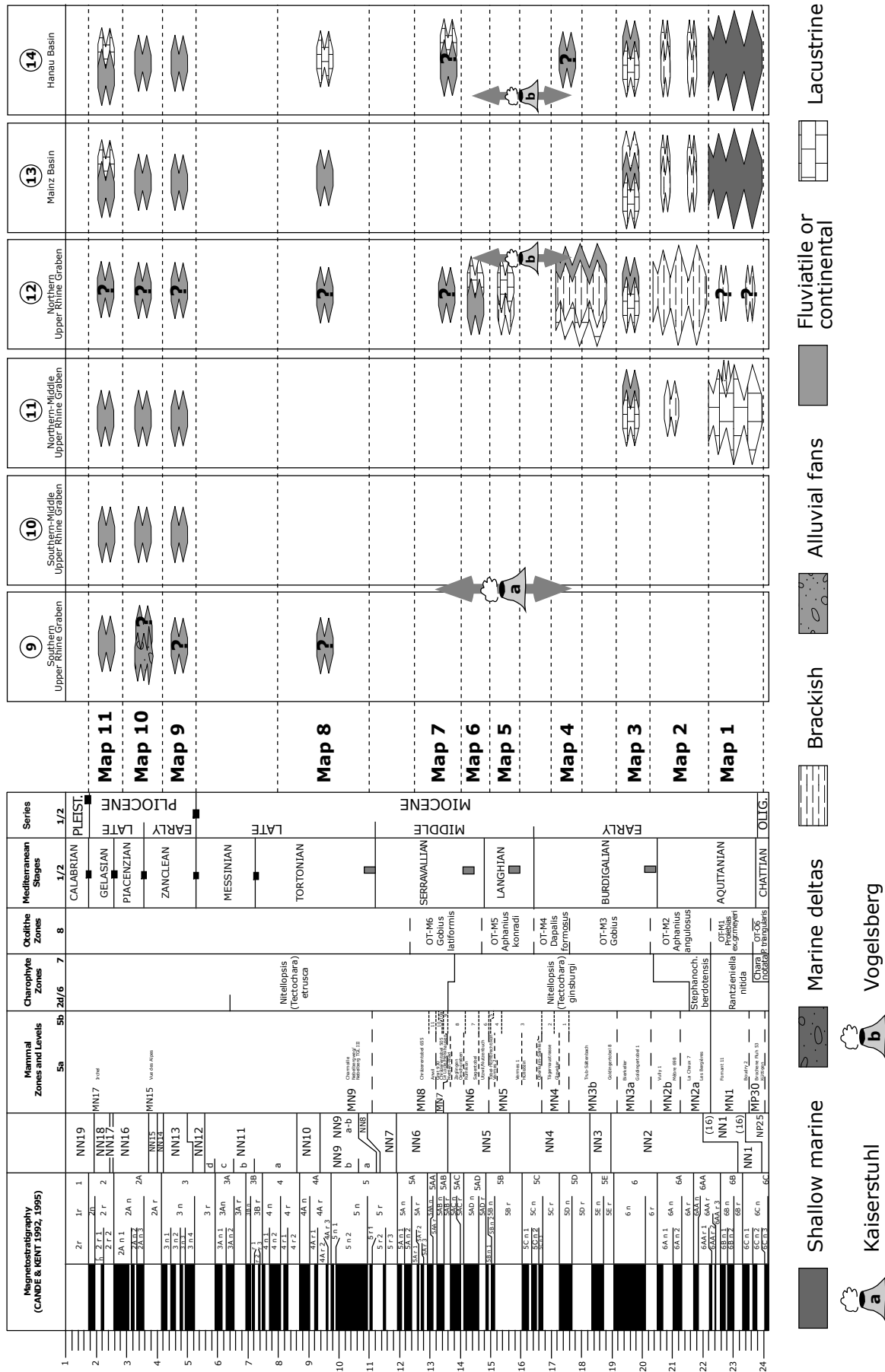


Fig. 7-2b Répartition stratigraphique des principaux lithofaciés pour les reconstitution paléogéographique (Fossé rhénan, Bassin de Mayence et Bassin d'Hanau).

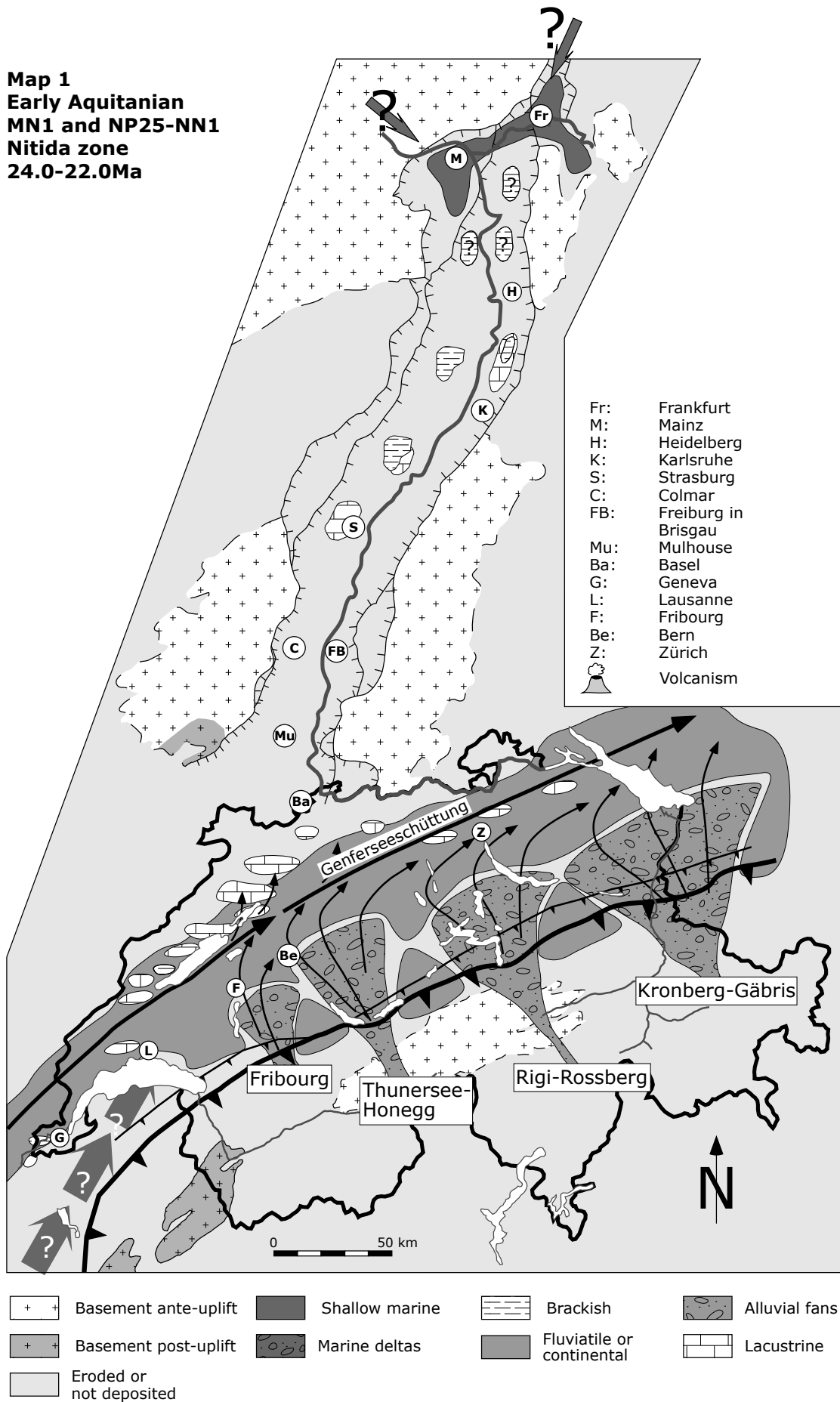


Fig. 7-3 Carte paléogéographique de l'Aquitaniens inférieur.

Map 2
Late Aquitanian
MN2 and NN1-2
Berdotensis Zone
22.0-20.5 Ma

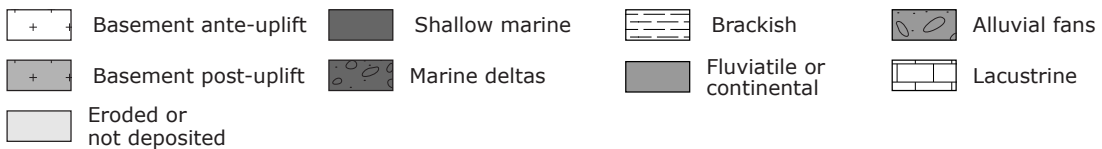
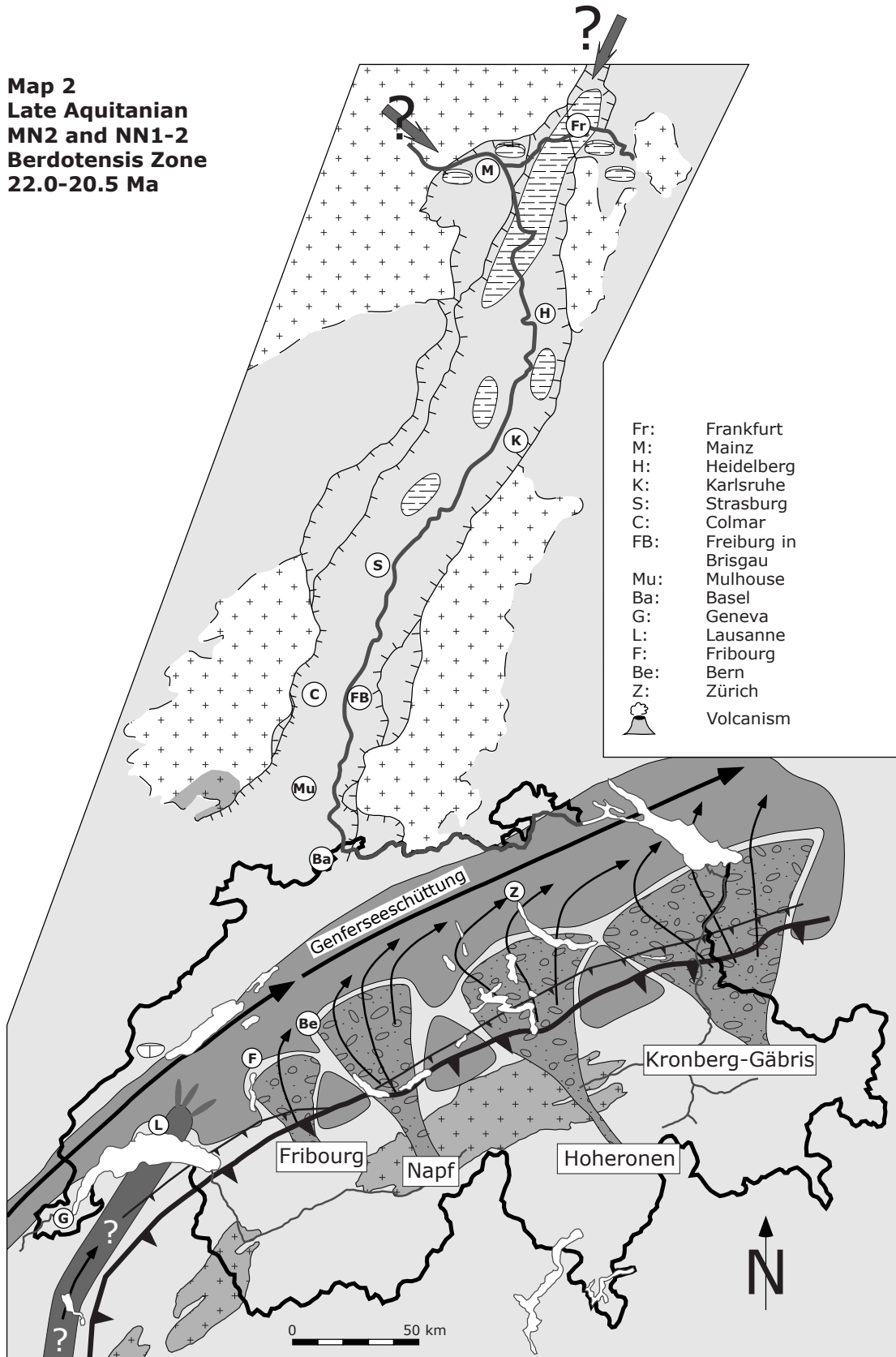
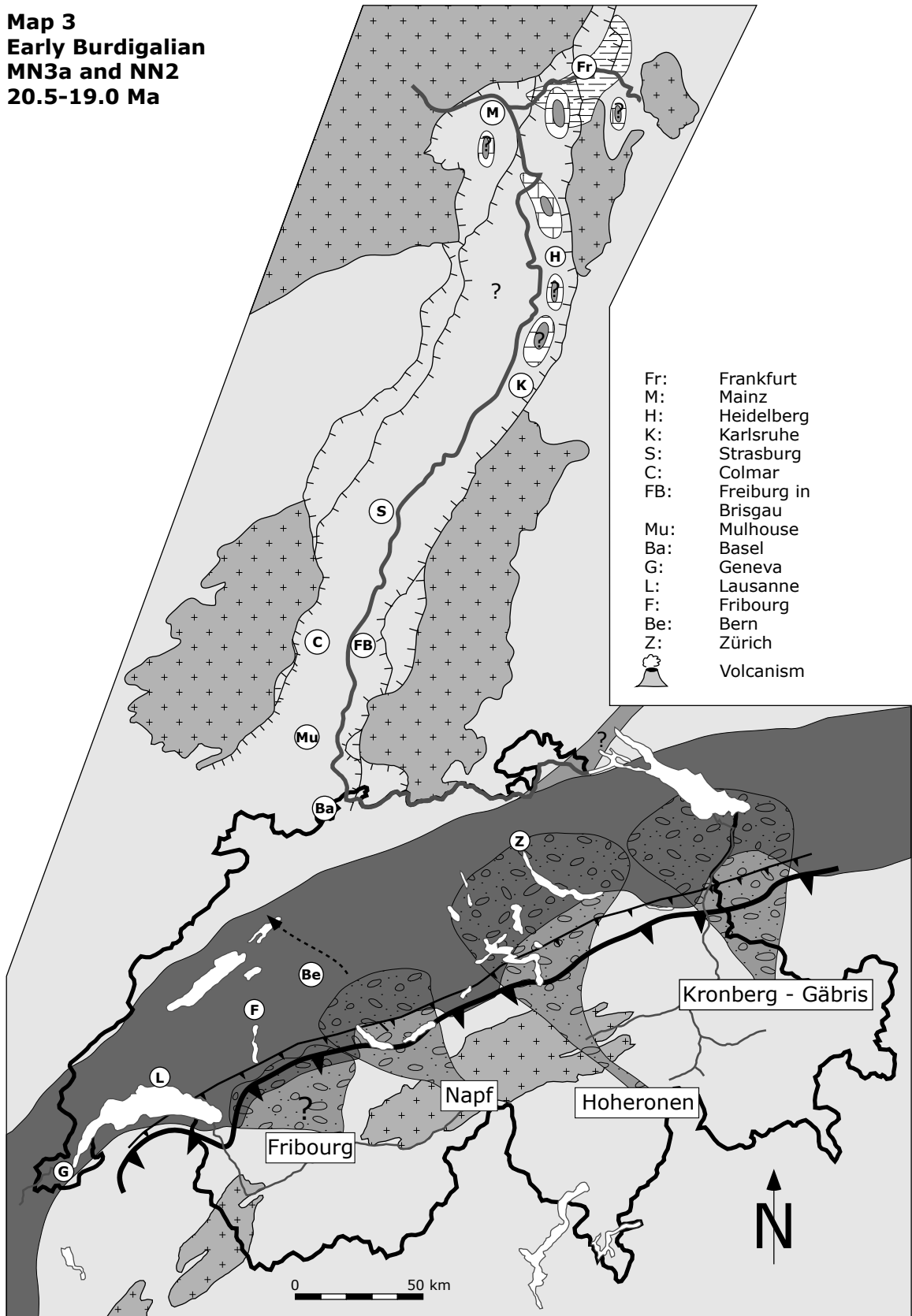


Fig. 7-4 Carte paléogéographique de l'Aquitaniensupérieur.

Map 3
Early Burdigalian
MN3a and NN2
20.5-19.0 Ma



- Fr: Frankfurt
- M: Mainz
- H: Heidelberg
- K: Karlsruhe
- S: Strasbourg
- C: Colmar
- FB: Freiburg in
Brigau
- Mu: Mulhouse
- Ba: Basel
- G: Geneva
- L: Lausanne
- F: Fribourg
- Be: Bern
- Z: Zürich
- Volcanism

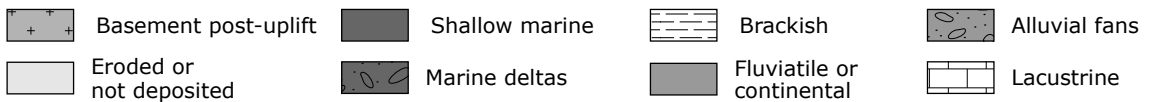


Fig. 7-5 Carte paléogéographique du Burdigalien inférieur.

Map 4
Late Burdigalian
MN4 and NN4
18.0-17.0 Ma

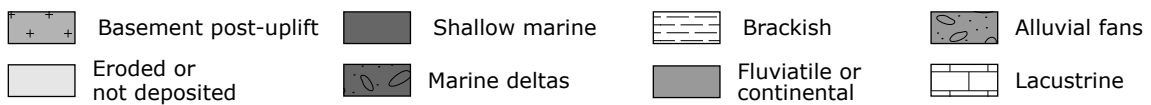
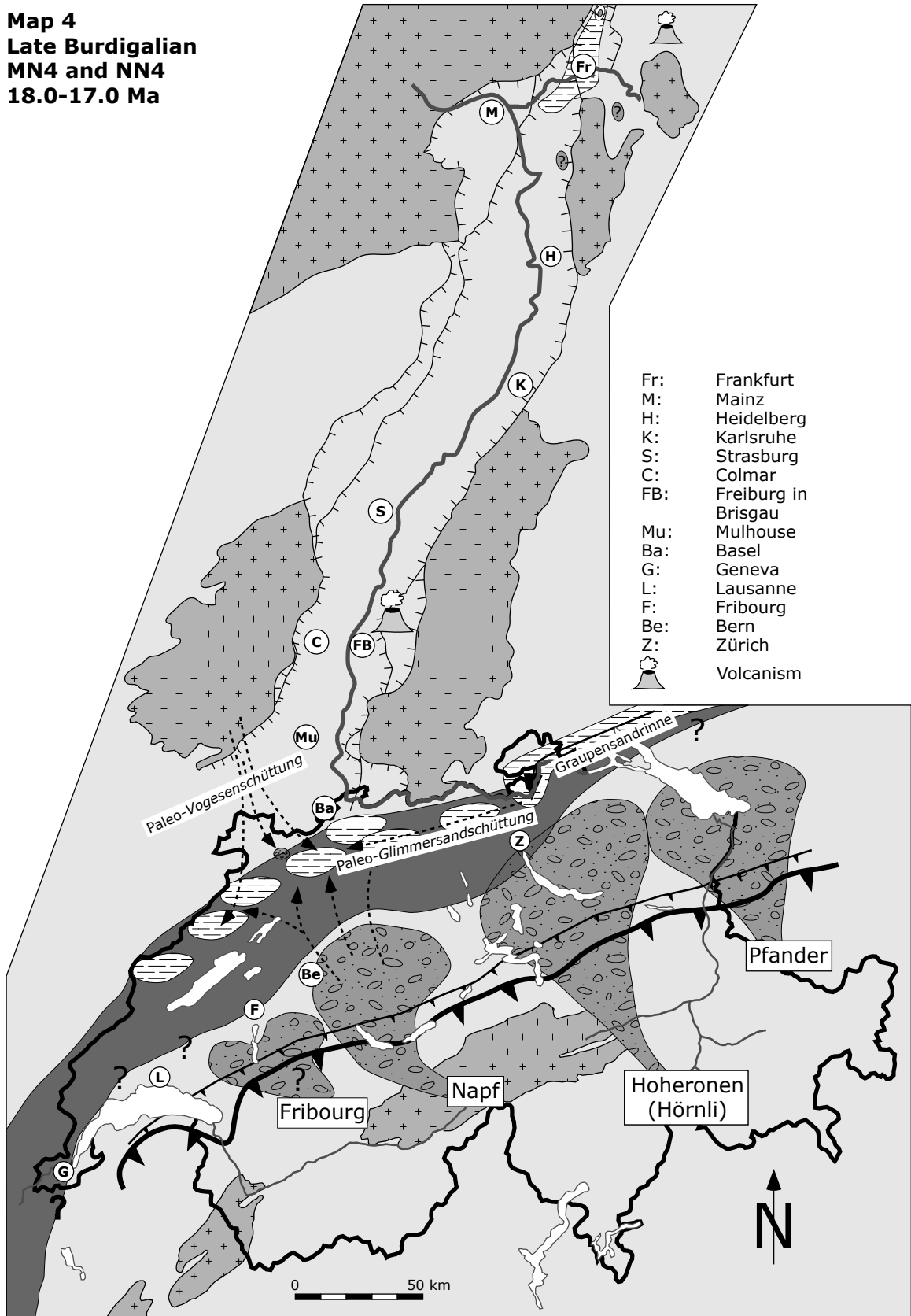


Fig. 7-6 Carte paléogéographique du Burdigalien supérieur.

Map 5
Late Langhian
MN5 and NN5
16.0-15.0 Ma

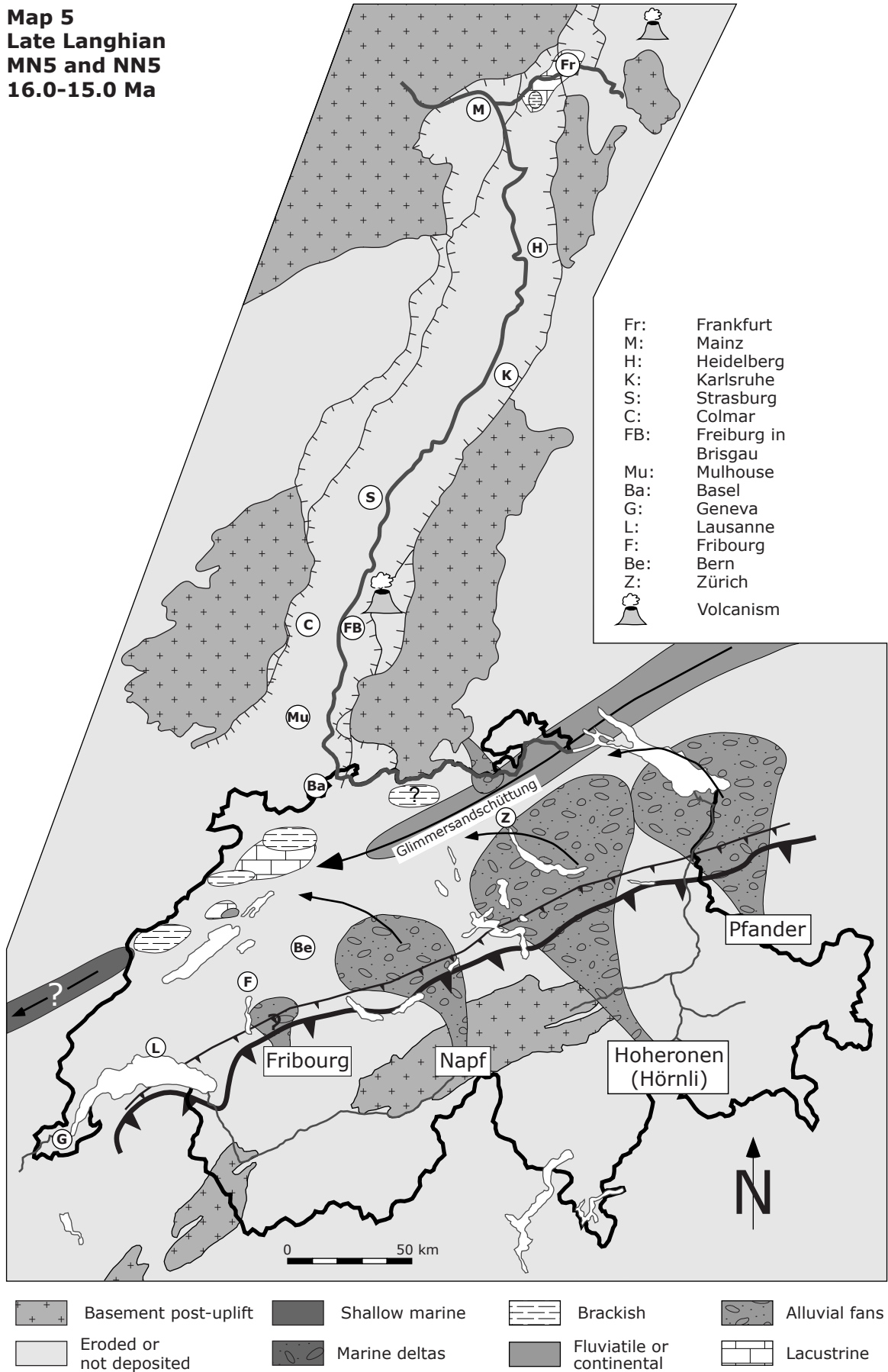
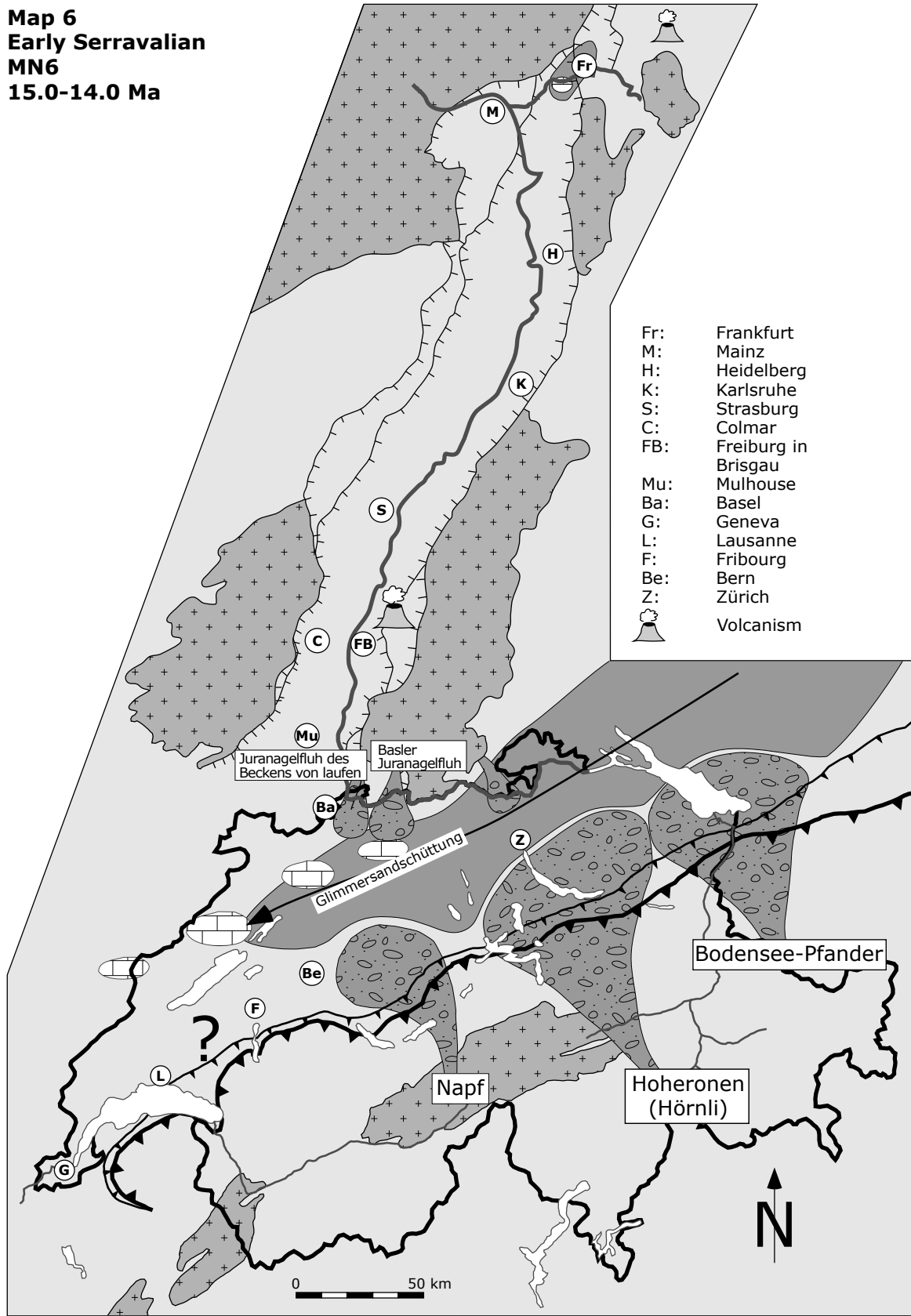


Fig. 7-7 Carte paléogéographique du Langhien.

Map 6
Early Serravalian
MN6
15.0-14.0 Ma



- Fr: Frankfurt
- M: Mainz
- H: Heidelberg
- K: Karlsruhe
- S: Strasburg
- C: Colmar
- FB: Freiburg in
Brisgau
- Mu: Mulhouse
- Ba: Basel
- G: Geneva
- L: Lausanne
- F: Fribourg
- Be: Bern
- Z: Zürich
- Volcanism

- | | | | |
|-------------------------|----------------|---------------------------|---------------|
| Basement post-uplift | Shallow marine | Brackish | Alluvial fans |
| Eroded or not deposited | Marine deltas | Fluviatile or continental | Lacustrine |

Fig. 7-8 Carte paléogéographique du Serravalien inférieur.

Map 7
Middle Serravalian
MN7-8
14.0-12.5 Ma

1. Juranagelfluh von Montfaucon
2. Vogesenschüttung
3. Juranagelfluh des Beckens von laufen
4. Basler Juranagelfluh
5. Aargauer Juranagelfluh
6. Juranagelfluh des Klettgaues
7. Juranagelfluh des Randen

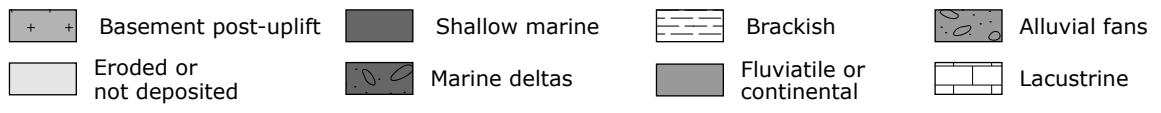
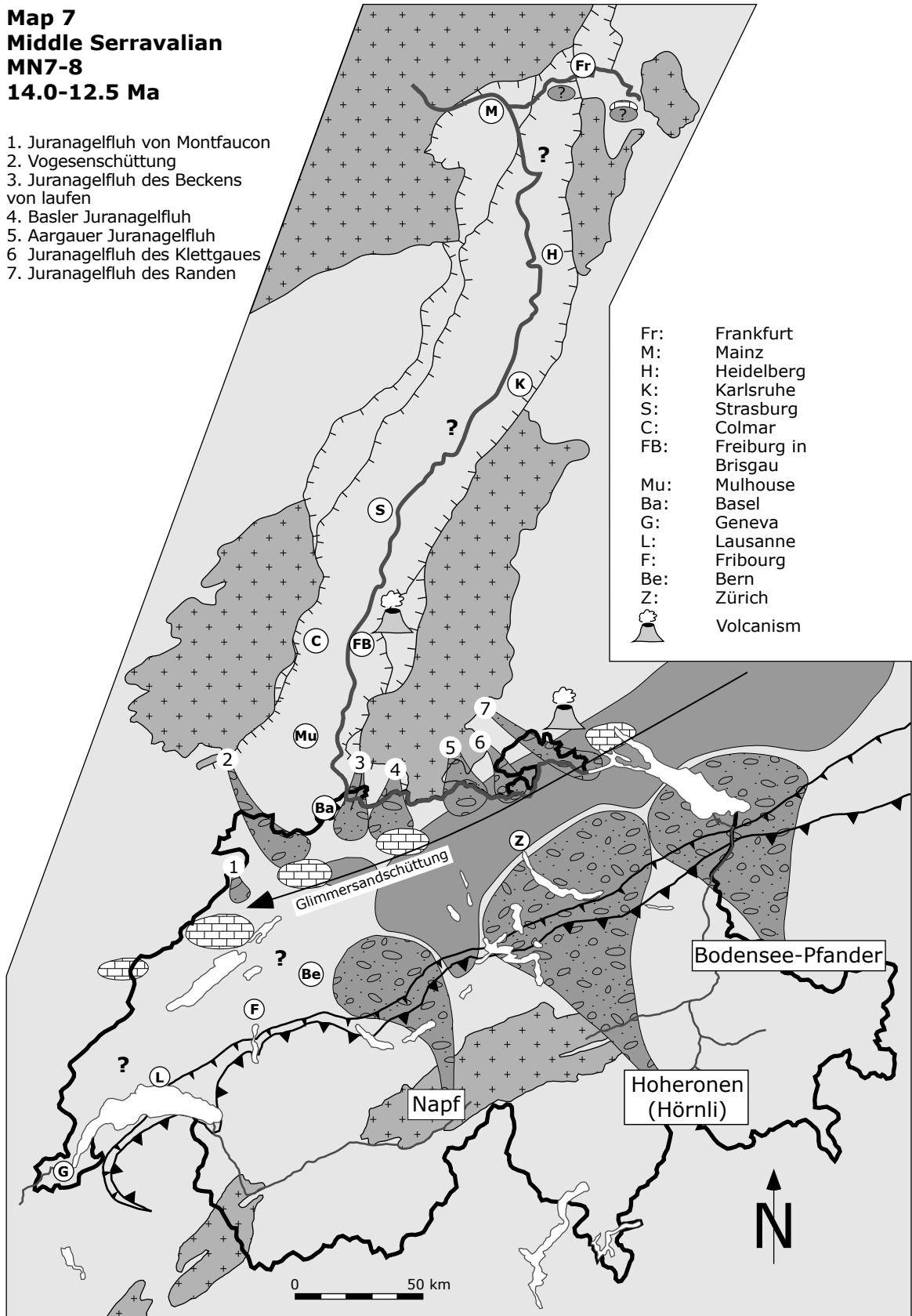
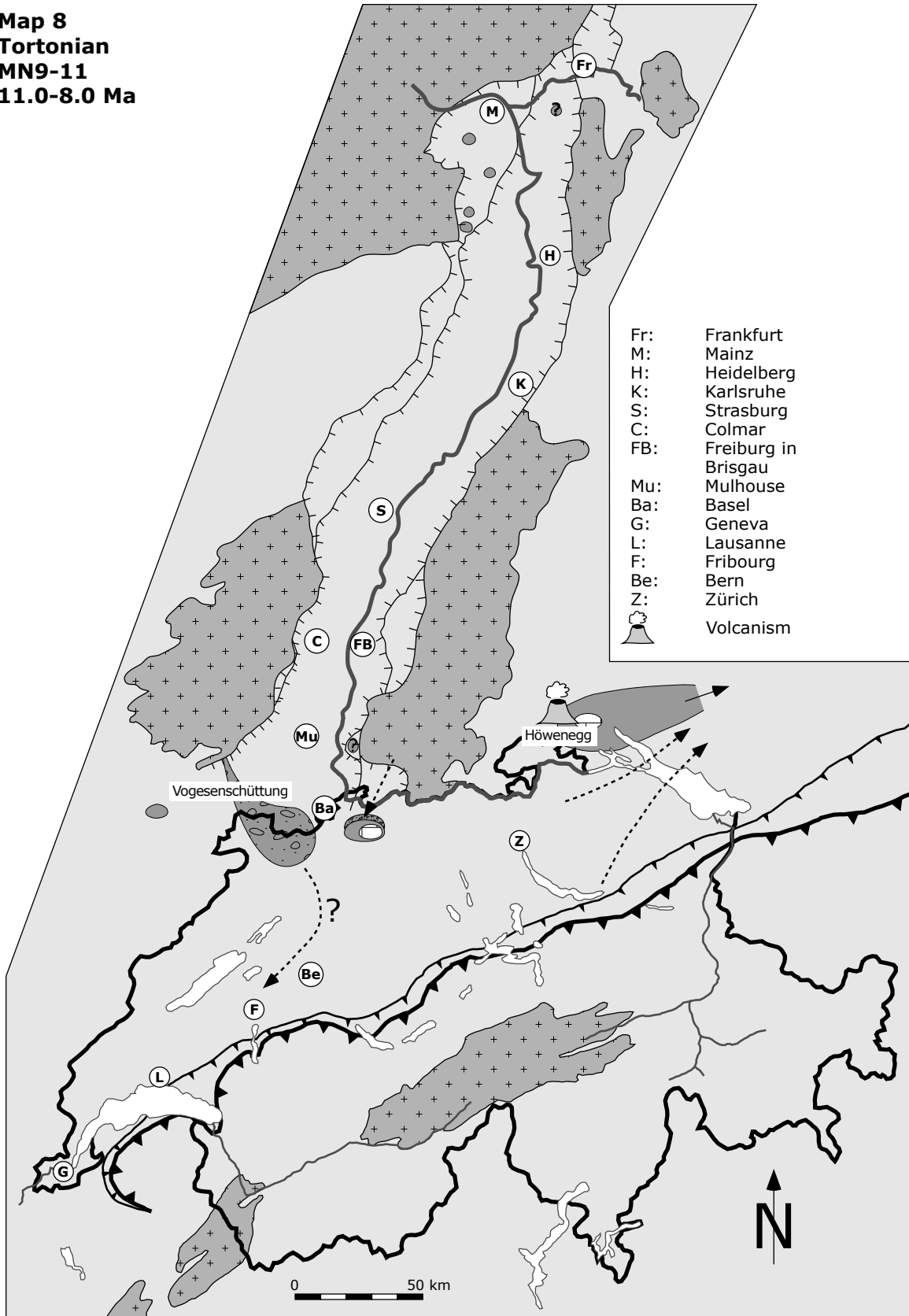


Fig. 7-9 Carte paléogéographique du Serravalien moyen.

Map 8
Tortonian
MN9-11
11.0-8.0 Ma



- Fr: Frankfurt
- M: Mainz
- H: Heidelberg
- K: Karlsruhe
- S: Strasbourg
- C: Colmar
- FB: Freiburg in Brisgau
- Mu: Mulhouse
- Ba: Basel
- G: Geneva
- L: Lausanne
- F: Fribourg
- Be: Bern
- Z: Zürich
- Volcanism

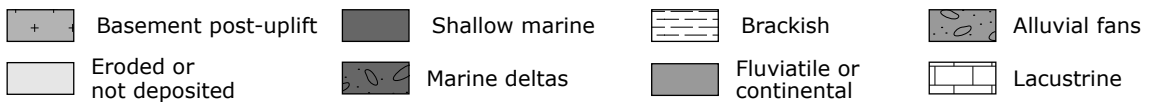


Fig. 7-10 Carte paléogéographique du Tortonien inférieur.

Map 9
Early Pliocene
Early Zanclean
MN14
5.2-4.2 Ma

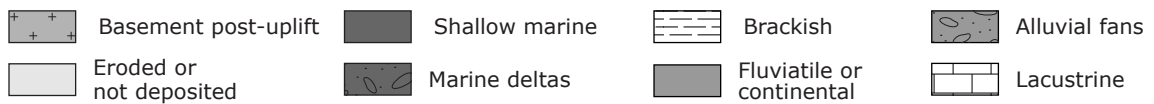
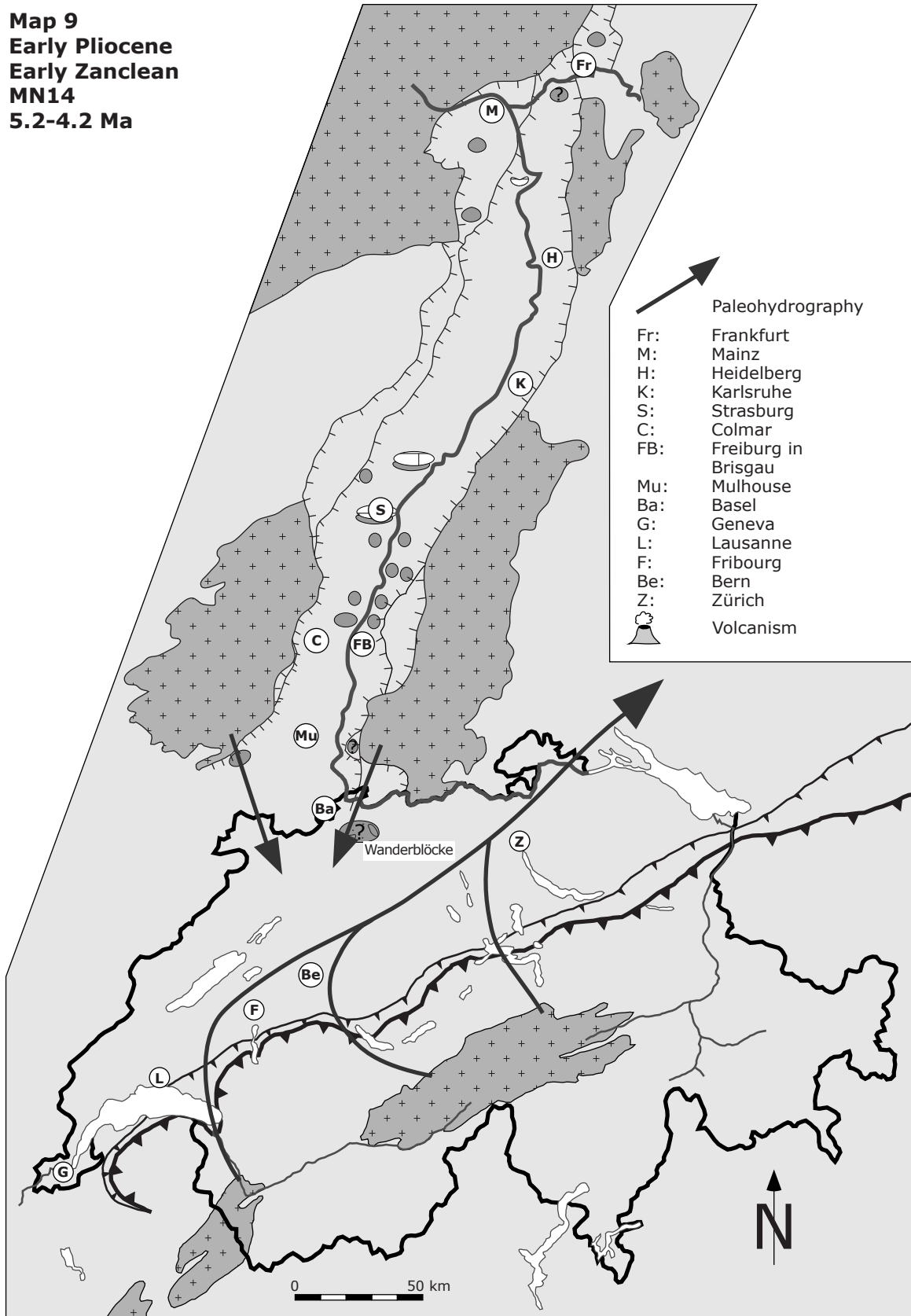


Fig. 7-11 Carte paléogéographique du Pliocène inférieur.

Map 10
Middle Pliocene
Late Zanclean to
Early Piacenzian
MN15-16
4.2-2.9 Ma

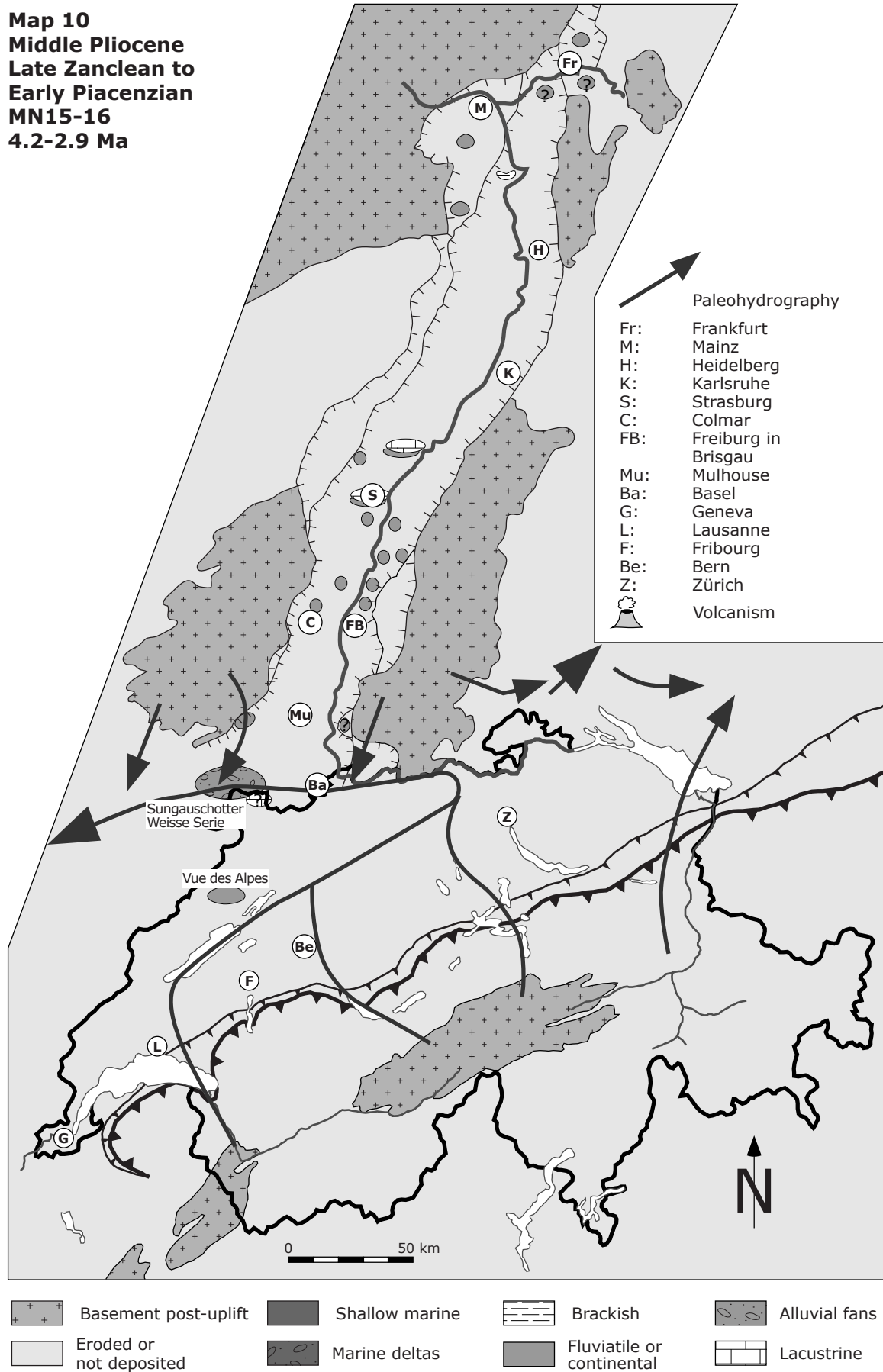


Fig. 7-12 Carte paléogéographique du Pliocène moyen.

Map 11
Late Pliocene
Late Piacenzian to
Early Gelasian
MN16-17
2.9-1.8 Ma

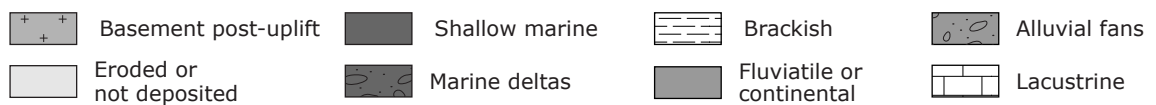
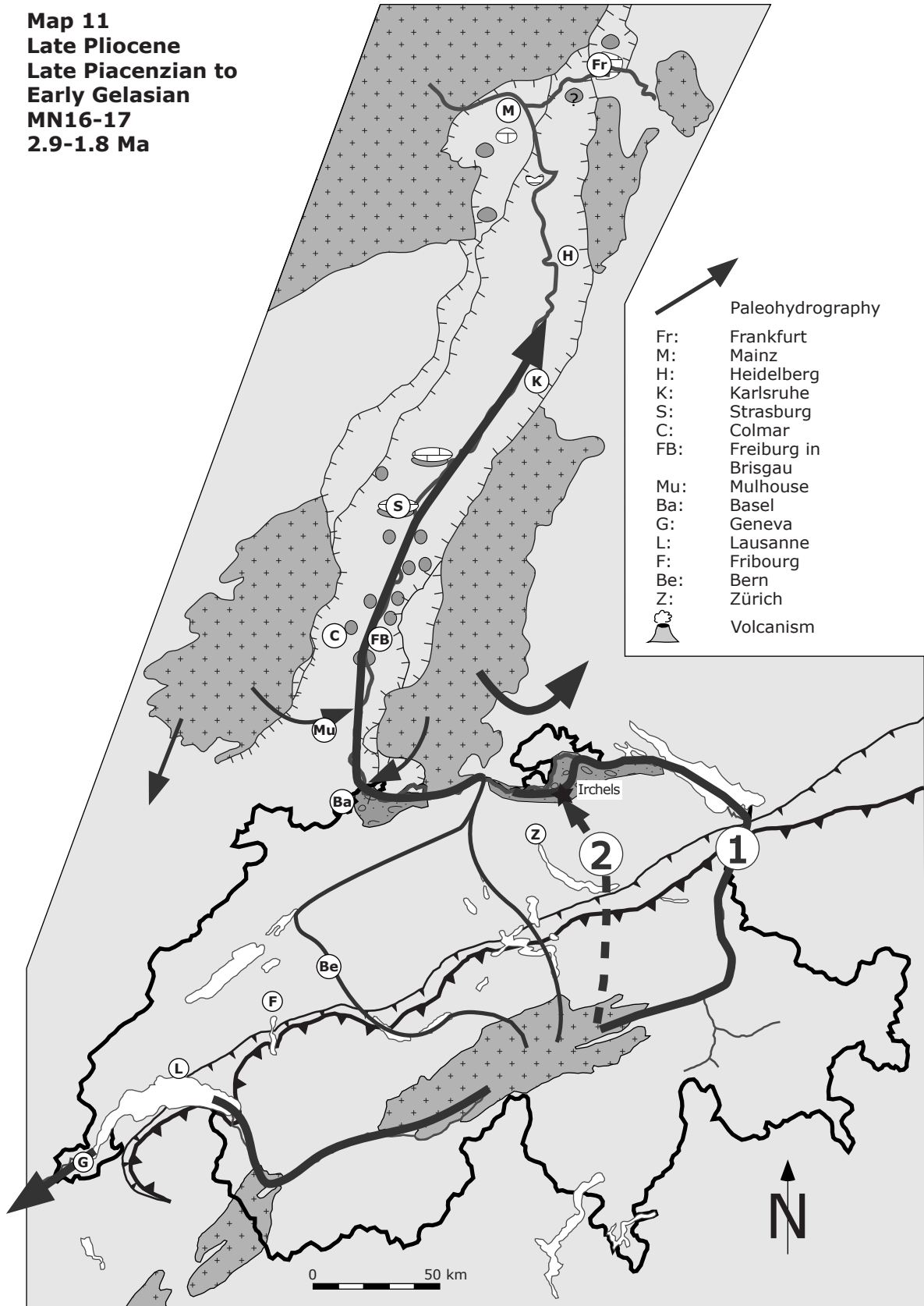


Fig. 7-13 Carte paléogéographique du Pliocène supérieur.

8 – CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La révision détaillée de toute la lithostratigraphie du Tertiaire jurassien a permis de donner un cadre litho- et biostratigraphique des plus précis et surtout une base de travail et d'approche fiable des différents thèmes abordés dans cet ouvrage. La création de groupes lithostratigraphiques, leurs définitions biostratigraphiques et leurs descriptions lithologiques ont mis en évidence la dynamique des systèmes dépositionnels régissant l'évolution de la partie distale du Bassin molassique (Molasse du Jura). L'utilisation de ces groupes s'est révélée être l'outil de base indispensable à toutes les thématiques discutées.

L'étude de nouvelles coupes dans le Néogène jurassien a autorisé quelques précisions quant aux modalités de transgression et régression de l'OMM dans le Jura. Elle a notamment clairement illustré et quantifié la lacune de l'Aquitainien et esquissé dans le temps les migrations du littoral Nord de l'OMM. Les différentes études sédimentologiques et paléontologiques ont permis la reconstitution des systèmes de dépôt contrôlant l'ensemble des paléoenvironnements du Tertiaire jurassien. Elles proposent des modèles pour les systèmes fluviaux et lacustres de l'OSM. Dans le synclinal du Locle - La Chaux-de-Fonds (coupe du Crêt-du-Locle) et de Delémont (affleurements de Corban) le passage des faciès marins strict aux faciès saumâtres et continentaux strict témoignent des dynamiques différentes teintées par un certain diachronisme.

La mise en évidence des dépôts lacustres du Nebelberg ainsi que sa faune mammalienne associée ont révélé pour la première fois en Suisse la présence de *Microtocrictus molassicus*, espèce caractéristique du Tortonien. Les études sédimentologiques de plusieurs affleurements de la Formation du Bois de Raube, en Ajoie et dans la vallée de Delémont précisent les styles fluviaux matérialisant les dépôts inféodés aux grands systèmes de drainage nordiques de l'OSM.

La présentation de deux nouveaux gisements à vertébrés (La Beuchille, Wallenried) propose une méthode d'approche mixte paléontologique sédimentologique donnant une image paléocéologique pour des périodes données de la Molasse du Jura et du Plateau. La faune de La Beuchille (MP23-24) présente notamment des restes d'*Antracotherium* sp. d'un type rare et différents des espèces classiques. Une révision partielle du groupe en Suisse est proposée (BECKER *et al.*, 2003). Wallenried (MN2b) a mis au jour une très jolie faune de petits ruminants primitifs, dont *Friburgomeryx wallenriedensis*, décrit pour la première fois par BECKER *et al.* (2001).

La corrélation des groupes lithostratigraphiques avec les nouvelles données de terrain et les synthèses biostratigraphiques ont permis de raffiner les reconstitutions paléogéographiques. La position stratégique du Jura a autorisé une mise en relation des différents bassins sédimentaires tertiaires à la limite de l'Europe occidentale et centrale (Fossé Rhénan, Bassin molassique suisse, Molasse allemande et Fossé de la Bresse). Les 11 cartes proposées dans ce travail (de l'Aquitainien au Pliocène) ainsi que celles présentées par PICOT (2002) mettent en évidence plusieurs problématiques liées à la géodynamique et aux paléoclimats du Tertiaire européen. Pour le Néogène la lacune sédimentaire de l'Aquitainien est marquée par une influence tectonique claire du Fossé rhénan et des Alpes. La transgression de l'OMM se présente en deux phases successives mettant en évidence un paléorelief jurassien déjà conséquent. La régression et l'établissement des systèmes lacustres soulignent des phénomènes locaux également liés aux paléoreliefs jurassiens. Finalement la surrection des massifs des Vosges et de la Forêt Noire au Miocène moyen et supérieur contrôle les apports et les systèmes fluviaux de l'OSM jusqu'à la fin de l'histoire du Bassin molassique qui se passe exclusivement dans le Jura. Les cartes concernant le Pliocène illustrent les changements de bassin versant du Paleo-Aare et du Paleo-Rhin jusqu'à leur stabilisation dans leur forme actuelle.

Les analyses minéralogiques (minéraux lourds et minéraux argileux) ont mis en évidence des conditions hydrodynamiques, climatiques et géodynamiques contrôlant les systèmes de dépôts du Bassin molassique. L'image climatique qui en découle semble en partie séquencée par des événements globaux ou régionaux. L'évènement tectonique lié au « *Gomphotherium* Datum » est particulièrement bien documenté par l'évolution des cortèges argileux et pourrait avoir amené l'établissement d'un microclimat dans la région du Locle.

La révision des Rhinoceroidea suisses a révélé des associations classiques se corrélant dans leurs grandes lignes avec les macromammifères de la vallée du Rhône. Une synthèse biostratigraphique basée en partie sur les Rhinoceroidea suisses a permis des précisions biostratigraphiques pour plusieurs localités (Bressaucourt, Kleinblauen, Moutier, Rüffi bei Schänis, Engehalden, La Place du Marché, Charmoille). Une révision de toutes les localités jurassiennes à Rhinocerotidae et des localités du Bassin molassique *s.l.* les plus importantes est proposée.

Les analyses paléoécologiques ont mis en évidence une évolution des types anatomiques et caractérisé certaines tendances propres au groupe (augmentation de la masse, tendance à la brachypodie, tendance à l'hypsodontie). Les interprétations paléoenvironnementales montrent un caractère forestier toujours présent, même lors des maxima de pressions climatiques, et l'absence de « vrais prairies » (grassland) durant tous les dépôts de la Molasse.

L'évolution du groupe a montré une image malgré tout très locale, néanmoins rythmée par un contrôle tectonique et/ou climatique régional et/ou global. Elle a permis de mettre en relation ou en confrontation les influences globales et régionales sur le local. Les grands événements biogéographiques (« Grande Coupure », « *Gomphotherium* Datum », « *Hippotherium* Datum ») sont toujours bien marqués. De même, les événements climatiques plus locaux sont caractérisés soit par des adaptations au sein des lignées (tendance au refroidissement de l'Oligocène moyen) ou par des renouvellements fauniques (crise climatique oligo-miocène).

La mise en relation de méthodes bien différentes (minéralogiques et paléontologiques) a permis de valoriser les résultats tout en leur octroyant plus de crédibilité par le jeu des rétrocontrôles. Elle a aussi ouvert la voie à de nombreuses perspectives :

Il faut tout d'abord souligner les nombreux problèmes taxinomiques du groupe des Rhinoceroidea qui pourraient trouver certaines réponses dans les faunes du Bassin molassique suisse. Une révision du *Ronzotherium* de Mümliswil-Hardberg devrait dans un premier temps éclaircir le problème d'évolution anagénétique de la lignée. La localité de Wischberg se révèle être un gisement clé pour la compréhension des taxons du Miocène inférieur. Du reste une étude comparative avec le matériel de Saulcet (MN1, France) semble indispensable pour la connaissance de *Menoceras zitteli* ou du moins pour la confirmation de la présence du genre en Europe. Finalement une révision du matériel de Benken et d'Elgg devrait beaucoup mieux documenter la période post « *Gomphotherium* Datum » en Suisse et donner un outil de contrôle plus fiable aux interprétations minéralogiques.

La faune mammalienne de Charmoille, la plus riche de Suisse, devrait être complètement révisée. Elle permettrait ainsi des études écologiques plus poussées basées sur une communauté et non pas sur un seul groupe (Rhinoceroidea). Une image environnementale et écologique plus précise devrait caractériser la zone MN9 de l'Ajoie. La comparaison de ses résultats avec les études minéralogiques (argiles) et paléontologiques du Nebelberg (en cours) devraient mettre en évidence des phénomènes locaux, mais aussi refléter les environnements et la paléoécologie de la zone MN9 aux frontières du provincialisme d'Europe centrale et d'Europe occidentale. Une attention toute particulière devrait être allouée à l'*Hippotherium primigenium* de Charmoille.

Les comparaisons des évolutions de diversité avec d'autres groupes de mammifères semblent la plus porteuse d'avenir pour l'obtention de résultats. Il s'agirait de comparer les diversités des ruminants contre celles des périssodactyles pour mieux estimer l'évolution des contrastes saisonniers. Un travail sur les micromammifères en comparant les formes forestières (Gliridae, Eomyidae) avec les formes de milieux plus arides (Theridomyidae, Cricetidae) devrait également préciser l'évolution paléoenvironnementale.

Une analyse géochimique sur l'émail des dents de grands mammifères pourrait préciser l'état des connaissances sur la prolifération des graminées et autres herbes abrasives (apparition de plantes C₄).

Un contrôle des analyses des argiles passe obligatoirement par des comparaisons de localités de même âge situées dans des synclinaux différents. Elle

permettrait de mieux différencier les phénomènes locaux, régionaux ou globaux. Une mise en évidence de microclimats pourrait également caractériser certains synclinaux.

Une dernière approche, qui pourrait se révéler des plus prometteuses est encore la palynologie. Cette science peu utilisée dans ce travail devrait pouvoir mieux qualifier et quantifier l'évolution de la couverture végétale. En relation avec le cadre bio- et lithostratigraphique défini actuellement, elle permettrait de donner des images environnementales à chaque groupe lithostratigraphique, d'appréhender les différences entre les synclinaux et finalement de préciser les biotopes liés aux faunes de mammifères.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTENEN, M. A. (1973) : Geologie der Montoz-Kette, unter besonderer Berücksichtigung des Tertiärs in den angrenzenden Mulden von Péry und Tavannes (Berner Jura). – Inaug. Diss. Univ. Bern, 167p.
- ANTOINE, P.-O. (2002) : Phylogénie et évolution des Elasmotheriina (Mammalia, Rhinocerotidae). – Mémoire du Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, t. 188, 359p.
- ANTOINE, P.-O., DURANTHON, F. & TASSY, P. (1997) : L'apport des grands mammifères (Rhinocerotidés, Suoïdés, Proboscidiens) à la connaissance des gisements du Miocène d'Aquitaine. – In : Aguilar, J.-P., Legendre, S. & Michaux, J. (eds) : Actes du Congrès Biochrom'97. – Mémoires et Travaux de l'Ecole pratique des Hautes Etudes, Insitut de Montpellier 21, 581-590.
- ANTUNES (1989) : The Proboscideans Data, Age, and Paleogeography : Evidence from the Miocene of Lisbon. – In : Lindsay, E., Fahlbusch, V. & Mein, P. (eds) : European Neogene Mammal Chronology. – Plenum Press, new York, NATO ASI Series, 253-262.
- ARCHIBALD, J.D.(1998) : Archaic ungulates (« Condylartha »). – In : Janis, C.M., Scott, K.M. & Jacobs, L.L. (eds) : Evolution of Tertiary Mammals of North America, vol. 1, Terrestrial carnivores, ungulates and ungulatelike mammals. – Cambridge Univ. Press, Cambridge, New York, Melbourne, 292-331.
- AUBERT, D. (1975) : L'évolution du relief jurassien. – *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 1-64.
- BAUMBERGER, E. (1915) : Beiträge zur Geologie dr Umgebung von Biel und Grenchen. – *Verh. natf. Ges. Basel*, vol. 26, 109p.
- BAUMBERGER, E. (1923) : Die Transgression des Vindobonien in den Tertiärmulden von Moutier und Balsthal. – *Eclogae Geol. helv.*, 17, 5, 457-466.
- BAUMBERGER, E. (1927) : Die Fauna der Silvanaschichten im Tafeljura der Kantone Baselland und Solothurn. – *Verh. natf. Ges. Basel*, vol. XXXVIII, 147-163.
- BAUMBERGER, E. (1934) : Geologischer Führer des Schweiz. Fasc.I. Die Molasse des Schweizerischen Mittellandes und Jura Gebietes. – *Schweiz. Geol. Ges. Basel*, 57p.
- BAECHLER, J. (2004) : Géotopes du district d'Ajoie et des Franches Montagnes. – Dipl. Uni. Fribourg (in prep.).
- BEAUMONT, G DE, DE CHAMBRIER, A. & WEIDMANN, M. (1984) : Présence d'Eucricetodon (Rodentia) dans la molasse marine du syclinal de Tavannes (Jura bernois). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, vol. 77, p. 73-78.
- BECKER, D. (1996) : Géologie de la région de Cornaux (Jura/NE) et des marnières de Cornaux et Wallenried (USM). – Dipl. Uni. Fribourg (unpublished), 166p.
- BECKER, D., RÖSSNER, G., PICOT, L. & BERGER, J.-P. (2001) : Early Miocene ruminants from Wallenried (USM, Aquitanian/Switzerland) : biostratigraphy and paleoecology. – *Eclogae geol. Hel.* 94/3, 547-564.
- BECKER, D., PICOT, L. & BERGER, J.-P. (2002) -Stable isotopes ($\Delta^{13}\text{C}$ and $\Delta^{18}\text{O}$) on charophyte gyrogonites : example from the Brochene Fluh section (Late oligocene-Early Miocene, Switzerland). – *Geobios* 35, 89-97.
- BECKER, D. & CIVELLI, K. (2002) : Le Tertiaire (Cénozoïque) du Jura le long de laTransjurane : premiers résultats paléontologiques et stratigraphiques. – Rapport d'activités 2001, Paléontologie et Transjurane n° 2, 48p.
- BECKER, D. & F. LAPAIRE (2003) - Le Tertiaire (Cénozoïque) du Jura le long de la Transjurane. – Rapport d'activités 2002, Paléontologie et Transjurane n°3, 52p.
- BECKER, D., LAPAIRE, F., PICOT, L., ENGESSER, B. & BERGER, J.-P. (2004a) : Biostratigraphie et paléoécologie du gisement à vertébrés de La Beuchille (Oligocène, Jura, Suisse). – *Paléobiologie, Genève* (accepted).
- BECKER, D., REICHENBACHER, B. & BERGER, J.-P. (2004b) : Paleogeography of the Swiss Molasse Basin and the Upper Rhine Graben during the HRI 3 (between 17-14 Ma). – In : Steininger, F.F., Eder, J. & Fortelius, M. (eds) : The Middle Miocene Environments and Ecosystem Dynamics of the Eurasian Neogene (EEDEN). – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* (submitted).

- BEHRENSMEYER, A.K., DAMUTH, J.D., DiMICHELE, W.A., POTTS, R., SUES, H.-D. & WING, S.L. (1992) : Terrestrial Ecosystems through Time. Evolutionary Paleocology of Terrestrial Plants and Animals. – The University of Chicago Press, 568p.
- BERGER, J.-P. (1985) : La transgression de la Molasse marine supérieure (OMM) en Suisse occidentale. Münchn. – Geowiss. Abh., Reihe A, 5, 207p.
- BERGER, J.-P. (1989) : Paleogeographic evolution of the Swiss Molasse basin : a short review. – *Geologica carpathica*, 40, 1, 9-16.
- BERGER, J.-P. (1990a) : Le rôle des environnements de dépôt pour les reconstitutions climatiques : les gisements à végétaux de la Molasse Grise de Lausanne (Miocène inférieur, Suisse occidentale). – *Paléobiologie continentale* (Montpellier), vol. XVII, 345-355.
- BERGER, J.-P. (1990b) : Floral changes in the Molasse of Western Switzerland (Oligo-Miocene) : Paleoclimatic implications. - In : Knobloch, E. & Kvacek, Z. (Eds) : Proceedings of the Symposium « Paleofloristic and paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary ». - Geol. Surv. Publ. Prague, 189-194.
- BERGER, J.-P. (1992a) : Paléontologie de la Molasse Suisse occidentale. – Thèse d'habilitation, Univ. Fribourg, 25.5.1992, 600p.
- BERGER, J.-P. (1992b) : Correlative chart of the European Oligocene and Miocene : Application to the Swiss Molasse Basin. - *Eclogae geol. Helv.*, 85/3, 573-609.
- BERGER, J.-P. (1996) : Cartes paléogéographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur-Miocène moyen). – *N. Jb. Min. Geol. Pal. Abh.*, 202, 1, 1-44.
- BERGER, J.-P. (1999) : Redefinition of European Oligo-Miocene Charophyte Biozonation. – *Aust. J. Bot.*, vol. 47, n° 3, 283-296.
- BERGER, J.-P., BECKER, D. & PICOT, L. (2001) : Le Tertiaire du Jura le long du Gazoduc TRG3 : premiers résultats stratigraphiques, paléontologiques et paléogéographiques. – In : Schmaedecke, M. & Jordan P.G. (eds) : Ein Schnitt durch den Jura. Geologische und archäologische Aufschlüsse beim Bau der Transitgasleitung TRG 3. – *Archäologie und Museum*, Band 43, 49-54.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., PICOT, L., STORNI, A., DERER, C. (2004a) : Tertiary stratigraphic chart of the Upper Rhine Graben and the Swiss Molasse Basin. – URGENT (in prep.).
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., SCHÄFER, H. & DERER, C. (2004b) : Paleogeography of the Swiss Molasse basin and the URG from Late Eocene to Pliocene. – URGENT (in prep.).
- BERGERAT, F. (1987) : Stress fields in the european platform at the time of Africa-Eurasia collision. – *Tectonics*, 6 (2), 99-132.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., AUBRY, M.P. & HARDENBOL, J. (1995) : Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. – *SEPM Spec. Publ.*, n° 54, 386p.
- BERNOR, R.L., BRUNET, M., GINSBURG, L., MEIN, P., PICKFORD, M., ROGL, F., SEN, S., STEININGER, F. & THOMAS, H. (1987) : A consideration of some major topics concerning old world Miocene mammalian chronology, migration and paleogeography. – *Geobios*, vol. 20/5, 4331-4339.
- BERNOR, R.L., TOBIEN, H., HAYEK, L.-A.C. & MITTMANN, H.-W. (1997) : *Hippotherium primigenium* (Equidae, Mammalia) from the late Miocene of Höwenegg (Hegau, Germany). – *Andrias* 10, 231p.
- BIGNOT, (1994) : L'énigme des *Microcodium*. – *Bull. trim. Soc. Géol. Normandie et Amies du Musée du Havre* 81(2), 25-45.
- BIRKAÜSER, M. (1925) : Geologie des Kettenjura der Umgebung von Undervelier (Berner Jura). – *Verh. Natf. Ges. Basel*, 36, 233-296.
- BITTERLI-BRUNNER, P. (1945) : Geologie der Blauen und Landskronkette südlich von Basel. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 81.
- BITTERLI-BRUNNER, P., FISCHER, H. & HERZOG, P. (1984) : Notice explicative de la carte d'Arlesheim. – *Atlas géologique de la Suisse*, feuille 88, 1067 Arlesheim, 66p.
- BLAINVILLE, DE, H.M. (1816) : *Prodrome d'une nouvelle distribution systématique du règne animal*. – *Bulletin des Sciences, Société Philomathique de Paris*, Série 3, 3, 105-124.
- BOLLIGER, T. (1992) : Kleinsäugerstratigraphie in der miozänen Hörnlischüttung (Ostschweiz). – *Documenta naturae*, 75, 296p.
- BOLLIGER, T. (1997) : The current knowledge of the biozonation with small mammals in the Upper Freshwater Molasse in Switzerland, especially the Hörnli-Fan. – In : Aguilar, J.-P., Legendre, S. & Michaux, J. (eds) : *Actes du Congrès BiochroM'97*. – *Mémoires et Travaux de l'Ecole pratique des Hautes Etudes, Institut de Montpellier* 21, 501-514.
- BOLLIGER, T., ENGESSER, B. & WEIDMANN, M. (1993) : Première découverte de mammifères pliocènes dans le Jura neuchâtelois. – *Eclogae geol. Hel.* 86, 1031-1068.
- BOLLIGER, T., OLDRICH, F., GRAF, H., G. & KALIN, D. (1996) : Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäufern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – *Eclogae geol. Hel.* 89, 1043-1048.
- BONADUCE, G., CAMPIO, G. & MASOLI, M. (1976) : Distribution of ostracoda in the adriatic sea. - *Publi. Staz.*

- Zool. Napoli, 40, 304p.
- BONIS, L. DE (1973) : Contribution à l'étude des mammifères de l'Aquitainien de l'Agenais: rongeurs, carnivores, périssoctyles. – Mém. Mus. nat. Hist. nat., Paris, NS, C, XXVIII, 192 p., 50 fig., 14 pl.
- BONVALOT, J. (1974) : Les Cailloutis de la Forêt de Chaux (Jura) ; leurs rapport avec els matériaux détritiques de Sundgau et du Nord de la Bresse. – Thèse de doctorat, non publiée, Université de Dijon, 89p.
- BOURQUIN, P. (1946) : Atlas géologique de la Suisse 1/25000. Note explicative des feuille 114 Biaufond, 115 Les Bois, 116 La Ferrière, 17 St-Imier (Feuille 15 de l'Atlas). – Commission géol. Soc. helv. sc. nat. Berne. Berne (Kümmerly & Frei).
- BOURQUIN, P., SUTER, H. & BUXTORF, A. (1946) : Notice explicative, feuille 15 St-Imier de l'Atlas géologique de la Suisse, 1/25000. - Comm. géol. suisse, 56p.
- BOURQUIN, P., BUXTORF, R., FREI, E., LÜTHI, E., MUHLTAHLER, C., RYNAKER, K. & SUTER, H. (1968) : Carte géologique 1144 Val de Ruz au 1 : 25000. – Atlas géologique de la Suisse.
- BRIANZA M., HAUBER L., HOTTINGER L. & MAURER H. (1983) : Die geologischen Resultate der Thermalwasserbohrung von Leymen (Haut-Rhin, Frankreich) südlich von Basel, unter besonder Berücksichtigung der Schwerminerale. – *Eclogae geol. Helv.*, 76/1, 253-279.
- BRUNET, M. (1979) : Les grands mammifères chefs de file de l'immigration oligocène et le problème de la limite Eocène - Oligocène en Europe. – Fondation Singer - Polignac édit., Paris, 281 p., 88 tabl., 19 fig., 16 diagr., XXVIII pl.
- BRUNET, M. & M. VIANEY-LIAUD (1987) : European Reference Levels and Correlation Tables. Mammalian references levels MP21-30. – In : Schmidt-Kittler (ed) : International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene. Mainz February 18th-21st 1987. – *Münchner Geol. Abh. (A)*, 10, 30-31.
- BRUNET, M., DE BONIS, L. & MICHEL, P. (1987) : Les grands Rhinocerotidae de l'Oligocène et du Miocène inférieur d'Europe occidentale : intérêt biostratigraphique. – In : Schmidt-Kittler (ed) : International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene. Mainz February 18th-21st 1987. – *Münchner Geol. Abh. (A)*, 10, 59-66.
- BÜCHI, U. (1957) : Zur Gleiderung der Oberen Süsswassermolasse (OSM) zwischen Bodensee und Reuss. – *Bull. Ver. schwei. Petroleum-Geol. u.-Ing.*, 24/66, 35p.
- BÜCHI, U. (1960) : Zur Stratigraphie der Oberen Süsswassermolasse (OSM) der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.*, 52/2, 449p.
- BURGER, A. & SCHAEER J.-P. (1996) : La vallée du Locle, oasis jurassienne : l'histoire géologique, le paysage, les eaux. – Cahiers de l'Institut neuchâtelois, N.S. 26, 1-246.
- BÜRGISSER, H.M., FURRER, H., HÜNERMANN, K.A. (1983) : Stratigraphie und Säugetierfaunen der mittelmiozänen Fossilfundstellen Hüllistein und Martinsbrünneli (Obere Süsswassermolasse, Nordostschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 76/3, 733-762.
- BUXTORF, A. (1901) : Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N.F. 11.
- BUXTORF, A. & CHRIST, P. (1936) : Erläuterungen zu Atlasblatt 3 des geologische Atlas der Schweiz. – Blätter : 96 Laufen, 97 Bretzwil, 98 Erschwil, 99 Mümliswil. Bern (Kümmerly & Frey).
- BURKITT, J.H. (1995) : Mammals. A World Listing of Living and Extinct Species. Second edition. – Tennessee Departement of Agriculture. Nashville, Tennessee.
- CANDE, S.C. & KENT, D.V. (1992) : A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. – *J. Geophys. Res.*, vol. 97, 13917-13951.
- CANDE, S.C. & KENT, D.V. (1995) : Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale. – *J. Geophys. Rec.*, vol. 100, 6093-6095.
- CAPPETTA, H., GRANIER, J. & LEDOUX, J.-C. (1985) : Deux faunes de Sélaciens du Miocène méditerranéen de France et leur signification bathymétrique. – *C. R. Somm. des scéances de la Soc. géol. France*, fasc. 7, 292-293.
- CARBONEL, P. (1985) : Néogène. – In : Oertli H.J. (ed.) : Atlas des Ostracodes de France (Paleozoïque-actuel). – *Bull. Centres Rech. Explor. Elf-Aquitaine*, 9, 313-335.
- CARBONNEL, G., WEIDMANN, M. & BERGER, J.-P. (1985) : Les ostracodes lacustres et saumâtres de la Molasse de Suisse occidentale. *Rev. Paléobiol.*, 4, 2, 215-251.
- CERDENNO, E. (1992) : Spanish Neogene Rhinoceroses. – *Paleontology*, Vol. 35, Part 2, 297-308.
- CERDENNO, E. (1997) : Diversity and evolutionary trends of the Family Rhinocerotidae (Perissodactyla). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121, 13-34.
- CERDENNO, E. & Nieto, M. (1994) : Changes in Western European Rhinocerotidae related to climatic variations, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 114, 325-338.
- CERNAJSEK, T. (1972) : Zur Palökologie der ostrakodenfaunen am westrand des Wienerbeckens. – *Verh. Geol. Bundesants*, 2, 237-246.
- CHALINE, J. (1984) : La séquence de Rongeurs de Bresse en tant que référence biostratigraphique et paléoclimatique. – *Géologie de la France*, 3, 251-258.
- CHAMELY, H. (1989) : Clay Sedimentology. – Springer-

- Verlag, Berlin, 623p.
- CHOFFAT (1878) : Découverte d'ossements fossiles dans le Nagelfluh de Porrentruy. – Actes de la Société jurassienne d'Emmulation, 1877.
- CLÉMENT, I. (1998) : Géologie de la Région de Delémont (Ju) avec étude particulière de la Molasse et du synclinal molassique de Foradrai. – Dipl. Uni. Fribourg (unpublished), 129p.
- CLÉMENT, I. & BERGER, J.-P. (1999) : Nouvelles données stratigraphiques sur la Molasse du bassin de Delémont et du synclinal de Foradrai (Oligo-Miocène, Jura suisse). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 214, 3, 463-485.
- COLOMBIE, C. (2002) : Sédimentologie, Stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France) : relations plate-forme – bassin et facteurs déterminants. – Thèse Uni. Fribourg, Geofocus, Vol. 4, 198p.
- CORROY, G.C. (1987) : Problems of body-weight estimation in fossil primates. – Int. J. Primatol., 8, 115-137.
- CROCHET, J.-Y. (1978) : Les marsupiaux du Tertiaire d'Europe. – Thèse Univ. Montpellier, inédit.
- CURTIS, C.D. (1990) : Aspects of climatic influence on the clay mineralogy and geochemistry of soils, paleosols and clastic sedimentary rocks. – J. geol. Soc. London, 147, 351-357.
- CUVIER, G. (1825) : Recherches sur les ossements fossiles. 3^e édit., t. III.
- DEMARCO, G. (1979) : Approche de l'évolution thermique au Néogène à partir des invertébrés marins mésogéens. – Geobios, vol. 12/4, 623-627.
- DEMARCO, G., BALLESSIO, R., RAGE, J.C., GUERIN, C., MEIN, P. & MEON, H. (1983) : Données paléoclimatiques du Néogène de la vallée du Rhône (France). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 42, p. 247-272.
- DEPERET, M. (1892) : Note sur la classification et le parallélisme du système Miocène. – Bull. Soc. géol. France, 3^e sér., 20, 145.
- DEPERET, M.Ch. (1904) : Sur les caractères et les affinités du genre *Chasmothorium* Rüttimeyer. – Bull. Soc. géol. de France, 4^{ème} série, t. IV, 567-587.
- DESOR, E. & GRESSLY, A. (1859) : Etude géologique sur le Jura neuchâtelois. – Mém. Soc. neuchâtel. Sci. nat., vol. 4, 159 p.
- DIEBOLD, P. (1960) : Geologie des gebietes von siegfriedblatt Ocourt (Bern Jura). – Matér. Carte géol. suisse, N.S., 111, 60p.
- DIEBOLD, P., LAUBSCHER, H.-P., SCHNEIDER, A. & TSCHOPP, R. (1963) : Carte géologique de 1085 Saint-Ursanne au 1 : 25 000 (feuille 40). Atlas géologique de la Suisse. – Com. géol. Suisse.
- DUCASSE, O. & CAHUZAC, B. (1996) : Evolution de la faune d'ostracodes dans un cadre paléogéographique et interprétation des paléoenvironnements au Langhien en Aquitaine. – Rev. Micropal., 39, 4, 247-260.
- DUCASSE O. & CAHUZAC B. (1997) : Les ostracodes indicateurs des paléoenvironnements au Miocène moyen (Serravalien) en Aquitaine (sud-ouest de la France). – Rev. Micropal., 40, 42, 141-166.
- ECONOMOS, A.C. (1983) : Elastic and/or geometric similarity in mammalian design? – J. theor. Biol., 103, 167-172.
- EISENMANN, V. & GUÉRIN, C. (1984) : Morphologie fonctionnelle et environnement chez les périssodactyles. – Geobios, Mém. spécial n° 8, 69-74.
- ENGESSER, B. (1972) : Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). – Tatsber. natf. Ges. Basel, vol. 18, 37-363.
- ENGESSER, B. (1989) : The Late Tertiary small mammals of the Maremma region (Tuscany, Italy). 2nd part : Muridae and Cricetidae (Rodentia, Mammalia). – Boll. Soc. Paleont. Ital., 28 (2-3), 227-252.
- ENGESSER, B. (1990a) : Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens. Systematik und biostratigraphie. – Mem. Suisses Paléont., 112, 144p.
- ENGESSER, B. (1990b) : A preliminary mammal zonation of the upper marine Molasse of Switzerland. – In : Lindsay, E.H., Fahlbusch, V. & Mein, P. (eds) : European Neogene mammal chronology. – Plenum Press, New York, 177-180.
- ENGESSER, B. & MAYO, A. (1987) : A Biozonation of the Lower freshwater Molasse (Oligocene and Aagenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossils Mammals. – In : Schmidt-kittler, N. (Eds) : International Symposium on mammalian biostratigraphy and paleoecology of the European Paleogene, Mainz, February, 18th-21st 1987. – Münchn. Geowiss. Abh., A, vol. 10, 67-84.
- ENGESSER, B., GINSBURG, L., WEIDMANN, M. & BUCHER, H. (1993) : Les faunes de Mammifères et l'âge de la Molasse grise de Lausanne (Aquitainien). – Bulletin de Géologie Lausanne, n° 321, p. 209-259, 15 fig., 3 tabl., 5 pl.
- ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1997) : A new version of the biozonation of the Lower Freshwater molasse (Oligocene, Aagenian) of the Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. – In : Aguilar, J.-P., Legendre, S. & Michaux, J. (eds) : Actes du Congrès BiochroM'97. – Mémoires et Travaux de l'Ecole pratique des Hautes Etudes, Institut de Montpellier 21, 581-590.
- ERZINGER, E. (1943) : Die Oberflächenformen der Ajoie (Bern Jura). – Mitt. geogr. ethnol. Ges. Basel 5, 1-138.
- ESCARGUEL, G., MARANDAT, B. & LEGENDRE, S. (1997) : Sur l'âge numérique des faunes de mammifères du

- Paléogène d'Europe occidentale, en particulier celle de l'Eocène inférieur et moyen. – In : Aguilar, J.-P., Legendre, S. & Michaux, J. (eds) : Actes du Congrès Biochrom'97. – Mémoires et Travaux de l'Ecole pratique des Hautes Etudes, Insitut de Montpellier 21, 443-460.
- FAVRE, J. (1911) : Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. – *Eclogae geol. Helv.*, vol. 11/4, 369-475.
- FAVRE, J., Bourquin, P. & Stehlin, H.G. (1937) : Etudes sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtelois. – *Mém. suisses Paléont.*, vol. 60, 1-47.
- FAVRE, I. (1998) : Géologie de la région de Tavannes (Jura bernois) avec reconstitution paléogéographique de l'USM. – Dipl. Uni. Fribourg (unpublished), 94p.
- FERRERO, J. (1965) : Dosage des principaux minéraux des roches par diffraction de Rayon X. – Rapport C.F.P. (Bordeaux), inédit.
- FERRERO, J. (1966) : Nouvelle méthode empirique pour le dosage des minéraux par diffraction R.X. – Rapport C.F.P. (Bordeaux), inédit.
- FEJFAR, O., HEINRICH, W.-D. & LINDSAY, E.H. (1997) : Updating the European Neogene rodent biochronology (poster). – In : Aguilar, J.-P., Legendre, S. & Michaux, J. (eds) : Actes du Congrès Biochrom'97. – Mémoires et Travaux de l'Ecole pratique des Hautes Etudes, Insitut de Montpellier 21, 563-565.
- FISCHER, H. (1965a) : Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura (SW Basel) mit einem mikropaläontologischen und einem paläogeographischen Beitrag. – *Mat. Carte géol. Suisse*, 122, 106p.
- FISCHER, H. (1965b) : Notice explicative de la carte de Rodersdorf. – Atlas géologique de la Suisse feuille 49, 1066 Rodersdorf, 24p.
- FISCHER, H. (1969) : Geologischer Ueberblick über den sudlichen Oberrheingraben und seine weitere Umgebung (mit mehrfarbiger Kartenskizze 1 : 500000). – *Regio basiliensis*, 10,1.
- FISCHER, H., Lauber, L. & Wittmann, O. (1971) : Notice explicative de la feuille de Basel. – Atlas géologique de la Suisse, feuille 59, 1047 Basel, 55p.
- FISCHER, M.S. (1989) : Hyracoids, the sister-group of perissodactyls. – In : Prothero, D.R. & Schoch, R.M. (eds) : The Evolution of Perissodactyls. – Clarendon Press, Oxford University Press, New York, Oxford, 37-56.
- FISCHER, M.S. & TASSI, P. (1992) : The Interrelation Between proboscidea, Sirenia, Hyracoidea, and Mesxonia : The Morphological Evidence. – In : Szalay, F.S., Novacek, M.J. & McKenna, M.C. (eds) : Mammal Phylogeny : Placentals. – Springer-Verlag, 217-234. New York.
- FORKERT, E. (1933) : Geologische Beschreibung des Kartengebietes Tramelan im Berner Jura. – *Eclogae Geol. Helv.*, 26/1, 1-41.
- FORTELIUS, M., VAN DER MADE, J. & BERNOR, R.L. (1996) : Middle and Late Miocene Suoidea of Central Europe and the Eastern Mediterranean : Evolution, biogeography, and Paleocology. – In : Bernor R.L., Fahlbusch V. & Mittmann H.-W. (eds) : The evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas. – Columbia University Press, New York, 348-377.
- FREI, H.P. (1979) : Stratigraphische Untersuchungen in der subalpinen Molasse der Nordost-Schweiz zwischen Wägitaler Aa und Urnäsch. – *Mitt. Geol. Inst. ETH-Zürich, N.F.*, n° 233, 217p.
- FRÜCHTBAUER, H. (1964) : Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 57/1, 157-298.
- GAUDANT, J. (1979) : Contribution à l'étude des vertébrés oligocènes de Soulce (Canton du Jura). – *Eclogae Geol. Helv.*, 72/3, 789-809.
- GAWENDA, P. (1999) : Climatic and tectonic controls on turbiditic and pelagic sedimentation in the deep sea : the paleocene-lower eocene zumaia series (northern Spain). – *Diss. ETH. N°13110*, 212p.
- GENTRY, A.W., RÖSSNER, G.E. & HEIZMANN, E.P.J (1999) : Suborder Ruminantia. – In : Rössner, G.E. & Heissig, K. (eds) : Land Mammals of Europe. – Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 225-258.
- GERBER, E. (1932) : Über den Fund eines Rhinocerotiden aus der unteren Süswassermolasse von Langenthal und dessen stratigraphische Stellung. – *Eclogae geol. Helv.*, vol. 25/2, 274-275.
- GERBER, E. (1936) : Über einen zweiten Rhinocerotiden-Fund aus der unteren Süswassermolasse von Langenthal. – *Eclogae geol. Helv.*, vol. 29/2, 580.
- GINSBURG, L. (1974) : Les rhinocerotidés du Miocène de Sansan (Gers). – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, sér. D*, t. 278, 597-600, 1 fig.
- GINSBURG, L. (1999) : ORDER CARNIVORA. – IN : RÖSSNER, G.E. & HEISSIG, K. (EDS) : Land Mammals of Europe. – Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 109-149.
- GINSBURG, L. & GUÉRIN, C. (1979) : Sur l'origine et l'extension stratigraphique du petit Rhinocerotidé miocène *Aceratherium* (*Alicornops*) *simorreense* (Lartet 1851), nov. subgen. – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, fasc. 3, p. 114-116, 1 fig.
- GINSBURG, L., HUIN, J. & LOCHER, J.-P. (1981) : Les Rhinocerotidae (*Perrisodactyla*, Mammalia) du Miocène inférieure des Beilleaux à Savigné-sur-Lathan (Indre-et-Loire). – *Bull. Mus. nantn. Hist. nat.*, Paris, 4^e série, 3, section C, n° 4, 345-361.
- GINSBURG, L. & HEISSIG, K. (1989) : *Hoploaceratherium*, n. gen., a new generic name for « *Aceratherium* » *tetradactylum*. – In : Prothero, D.R. & Schoch, R.M.

- (eds) : The Evolution of Perissodactyls. – Clarendon Press, Oxford University Press, New York, Oxford, 418-421.
- GÖHLICH, U.B. (1999) : Order Proboscidea. – In : Rössner, G.E. & Heissig, K. (eds) : Land Mammals of Europe. – Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 257-268.
- GRANET, M., JUDENHERC, S. ET SOURIAU, A. (2000) : Des images du système lithosphère-asthénosphère sous la France et leurs implications géodynamiques : l'apport de la tomographie télésismique et de l'anisotropie sismique. – Bulletin de la Société Géologique de France, 149-167.
- GREGOR, H.J. (1978) : Die Miozänen Frucht- und Samen-Floren der Oberpfäzer Braunkohle. I. Funde aus den sandigen zwischen Mitteln. – Palaeontographica, B, 167, 8-103.
- GREPPIN, J.B. (1855) : Notes géologiques sur les terrains modernes, quaternaires et tertiaires du Jura bernois et en particulier du Val de Delémont. Compléments aux notes géologiques. – Neue Denkschriften d. Schweiz. Nat. Ges., 14, 52p.
- GREPPIN, J.B. (1859) : Observations géologiques sur le Jura bernois. – Verh. schweiz. natf. Ges. 43 (1858), 174p.
- GREPPIN, J.B. (1867) : Essai géologique sur le Jura suisse. – Delémont (Librairie Georg. Bâle).
- GREPPIN, J.B. (1870) : Description géologique du Jura bernois et quelques districts adjacents. – Mat. Carte. Géol. Suisse, 8, 154p.
- GREPPIN, J.B. (1874) : Une station du Mastodon angustidens dans le Jura bernois. – Tribune du Peuple, Delémont, août 1974, 213p.
- GREPPIN, E. (1908) : Geologische Karte des Blauenberges südlich Basel au 1 : 25 000. – Cartes spéciales n°49.
- GROVES, C. & GUÉRIN, C. (1980) : Le *Rhinoceros sondaicus annamiticus* (Mammalia, Perissodactyla) d'Indochine : distinction taxonomique et anatomique, relations phylétiques. – Geobios 13(2), 199-208.
- GROSS, M. (2002) : Mittelmiozäne ostracoden aus dem wiener Becken (Badenium / Sarmatium, Österreich). – Thes. Univ. Graz. (Autriche), 343p.
- GÜBLER, T., MEIER, M. & OBERLI, F. (1992) : Bentonites as time markers for sedimentation of the Upper Freshwater Molasse: geological observations corroborated by high-resolution single-zircon U-Pb ages. – Abstr. 172e Ass. ann. ASSN, Bâle 1992, Soc. géol. suisse, 12.
- GUÉRIN, C. (1980) : Les rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur en Europe occidentale. Comparaison avec les espèces actuelles. Docum. – Lab. Géol. Lyon, n° 79, 3 fasc., 1185p., 115 fig., 161 tabl., 21 pl.
- GUERIN, C. & PATOU-MATHIS, M. (1996) : Les grands mammifères Plio-pléistocènes d'Europe. – Masson, Paris, Milan, Barcelone, 191p.
- GUÉRIN, C. (2000) : The Neogene Rhinoceroses of Namibia. – Palaeontologia africana, 36, 119-138, 9 fig., 13 tabl.
- GÜMBEL, C.W. (1961) : Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebietes und seines Vorlandes (Bd.1). – Gotha.
- GUTZWILLER, A. (1890) : Beitrag zur der Kenntnis der Tertiärbildungen der Umgebung von Basel. – Verh. natf. Ges. Basel, 9, 1, 182p.
- GUTZWILLER, A. & GREPPIN, E. (1915) : Geologische Karte von Basel. 1 : 25 000. – Cartes spéciales n°77.
- HABICHT, J.K.A. (1987) : Lexique stratigraphique international, Plateau suisse, Molasse, vol. I, fasc. 7b. – Comm. géol. Suisse, 528 p.
- HANSON, C.B. (1989) : *Teletaceras radinskyi*, a new primitive rhinocerotid from the late Eocene Clarno Formation, Oregon. – In : Prothero, D.R. & Schoch, R.M. (eds.) : The Evolution of Perissodactyls. – Clarendon Press, Oxford University Press, New York, Oxford, 379-398.
- HANTKE, R. (1984) : Die Fächerpalmreste aus der Molasse der Schweiz und ihrer nordöstlichen Grenzgebiete sowie ihr paläoklimatischer Aussagewert. – Diss. Bot., Festschrift Welten, vol. 72, 137-175.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., GRACIANSKY DE, P.C. & VAIL, P.R. (1998) Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. – In : Graciansky de, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., & Vail, P.R. (eds) : Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – SEPM Spec. Publ., n° 60, 3-13.
- HARTENBERGER, J.-L. (1973) : Etude systématique des Theridomyoidea (Rodentia) de l'Eocène supérieur. – Mém. Soc. géol. France (N.S.) 52, 1-76.
- HAUS, H. (1935) : Über alte Erosionserscheinungen am Südrand der miocaenen Nagelfluh des oberen Emmentales und deren Bedeutung für die Tektonik des Alpenrandes. – Eclogae geol. Hel., 28/2, 667-677.
- HEISSIG, K. (1969) : Die Rhinocerotidae (Mammalia) aus der oberoligozänen Spaltenfüllung von Gaimersheim bei Ingolstadt in Bayern und ihre phylogenetische Stellung. – Bayer. Akad. Wissens. Abh., München, NF 138, 133 p., 24 fig., 34 tabl. 5 pl.
- HEISSIG, K. (1972) : Paläontologische und geologische Untersuchungen im Tertiär von Pakistan 5., Rhinocerotidae (Mamm.) aus den unteren und mittleren Siwalik-Schichten. – Bayer. Akad. Wissens. Abh., München, NF 152, 112 p., 3 fig., 41 tabl., 25 pl.
- HEISSIG, K. (1976) : Rhinocerotidae (Mammalia) aus der Anchitherium-Fauna Anatoliens. – Geol. Jb, B19, 3-121.

- HEISSIG, K. (1989) : The Rhinocerotidae. – In : Prothero, D.R. & Schoch, R.M. (eds) : The Evolution of Perissodactyls. – Clarendon Press, Oxford University Press, New York, Oxford, 399-417.
- HEISSIG, K. (1996) : The stratigraphical range of fossil rhinoceroses in the Late Neogene of Europe and the Eastern Mediterranean. – In : Bernor, R.L., Fahlbusch, V. & Mittmann, H.-W. (eds) : The Evolution of Western Eurasian Neogene mammal Faunas. – Columbia University Press, New York, 339-347.
- HEISSIG, K. (1997) : Mammal faunas intermediate between the reference faunas of MN4 and MN6 from the Upper Freshwater Molasse of Bavaria. – In : Aguilar, J.-P., Legendre, S. & Michaux, J. (eds) : Actes du Congrès Biochrom'97. – Mémoires et Travaux de l'Ecole pratique des Hautes Etudes, Institut de Montpellier 21, 537-546.
- HEISSIG, K. (1999) : Family Rhinocerotidae. – In : Rössner, G.E. & Heissig, K. (eds) : Land Mammals of Europe. – Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 175-188.
- HERR, O. (1855-56-59) : Die tertiäre Flora der Schweiz, I-III. – I : p. 1-118 (1855); II : p. 1-110 (1856); III : p. 1-378 (1859). Winterthur.
- HOFMANN, F. (1960) : Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken. – Jb. St. Galler natf. Ges., Bd. 76, p. 49-76.
- HOFMANN, F. (1969) : Neue Befunde über die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersand-Stromsystems in der Oberen Süsswassermolasse des schweizerischen Alpenvorlandes. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 279-284.
- HOFMANN, F. (1973) : Horizonte fremdartiger Auswürflinge in der ostschweizerischen Oberen Süsswasser Molasser und Versuch einer Deutung ihrer Entstehung als Impaktphänomen. – Eclogae geol. Helv. 66/1, 83-100.
- HOMEWOOD, P. (1986) : Geodynamics and Palaeogeography of the Western Molasse basin : a review. – G. Geol., 48, 3, 1-2, 275-284.
- HOMEWOOD, P., ALLEN P. & WILLIAMS G.D. (1986) : Dynamics of the Molasse Basin of Switzerland. Spec. – Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 8, 199-217.
- HOMEWOOD, P., RIGASSI D. & WEIDMANN M. (1989) : Le bassin molassique suisse. – Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires, Assoc. Sedim. franç. Ed., Technip., 299-314.
- HOOKE, J.J. (1987) : European Reference Levels and Correlation Tables. Mammalian Reference Levels MP14-16. – In : Schmidt-Kittler (ed) : International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene. Mainz February 18th-21st 1987. – Münchner Geol. Abh. (A), 10, 26-27.
- HOOKE, J.J. (2000) : Paleogene mammals : crises and ecological change. – In : Cluver, S.J. & Rawson, P.F. (eds) : Biotic Response to Global Change. – Cambridge University Press, Cambridge, 333-349.
- HOOKE, J.J. & WEIDMANN, M. (2000) : The Eocene mammal faunas of Mormont, Switzerland. Systematic revision and resolution of dating problems. – Mem. Suisses Paléont., 120, 143p.
- HUFFMANN, B. (2001) : The Ultimate Ungulate Page. Your Guide to the World's Hoofed Mammal Species. – <http://www.ultimateungulate.com>.
- HUG, W.A., BERGER, J.-P., CLÉMENT, I., KÄLIN, D. & WEIDMANN, M. (1997) : Miocene fossiliferous paleokarst (MN4) and OSM deposits (MN5-?) near Glovelier (Swiss Jura Mountains). – Abstract. Fifth Meeting of Swiss Sedimentologists (SwissSed) & Meeting of Molasse Group, Fribourg.
- HUGUENEY, M. & GUÉRIN, C. (1981) : La faune de mammifères de l'Oligocène moyen de Saint-Menoux (Allier). Deuxième partie: Marsupiaux, Chiroptères, Insectivores, Carnivores, Périssodactyles, Artiodactyles. – Rev. Sci. Bourbonnais, Moulins, ann. 1981, p. 52-71, 15 fig.
- HUMMEL, K.L. (1914) : Die Tektonik des Elsgaus (Berner Tafeljura). – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 20/2, 205-286.
- HÜNERMANN, K.A. (1989) : Die Nashornskelette (*Aceratherium incisivum* Kaup 1832) aus dem jungtertiär von Höwenegg in Hegau (Südwestdeutschland). – Andrias 6, 5-116.
- HÜRZELER, J. (1939) : Säugetierfaunulae aus dem oberen Vindobonien der Nordschweiz. – Eclogae geol. Helv., vol. 32, p. 193-203.
- HÜRZELER, J. (1946) : Catalogue des mammifères éocènes du Mormont. Collection du Musée géologique de Lausanne déterminée par MM. Stehlin, Schaub et Hürzeler. – Ms. dactylogr., Musée de Bâle, 1-7.
- HÜRZELER, J. (1982) : Sur le suidé du lignite de Montebamboli (prov. Grosseto, Italie). – Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, (II) 295, 697-701.
- IBERG, R. (1954) : Beitrag zur Kenntnis von Tonmineralien einiger schweizerischer Böden. – Ann. Inst. Féd. Rech. Forestières 30, 62-132.
- JACCARD, A. (1869) : Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. – Mat. Carte Géol. Suisse, 6.
- JANIS, C.M. (1989) : A climatic explanation for patterns of evolutionary diversity in ungulate mammals. – Palaeontology, Vol. 32, Part 3, 463-481.
- JANIS, C.M. (1990) : Correlation of cranial and dental variables with body size in ungulates and macropodoids. – In : Damuth, J. & MacFadden, B. (eds) : Body Size in Mammalian Palaeobiology. – Cambridge University Press, 255-299.

- JANIS, C.M. (1995) : Correlations between craniodental morphology and feeding behavior in ungulates : reciprocal illumination between living and fossil taxa. – In : Thomason (ed) : Functional Morphology in Vertebrate Paleontology. – Cambridge University Press, 76-98.
- JANIS, C.M., ARCHIBALD, J.D., CIFELLI, R.L., LUCAS, S.G., SCHAFF, C.R., SCHOCH, R.M. & WILLIAMSON, T.E. (1998a) : Archaic ungulates and ungulatelike mammals. – In : Janis, C.M., Scott, K.M. & Jacobs, L.L. (eds) : Evolution of Tertiary Mammals of North America, vol 1, Terrestrial carnivores, ungulates and ungulatelike mammals. – Cambridge Univ. Press, 247-259. Cambridge, New York, Melbourne.
- JANIS, C.M., COLBERT, M.W., COOMBS, M.C., LAMBERT, W.D., MACFADDEN, B.J., MADER, B.J., PROTHERO, D.R., SCHOCH, R.M., SHOSHANI, J. & WALL, W.P. (1998b) : Perissodactyla and Proboscidea. – In : Janis, C.M., Scott, K.M. & Jacobs, L.L. (eds) : Evolution of Tertiary Mammals of North America, Vol. 1, Terrestrial carnivores, ungulates and ungulatelike mammals. – Cambridge Univ. Press, 511-524. Cambridge, New York, Melbourne.
- JANZ, H. (1992) : Die miozänen Süßwasserstrakoden des Steimer Beckens (Schwäbische Alb, Süddeutschland). – Stuttgarter Beitr. Naturk., B, 183, 117p.
- JANZ, H. (1997) : Die Ostrakoden der *kleini*-Schichten des miozänen Kratersees von Steinheim am Albuch (Süddeutschland). – Stuttgarter Beitr. Naturk., B, 251, 101p.
- JERISON, H.J. (1979) : Brain, Body and encephalization in early primates. – J. hum. Evol., 8, 615-635.
- JOOS, C.H. (1922) : Die Schneckenfauna der süddeutsch-schweizerischen Helicidenmergel und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung des Letzleren. – N. Jb. Mineral. Paleont., B.B. 49, p. 185.
- KÄLIN, D. (1993) : Stratigraphie und Säugetierfaunen der oberen Süßwassermolasse der Nordwestschweiz. – Diss. ETH. n°10152, 238p.
- KÄLIN, D. (1997A) : Litho- und Biostratigraphie der mittel- bis obermiozänen Bois de Raube-Formation (Nordwestschweiz). – Eclogae geol. Helv. 90/1, 97-114.
- KÄLIN, D. (1997B) : The mammal zonation of the Upper Marine Molasse of Switzerland reconsidered. A local biozonation of MN2-MN5. – In : Aguilar, J.-P., Legendre, S. & Michaux, J. (eds) : Actes du Congrès Biochrom'97. – Mémoires et Travaux de l'École pratique des Hautes Etudes, Institut de Montpellier 21, 581-590.
- KÄLIN, D., WEIDMANN, M., ENGESSER, B. & BERGER, J.-B. (2001) : Paléontologie et âge de la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) du Jura neuchâtelois. – Mémoires suisses de Paléontologie, vol. 121, 63-99.
- KÄLIN, D. & ENGESSER, B. (2001) : Die jungmiozäne Säugetierfauna vom Nebelbergweg bei Nunningen (Kanton Solothurn, Schweiz). – Mémoires suisses de Paléontologie, vol. 121, 1-61.
- KÄLIN, D. & KEMPF, O. (2002) : High-resolution mammal Biostratigraphy in the Middle Miocene continent (Upper Freshwater Molasse, MN 4 - MN 9, 17 - 10 Ma). – EEDEN (Environments and Ecosystems Dynamics of the Eurasian Neogene), abstract.
- KAUFMANN, F. J. (1872) : Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz, 11.
- KEEN, M. C. (1973) : The palaeobiology of some upper palaeogene fresh-water ostracods. – Bull. American paleont., 65, 271-283.
- KELLER, B. (1989) : Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse zwischen Napf und Bodensee. – Thèse Univ. Bern, 302p.
- KELLER, J., KRAML, M. & FRIEDHELM, H.-J. (2002) : ⁴⁰Ar/³⁹Ar single crystal laser dating of early volcanism in the Upper Rhine Graben and tectonic implications. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 82, 1-10.
- KELLER, W. T. & LINIGER, H. (1930) : Atlas géologique de la Suisse 1:25'000. 92 Movelier, 93 Soyhières, 94 Delémont, 95 Courrendlin (Feuille n° 1). – Comm. géol. Suisse.
- KEMNA, H. A. & BECKER-HAUMANN R. (2003) : Die Wanderblock-Bildungen im Schweizer Juragebirge südlich von Basel : Neue Daten zu einem alten Problem. – Eclogae geol. Helv. 96/1, 71-83.
- KEMPF, O., BOLLIGER, T., KÄLIN, D., ENGESSER, B. & MATTER, A. (1997) : New magnetostratigraphic calibration of Early to Middle Miocene mammal biozones of the north alpine foreland basin. – In : Aguilar, J.-P., Legendre, S. & Michaux, J. (eds) : Actes du Congrès Biochrom'97. – Mémoires et Travaux de l'École pratique des Hautes Etudes, Institut de Montpellier 21, 547-561.
- KEMPF, O. & MATTER, A. (1999) : Magnetostratigraphy and depositional history of the Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 92/1, 97-103.
- KEMPF, O., SCHLUNEGGER, F., STRUNCK, P. & MATTER, A. (1998) : Palaeomagnetic evidence for late Miocene rotation of the Swiss Alps: results from the north Alpine foreland basin. – Terra Nova, vol. 10, 6-10.
- KLUG, H.P. & ALEXANDER, L. (1974) : X-ray Diffraction Procedures for Polycrystalline and Amorphous Materials. – John Wiley and Sons, Inc. First and Second editions, New York.
- KOCH, R. (1923) : Geologische Beschreibung des Beckens von Laufen in berner Jura. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, 48, II, 61p.
- KOCH, R., LEHNER, E., WAIBEL, A. & MÜHLBERG, M. (1936) : Atlas géologique de la Suisse feuilles 96

- Laufen, 97 Bretzwil, 98 Erschwil, 99 Mümliswil au 1 : 25 000. – Comm. géol. Suisse.
- KOBY, F.-E. (1955) : Aperçu sur les mammifères tertiaires et quaternaires des environs de Porrentruy. – 135^e session de la Société Helvétique des Sciences Naturelles, Société jurassienne d'Emmulation, 1955, 81-111.
- KÖHLER, M. (1993) : Skeleton and Habitat of recent and fossil Ruminants. – Münchner Geowiss. Abh. (A) 25, 88p.
- KÜBLER, B. (1962) : Etude de l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Neuchatel-Suisse). Partie I : Etude géologique. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 85, 1-42. Partie II : Etude pétrographique. – Beitr. Min. u. Petr. 8, 267-314.
- KÜBLER, B. (1983) : Dosage quantitatif des minéraux majeurs des roches sédimentaires par diffraction X. – Cahier de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, Série AX N°1.1 & 1.2.
- KÜBLER, B. (1987) : Cristallinité de l'illite, méthodes normalisées de préparations, méthodes normalisées de mesures. – Cahiers Institut Géologie de Neuchâtel, Suisse, série ADX.
- LARROQUE, J.M. & LAURENT, PH. (1988) : Evolution of stress field pattern in the south of the Rhine Graben from the Eocene to the present. – Tectonophysics, 148, 41-58.
- LAUBSCHER, H. (1963) : Notice explicative Feuille 1085 St. Ursanne (feuille 40 de l'Atlas). – Commission géol. suisse.
- LAUBSCHER, H. (2001) : Plate interactions at the southern end of the Rhine graben. – Tectonophysics 343, 1-19.
- LEGENDRE, S. (1989) : Les communautés de mammifères du paléogène (Eocène supérieur et Oligocène) d'Europe occidentale: structures, milieux et évolution. – Münchner Geowiss. Abh. (A) 16, 110p.
- Lehner, E. (1920) : Geologie der Umgebung von Bretzwil im nordschweizerischen Juragebirge. – Beitr. Geol. Karte schweiz, 47.
- LEMCKE, K., ENGELHARD, V. & FUCHTBAUER, H. (1953) : Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. – Beih. Geol. Jb. 11, Hannover, 1-64.
- Leuze, J. (1921) : Die Citharellenkalk in Schwaben. Ein Beitrag zur Kenntnis der schwäbisch-schweizerischen Meeresmolasse. – Neues Jahrb. Min., Geol. & Paläont. B.B. 46, 268p.
- Liniger, H. (1925) : Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, 55, 71p.
- LINIGER, H. (1967) : Pliozän und tektonik des Juragebirges. Mit einem Anhang von Franz Hoffmann : Sedimentpetrographische Untersuchungen an den Vogesensanden, Vogesenschotter und Sundgauschottern. – Eclogae geol. Helv. 60/2, 407-490.
- LINIGER, H. (1969) : Atlas géologique de la Suisse 1065 Bonfol, feuille 55 au 1 : 25 000. – Comm. Géol. Suisse.
- LINIGER, H. & KELLER, W.T. (1930) : Geologischer Atlas der Schweiz 1/25000. Erläuterungen zu den blättern 92 Movelier, 93 Soyhières, 94 Delémont, 95 Courendlin (Atlasblatt 1). – Geologische Kommission der Schweiz. natf. Ges. Bern.
- LISITIN, A.P. (1972) : Sedimentation in the World Ocean ; With Emphasis On the Nature, Distribution and Behavior of Marine Suspensions. – Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, vol. 17, 218p.
- Löffler & Danielopol, D. (1978) : Ostracoda (Cyprididae). – In : Illies, J. (ed.): Limnofauna Europaea, 196-208.
- MACDONALD, D. (1985) : The Encyclopaedia of Mammals : 2. – George Allen & Unwin, 454-895. London, Sydney.
- MADE VAN DER, J. (1998) : The first described Listriodont remains. – Bull. Soc. neuch. Sc. nat., 121, 40-44.
- MADE VAN DER, J. (1999) : Superfamilly Hippopotamoidea. – In : Rössner, G. & Heissig, K (eds): The Miocene. Land Mammals of Europe. – Verlag Dr.Friedrich Pfeil, München, 203-208.
- MAI, D.H. (1995) : Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. – Verlag, Jena, Stuttgart, New York.
- MAINKA, S.A. (1997) : Rhinos progress ? The reponse to CITES resolution conf. 9.14. – CITES TRAFFIC (eds), London, 27p.
- MARMONIER P., MEISCH C. & DANIEOLOPOL D. (1989) : Review of the genus *Cavernocypris* Hartmann (Ostracoda, Cypridopsinae) : Systematics, Ecology and Biogeography. – Bull. Soc. Nat. luxemb., 89, 221-278.
- MARTY (2003) : Le Secondaire (Mésozoïque) du Jura le long de la Transjurane. – Rapport d'activités 2002, Paléontologie et Transjurane n°3.
- MAURER, H., FUNK, H. & NABHOLZ, W. (1978) : Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molasse-Abfolgen der Bohrung Linden 1 und ihrer Umgebung (Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. 71/3, 497-515.
- MAURER, M. & NABHOLZ, W. (1980) : Sedimentpetrographie in der Molasse-Abfolge der Bohrung Romanens 1 und in der benachbarten subalpinen Molasse (Kt. Fribourg). – Eclogae geol. Helv. 73/1, 205-222.
- MAURER, M., GERBER, M.E. & NABHOLZ, W. (1982) : Sedimentpetrographie und Lithostratigraphie der Molasse im Einzugsgebiet der Langete (Aarwangen-Napf, Oberaargau). – Eclogae geol. Helv. 75/2, 381-413.
- MARTIN, R. (1906) : Die untere Süswassermolasse in der Umgebung von Aarwangen. – Eclogae geol. Helv. 9,

- 77-117.
- MAYER, C. (1965) : Tableau synchronistique des terrains tertiaires d'Europe, 3^e éd., Zürich.
- MAYO, A. (1980) : Die Archaeomyninae Lavocat 1952 (Rodentia, Mammalia) von Oensingen und Mümliswil (Oberoligozän) im Zusammenhang mit der stratigraphischen Einstufung dieser beiden Fundstellen. *Eclogae Geol. Helv.*, 73, 3, 1095-1108.
- McKENNA, M.C., MINCHEN, C., SUYIN, T. & ZHEXI, L. (1989) : *Radinskya yupingae*, a perissodactyl-like mammal from the late Paleocene of southern China. – In : Prothero, D.R. & Schoch, R.M. (eds) : The Evolution of Perissodactyls. – Clarendon Press, Oxford University Press, New York, Oxford, 24-36.
- McKENNA, M.C. & BELL, S.K. (1998) : Classification of mammals. Above the Species Level. – Columbia University Press. New York.
- MEISCH, C. (2000) : Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe. *Süßwasserfauna von Mitteleuropa*. – Spectrum Akad. Verlag, 8, Crustacea 1. H.3 Ostracoda, 522 p.
- MERIAN, P. (1821) : Beiträge zur Geognosie. 1. Band : Uebersicht der Beschaffenheit der Gebirgsbildungen in den Umgebungen von Basel mit besonderer Hinsicht auf das Juragebirge im Allgemeinen. – Basel (Schweighauser'sche Buchhandlung).
- MERIAN, P. (1836) : Über die Verbreitung einer tertiären marinischen Formation im Kanton Basel. – *Verh. Naturforsch. Ges. Basel*, II, 44-46.
- MERIAN, P. (1838) : Beiträge zur marinischen Tertiärformation im Kanton Basel, t. III, 34-38. – *Verh. Naturforsch. Ges. Basel*, II, 44-46.
- MIALL, A.D. (1985) : Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – *Sed. Geol.* 63, 21-60.
- MIALL, A.D. (1996) : The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. – Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 582p.
- MICHEL, P. (1983) : Contribution à l'étude des Rhinocerotidés oligocènes: (La Milloque; Thezels; Puy de Vours). – Thèse 3^{ème} cycle Univ. Poitiers, n° 926, 209 p., 25 fig., 46 tabl., XIV pl.
- MIEG, M. & STEHLIN, H.G. (1908) : La Mer Helvétique dans le Bassin du Haut Rhin. – Extrait du Bulletin des séances de la Société des sciences de Nancy.
- MILLOT, G. (1970) : Geology of Clays. – Springer-Verlag, Berlin, 425p.
- MOESCH, C. (1857) : Das Flötzgebirge im Kanton Aargau. – *Neue Denkschr. Schweiz. natf. Ges.*, 10, 144p.
- MOJON, P.O. (1985) : Charopytes du Purbeckien dans le Jura suisse occidental. – *Certificat de Botanique, Univ. Neuchâtel*, 114p.
- MOJON, P.O., ENGESSER, B., BERGER, J.P., BUCHER, H. & WEIDMANN, M. (1985) : Sur l'âge de la Molasse d'eau douce inférieure de Boudry, Neuchâtel. – *Eclogae geol. Helv.*, vol. 78/3, p. 631-667.
- MONNIER, F. (1979) : Corrélations minéralogiques et diagenèse dans la Bassin molassique suisse. – Thèse Univ. Neuchâtel, inédit, 143p.
- MONTENEGRO, M. E., PUGLIESE, N. & BONADUCE, G. (1998) : Shelf Ostracods distribution in the Italian Seas.-What about Ostracoda ! Actes du 3^e Congrès européen des Ostracodologistes, 1996. – *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, mém. 20, 91-101.
- MOORE, D. & REYNOLDS, R. (1989) : X-Ray-diffraction and the identification and analysis of clay-minerals. – Oxford University Press, 332p.
- MOUCHET, P. (1998) : Stratigraphy and mineralostratigraphy of the Kimmeridgian in the centra Jura mountains of Switzerland and eastern France. – *Eclogae geol. Helv.* 91, 53-68.
- MÜHLBERG, F. (1907) : Geologische Karte der Umgebung von Aarau 1 : 25 000. – *Cartes spéciales n°45*.
- MÜHLBERG, F. (1914) : Geologische Karte des Hauensteingebietes. 1 : 25 000. – *Cartes spéciales n°73*.
- MUIZON, DE, C. (2001) : Walking with Whales. – *Nature*, 413, 259-260.
- MURPHY, W.J., EIZIRIK, E., JOHNSON, W.E., ZHANG, Y.P., RYDER, O.A. & O'BRIEN, S.J. (2001) : Molecular phylogenetics and the origins of placental mammals. – *Nature*, 409, 614-618.
- NICOLET, A.C. (1839) : Essai sur la constitution géologique de la vallée de la Chaux-de-Fonds. – *Mém. Soc. Sc. nat. Neuchâtel*, 2.
- NOWAK, R.M. & PARADISO J.L. (1983) : Walker's Mammals of the World. Volume II. 4th Edition. – The Johns Hopkins University Press, 569-1362. Baltimore, London.
- NOVACEK, M.J., WYSS, A.R. & McKENNA, M.C. (1988) : The major groups of eutherian mammals. – In : Benton, M.J. (ed) : The Phylogeny and the Classification of the Tetrapods, Vol. II : Mammals. – Systematics Association Special Volume n° 35B. Clarendon Press, Oxford University Press, 31-71. Oxford.
- ODIN, G.S. & MATTER, A. (1981) : De glauconiarum originiae. – *Sedimentology*, v.28, 611-641.
- ODIN, G.S. & LUTERBACHER, H.P. (1992) : The age of the Paleogene stage boundary. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 186/1-2, 21-48.
- ODIN, G.S., MONTANARI, A. & COCCIONI, R. (1997) : Chronostratigraphy of Miocene stages: a proposal for the definition of precise boundaries. – In : Montanari, A., Odin, G.S. & Coccioni, R. (eds.): Miocene Stratigraphy: an integrated approach. – *Dev.*

- in *Palaeont. Stratigr.*, vol. 15, Elsevier, Amsterdam, 597-629.
- OWEN, R. (1848) : The archetype and homologies of the vertebrate skeleton. – Baillères, London, 203p.
- PEDRO, G. (1975) : Sols argileux et argiles. – *Sci. du sol*, 2, 69-84.
- PERSOZ, F. (1982) : Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacés inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre le lac d'Annecy et de Constance. – *Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.)* 155, 52p.
- PETIT, C., CAMPY, M., CHALINE, J. & BONVALOT, J. (1996) : Major palaeohydrographic changes in Alpine foreland during the Pliocene-Pleistocene. – *Boreas*, 25, 131-143.
- PFIRTER U. (1997) : Notice explicative de la feuille de Moutier. – Atlas géologique de la Suisse feuille 96, 1106 Moutier, 71 p.
- PFIRTER U., ANTENEN M., HECKENDORN W., BURKHALTER R. M., GÜRLER B. & KREBST D. (1996) : Carte géologique de Moutier (n°1106), feuille 96. – Atlas géologique de la Suisse.
- PICOT, L. (2002) : Le paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane : paléontologie (Ostracodes), paléoécologie, biostratigraphie et paléogéographie. – Thèse Uni. Fribourg, *Geofocus*, Vol. 5, 240p.
- PICOT L., BECKER, D. & BERGER, J.-P. (1999) : Nouvelles données paléoécologiques et biostratigraphiques sur la formation des Calcaires delémontiens (« Delsberger Kalke », Oligocène terminal, Jura Suisse). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 214, 3, 433-462.
- PICOT, L., BECKER, D., LAPAIRE, F., USTASZEWSKI, K., HUG, A. W. & BERGER, J.-P. (2003) : Sédimentologie, paléontologie et paléoenvironnements côtiers de la bordure sud-rhénane (Paléogène, Jura, Suisse) : implications géodynamique. – *Eclogae geol. Hel.* (in press).
- PITTET, B. (1996) : Contôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonates-siliciclastiques de plate-forme : exemples de l'Oxfordien (Jura suisse, Normandie, Espagne). – Thèse Univ. Fribourg, inédit, 258p.
- PROTHERO, D.R. (1992) : Ungulate Phylogeny : Molecular vs. morphological Evidence. – In : Szalay, F.S., Novacek, M.J. & McKenna, M.C. (eds) : *Mammal Phylogeny : Placentals*. – Springer-Verlag, 173-181. New York.
- PROTHERO, D.R. & SCHOCH, R.M. (1989a) : Origin and evolution of the Perissodactyls. – In : Prothero, D.R. & Schoch, R.M. (eds) : *The Evolution of Perissodactyls*. – Clarendon Press, Oxford University Press, New York, Oxford, 504-529.
- PROTHERO, D.R. & SCHOCH, R.M. (1989b) : Classification of the Perissodactyla. – In : Prothero, D.R. & Schoch, R.M. (eds) : *The Evolution of Perissodactyls*. – Clarendon Press, Oxford University Press, New York, Oxford, 530-537.
- PROTHERO, D.R., GUÉRIN, C. & MANNING, E. (1989) : The History of the Rhinoceroidea. 15 p., 3 fig., 1 tabl. – In : Prothero, D.R. & Schoch, R.M. (eds) : *The Evolution of Perissodactyls*. – Clarendon Press, Oxford University Press, New York, Oxford, 322-340.
- RADINSKY, L.B. (1966) : The Families of the Rhinoceroidea (Mammalia, Perissodactyla). – *Journ. Mammal.*, vol. 47, n° 4, p. 631-639, 3 fig.
- RIGASSI, D. (1998) : Notice explicative de la feuille de Ste-Croix. – Atlas géologique de la Suisse feuille 95, 1182 Ste-Croix, 114p.
- RIGASSI, D. & JACCARD, M. 1995 : Carte géologique de Ste-Croix (n°1182), feuille 95. – Atlas géologique de la Suisse.
- REICHENBACHER, B. (1999) : Preliminary otolith-zonation in continental Tertiary deposits of the Paratethys and adjacent areas. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 214/3, 375-390.
- REICHENBACHER, B., BÖTTCHER, R., BRACHER, H., DOPPLER, G., VON ENGELHARDT, W., GREGOR, H.J., HEISSIG, K., HEIZMANN, E.P.J., HOFMANN, F., KÄLIN, D., LEMCKE, K., LUTERBACHER, H., MARTINI, E., PFEIL, F., REIFF, W., SCHREINER, A., STEININGER, F.F. (1998) : Graupensandrinne - Ries-Impakt : Zur Stratigraphie der Grimmelfinger Schichten, Kirchberger Schichten und Oberen Süßwassermolasse (nördliche Vorlandmolasse, Süddeutschland). – *Z. dt. geol. Ges.*, 149/1, 127-161.
- REICHENBACHER, B., BERGER, J.-P. & WEIDMANN, M. (1996) : Charophytes et otolithes de la Molasse d'eau douce inférieure oligocène de Moutier (Jura suisse). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 202, 1, 63-93.
- RITTENER, T. (1892) : Notice sur un affleurement d'Aquitainien dans le Jura vaudois. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, vol. 3, XXVII/105, p. 294-297.
- RITTENER, T. (1902) : Etude géologique de la Côte-aux-Fées et de environs de Ste-Croix et Baulmes. – *Matér. Carte géol. Suisse, N.S.*, vol. 13.
- RIVELINE, J., BERGER, J.P., FEIST, M., MARTIN-CLOSAS, C., SCHUDACK, M. & SOULIE-MÄRSCH, I. (1996) : European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. – *Bull. Soc. géol. France*, t. 167/3, 453-468.
- ROBERT, C. & KENNET, J.P. (1994) : Antarctic continental weathering changes during Eocene-Oligocene boundary : clay-mineral evidence. – *Geology*, v.22, 211-214.
- ROLLI, M., (1992) : Dosage semi-quantitatif RX sur Scintag. – *Cahiers Institut Géologie de Neuchâtel*,

- Suisse, série ADX, 1-49.
- ROLLIER, L. (1894) : Carte géologique des environs de Saint-Imier. – Carte structurale au 1 : 25 000. Cartes spéciales n°4 b
- ROLLIER, L. (1898) : Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse au 1/100 000. – Mat. Carte Géol. Suisse, 8.
- ROLLIER, L. (1901) : Carte tectonique des environs de Bellelay au 1 : 25 000. – Cartes spéciales n°24.
- ROLLIER, L. (1904) : Carte tectonique d'Envelier et du Weissenstein au 1 : 25 000. – Cartes spéciales n° 32.
- ROLLIER, L. (1910) : Troisième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse au 1 : 100 000. Première partie : Nouvelles observations sur le Sidérolithique et la Molasse oligocène du Jura central et méridional. – Mat. Carte Géol. Suisse, 25, 148 p.
- ROLLIER, L. (1911) : Révision de la stratigraphie et de la tectonique de la Molasse du nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine en particulier. – Nouv. Mém. Soc. Helv. Sci. Natur., 46, 1, 88p.
- ROLLIER, L. (1912) : Nouvelles études sur les terrains tertiaires et quaternaires du Haut-Jura. – Actes Soc. jurassienne d'émulation 1910-1911, 1-45.
- ROLLIER, L. & FAVRE J. (1910) : Carte géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds au 1 : 25 000. – Cartes spéciales n°59.
- ROSE, K.D. (2001) : The Ancestry of Whales. – Science, 293, 2216-2217.
- ROTHPLETZ, W. (1933) : Geologische Beschreibung der Umgebung von Tavannes im Berner Jura. – Verh. natf. Ges. Basel, 43, 12-150.
- RUTSCH, R.F. (1992) : Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse südlich von Bern. – Eclogae geol. Helv. 19/3, 673p.
- SAUSSURE, H.B. DE (1779-1796) : Voyages dans les Alpes précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. T. I, 540 p., t. II, 641 p., t. III, 532 p., t. IV, 594p. Neuchâtel.
- SACH, V., GAUDANT, J., REICHENBACHER, B. & BÖHME, M. (2003) : Die Fischfaunen der Fundstellen Edelbeuren-Maurerkopf und Wannenwaldtobel 2 (Miozän, Obere Süsswassermolasse, Süddeutschland). – Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde (in prep).
- SANTAFE, J.V. (1978) : Rinocerotidos fosiles de Espana. – Thèse Fac. Sci. Géol. Univ. Barcelona, 501 p., 35 fig., nbx tabl., 24 pl.
- SCHAAD, E. (1908) : Die Juranagelfluh. – Beitr. Geol Karte Schweiz, N.F., 22.
- SCHAEFER, H. (1961) : Die pontische Säugetierfauna von Charmoille (Jura bernois). – Eclogae geol. Helv. 54/2, 559-566p.
- SCHÄR, U. (1971) : Erläuterung für das Blatt 1145 Bielersee 1:25'000 (n° 60), geologisches Atlas der Schweiz. – Schweiz. geol. Komm.
- SCHÄR, U., RYNIKER, K., SCHMID, K., HÄFELI, CH. & RUTSCH, R.F. (1971) : Geologischer Atlas der Schweiz 1/25000, Blatt 1145 Bieler See (Nr.60). – Schweiz geol. Komm.
- SCHARDT, H. & DUBOIS, A. (1903) : Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelois). – Eclogae geol. Helv. 7, 367p.
- SCHAUB, S. & HÜRZELER, J. (1948) : Die Säugetierfauna des Aquitanien vom Wischberg bei Langenthal. – Eclogae geol. Helv. 41/2, 354-366p.
- SCHLAICH, E. (1934) : Geologische Beschreibung der Gegend von Court im Berner Jura mit besonderer Berücksichtigung der Molassebildungen. – Matér. Carte géol. Suisse, N.S., vol. 26.
- SCHLITTER, D.A. (1992) : Order Hyracoidea. – In : WILSON, D.E. & REEDER, D.M. (eds): Mammal species of the world. A taxonomic and geographic reference. Second edition. – Smithsonian Institution Press, 373-374. Washington, London.
- SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., MATTER, A., ENGESSER, B., & MÖDDEN, C (1996) : Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30-15 MA) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse basin. – Eclogae geol. Helv. vol. 89/2, 753-788.
- SCHLUNEGGER, F., JORDAN, T.E & KLAPPER E. (1997) : Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: The Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. – Tectonics, vol. 16/5, 823-840.
- SCHLUNEGGER, F., LEU, W. & MATTER, A. (1997) : Sedimentary sequences, seismic facies, subsidence analysis, and evolution of the Burdigalian Upper Marine Molasse Group, Central Switzerland. – AAPG Bull. vol. 81/7, 1185-1207.
- SCHLUNEGGER, F., MATTER, A., BURBANK, D.W. & KLAPER, E.M (1997) : Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the central Swiss Molasse Basin and Alpine orogenic events. – GSA Bull., vol. 109/2, 225-241.
- SCHLUNEGGER, F., MATTER, A., BURBANK, D.W., LEU, W., MANGE, M.A. & MATYAS, J. (1997) : Sedimentary sequences, seismofacies and evolution of depositional systems of the Oligo-Miocene Lower Freshwater Molasse Group, Switzerland. – Basin Res., vol. 9, 1-26.
- SCHLUNEGGER, F., MATTER, A. & MANGE, M.A. (1993) : Alluvial fan sedimentation and structure of the southern Molasse Basin margin, Lake Thun area, Switzerland. – Eclogae geol. Helv., vol. 86/3, 717-750.

- SCHMIDT-KITTLER, N., VIANEY-LIAUD, M., MÖDDEN, C. & COMTE, B. (1997) : New data for the correlation of mammal localities in the European Oligocene: Biochronological relevance of the Theridomyidae. – *Mém. et Trav. EPHE, Inst. de Montpellier*, n° 21, Actes du Congrès «Biochrom'97», Montpellier 14-17.4.1997, 375-395.
- SCHNEIDER, A. (1960) : Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Porrentruy (Berner Jura). – *Matér. Carte géol. Suisse, n.s.*, vol. 109, 72 p.
- SCHOCH, R.M. (1989) : A brief historical review of perissodactyl classification. – In : Prothero, D.R. & Schoch, R.M. (eds) : *The Evolution of Perissodactyls*. – Clarendon Press, Oxford University Press, 13-23. New York, Oxford.
- SCHULER, M. (1990) : Environnements et Paléoclimats paléogènes : Palynologie et biostratigraphie de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur dans le Fossé rhénan, rhodanien et de Hess. – *Document du BRGM n° 190*.
- SCHUMACHER, M. (2002) : Upper Rhine Graben : Role of preexisting structures during rift evolution. – *Tectonics*, vol. 21, n° 1, 17p.
- SCOTT, K.M. (1990) : Postcranial dimensions of ungulates as predictor of body mass. – In : Damuth, J. & MacFadden, B. (eds) : *Body Size in Mammalian Palaeobiology*. – Cambridge University Press, 301-335.
- SHOSHANI, J. (1992) : Hyracoidea-Tethytheria affinity based on myological data. – In : Szalay, F.S., Novacek, M.J. & McKenna, M.C. (eds) : *Mammal Phylogeny : Placentals*. – Springer-Verlag, 235-256. New York.
- SITTLER, C. (1965) : Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Etude sédimentologique et paléoclimatique. – *Thèse Univ. Strasbourg*, 392 p.
- SITTLER, C. (1990) : Illustration de l'histoire géologique du Fossé rhénan et de l'Alsace. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 186, 255-282.
- SINGER, A. (1984) : The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. – *Earth Sci. Rev.*, v. 15, 303-326.
- SOMMARUGA, A. (1997) : Geology of the central Jura and the Molasse Basin : new insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. – *Mémoire de la Soc. neuchâteloise des sciences naturelles*, t. XII, 176p.
- STEHLIN, H.G. (1903) : Die Säugetiere des schweizerischen Eocäns. Kritischer Katalog der Materielen. – *Abh. schweiz. Paläont. Ges.*, vol. XXX, 153p.
- STEHLIN, H.G. (1909) : Remarques sur les faunules de mammifères de couches eocènes et oligocènes du bassin de Paris. – *Bull. Soc. géol. France*, 9, 4, 488-520.
- STEHLIN, H. G. (1914) : Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. – *Verh. Natf. Ges. Basel*, vol. XXV, p. 170-193.
- STEHLIN, H.G. (1922) : Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligozänen Molasse. – *Eclogae geol. Helv.*, vol. 16/2, 575-581.
- STEININGER, F.F., BERGGREN, W.A., KENT, D.V., BERNOR, R.L., SEN, S. & AGUSTI, J. (1996) : Circum-Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) marine-controlled chronologic correlations of European mammal units. – In : Bernor, R.L., Fahlbusch, V. & Mittmann, H.W. (eds) : *The evolution of Western Eurasian Neogene mammal faunas*. – Columbia Univ. Press, New York, 7-46.
- STEININGER, F. (1999) : The Continental European Miocene. Chronostratigraphy, geochronology and biochronology of the Miocene "European Land Mammal Mega-Zones" (ELMMZ) and the Miocene "Mammal-Zones (MN-Zones)". – In : Rössner, G.E. & Heissig, K. (eds) : *Land Mammals of Europe*. – Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 281-300.
- STEUDEL, K. (1981) : Body size estimators in primate skeletal material. – *Int. J. Primatol.*, 2, 81-90.
- STORNI, A. (2002) : Etude paléontologique et sédimentologique de la carrière d'Altkirch (Alsace, Paléogène et cartographie des sédiments tertiaires et quaternaires de la région de Porrentruy (Jura suisse). – *Dipl. Uni. Fribourg (unpublished)*, 126p.
- STRUNK P., & MATTER, A. (2002) : Depositional evolution of the western Swiss Molasse. – *Eclogae geol. helv.* 95/2, 197-222.
- STUDER, B. (1824) : Bruchstücke aus den « Beyträgen zu einer Monographie der Molasse ». – *Ann. allg. schweiz. Ges. Natw.* 1, 29. – Jenni, Bern.
- STUDER, B. (1825) : Beiträge zu einer Monographie der Molasse. – C.A. Jenni, Bern, 426p.
- STUDER, T. (1896) : Die Säugetierreste aus den marinen Molasseablagerungen von Büttelen. – *Mém. Soc. Paléont. suisse*, vol. XXII, 47p.
- SUDRE, J. (1978) : Les Artiodactyles de l'Eocène moyen et supérieur d'Europe occidentale : systématique et évolution. – *Mém. Trav. E.P.H.E. Montpellier* 7, 1-229.
- SUTER, H. (1936) : Geologische Beschreibung der Kartengebiete Les Bois und St-Imier im Berner Jura. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 72, 39p.
- TASSY (1990) : « Proboscidean Datum Event » : How many Proboscideans and How Many Events ? – In : Lindsay, E., Fahlbusch, V. & Mein, P. (eds) : *European Neogene Mammal Chronology*. – Plenum Press, New York, NATO ASI Series, 237-252.
- THALER, L. (1965) : une échelle de zones biochronolo-

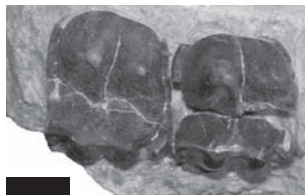
- giques pour les Mammifères du Tertiaire d'Europe. – Comptes Rendus Sommaires de la Soc. géol. de France, 4, 118p.
- THEILER, E. (1998): Geologie im Gebiet der Tiergartenantiklinale (JU) mit besonderer Berücksichtigung der Molasseeinheiten. – Dipl. Univ. Fribourg (Unpublished), 93p.
- THEWISSEN, J.G.M. & MADAR, S.I. (1999): Ankle morphology of the earliest Cetaceans and its implications for the phylogenetic relations among Ungulates. – Syst. Biol. 48(1), 21-30.
- THIESSING (1872): Notices géologiques des environs de Porrentruy. – Actes de la Société jurassienne d'Emulation 1871.
- THIRY, M. (2000): Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. – Earth-Sc. Rev. 49, 201-221.
- TOBIEN, H. (1977): Ein Gewöllrest mit *Megacricetodon* (Rodentia, Mammalia) aus dem Obermiozän von Öhningen (Baden-Württemberg). – Ber. natf. Ges. Freiburg i.Br., vol. 67, p. 359-369.
- TSCHOPP, R. (1960): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Miécourt (Berner Jura). – Beitr. Geol. Karte Schweiz, 110, 62p.
- TSUBAMOTO, T., TAKAI, M., EGI, N., SHIGEHARA, N., SOE THURA TUN, AYE KO AUNG, AUNG NAING SOE & TIN THEIN (2002a): The Anthracotheriidae (Mammalia; Artiodactyla) from the Eocene Pondaung Formation (Myanmar) and comments on some other anthracotheres from the Eocene of Asia. – Paleontological Research, vol. 6, n° 4, 363-384.
- TSUBAMOTO, T., TAKAI, M., SHIGEHARA, N., EGI, N., SOE THURA TUN, AYE KO AUNG, MAUNG MAUNG, DANHARA, T. and SUZUKI, H. (2002b): Fission-track zircon age of the Eocene Pondaung Formation, Myanmar. – Journal of Human Evolution. vol. 42, n° 4, 361-369.
- UHLIG, U. (1999): Die Rhinocerotidae (Mammalia) aus der unteroligozänen Spaltenfüllung Mühren 13 bei Treuchtlingen in Bayern. – Bayerische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse Abhandlungen, Neue Folge, Heft 170, 254p.
- VAKARCS, G., HARDENBOL, J., ABREU, V.S., VAIL, P.R., VARNAI, P. & TARI, G. (1998): Oligocene-Middle Miocene depositional sequences of the central Paratethys and their correlation with regional stages. – In: Graciansky de, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., & Vail, P.R. (eds): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – SEPM Spec. Publ., no 60, 209-231.
- VELDE, B. (1995): Compaction and diagenesis. – In: Velde (ed): Origin and Mineralogy of clays. Clays and the Environment. – Springer-Verlag, Berlin, 220-246.
- VERNET, J.-P. (1963): Le Sidérolithique du mormont (Vaud). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 68, 313-331.
- VILLEMIN, T. & BERGERAT, F. (1987): L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque: un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. – Bull. Soc. Géol. France, (8), III, 2, 245-255.
- VIRET, J. (1958): Perissodactyla, p. 368-475, fig. 1-112. – In: Piveteau, J. (ed): Traité de Paléontologie, VI, 2, Masson édit., Paris.
- VOGEL, H. (1934): - Geologie des Graiter und grenchenbergs im Juragebirge. Inaugural-Dissertation. – Thes. Univ. Basel, 73p.
- WAIBEL, A. (1925): Geologie der Umgebung von Erschwil (Gebiet der Hohen Winde). – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 55, 2.
- WAIBEL, A. & BURRI, F. (1961): Lexique stratigraphique international, Jura et Rheintalgraben. – CNRS, I Europe, 7 et 7a, 314p.
- WEAVER, C.E. (1989): Clays, Muds and Shales. – Elsevier, Amsterdam, 819p.
- WEIDMANN, M. (1986): Quelques observations nouvelles sur la molasse du Jura. – Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat., vol. 109, p. 153-159.
- WEIDMANN, M. & GINBURG, L. (1999): Sur le Grès de la Molière. – Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 86/4, 213-228.
- WELCOMME, J.-L., MARIVAUX, L., ANTOINE, P.-O. & BENAMMI, M. (1999): Himalayan Forelands: Palaeontological evidence for Oligocene detritic deposits in the Bugti Hills (Baluchistan, Pakistan). – Geological Magazine 138, 397-405.
- WELCOMME, J.-L., BENAMMI, M., CROCHET, J.-Y., MARIVAUX, L., METAIS, G., ANTOINE, P.-O. & BALOCH, I. (1999): Mammifères fossiles des Collines Bugti (Balouchistan, Pakistan). Nouvelles données. – Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse 135, 135-139.
- WHYBROW, P.J. & ANDREWS, P. (2000): Response of Old World terrestrial vertebrate biotas to Neogene climate change. The Last 145 Million Years. – In: Cluver, S.J. & Rawson, P.F. (eds): Biotic Response to Global Change. – Cambridge University Press, Cambridge, 350-398.
- Wittmann, O., Hauber L., Fischer, H., Rieser, A. & Stähelin, P. (1970): Carte géologique 1047 Basel au 1 : 25 000, feuille 59, Atlas géologique de la Suisse. – Comm.géol. Suisse.
- ZECCHINI, A. (1998): Le Rhinocéros. Au nom de la corne. – L'Harmattan, Paris, 270p.
- ZIEGLER P., (1956): Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura) S.A. Blatt 118, Gebiet nördlicher Suze und Stratigraphie des Sequanien im Zentralen Schweizer Jura. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, 102p.

PLANCHES

PLANCHE I

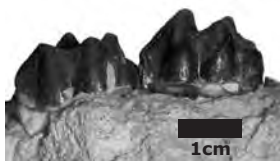
- a1. *Chasmotherium cartieri* (8067 NMSolothurn), Egerkingen : frag. max. sup. sin. P3-4, vue occlusale.
- a2. *Chasmotherium cartieri* (8067 NMSolothurn), Egerkingen : frag. max. sup. sin. P3-4, vue labiale.
- b. *Eggysodon osborni* (KB62, NHMBasel), Kleinblauen : frag. M1 sin., vue occlusale.
- c. *Eggysodon osborni* (KB144, NHMBasel), Kleinblauen : frag. M2 dext., vue occlusale.
- d. *Eggysodon gaudryi* (D188, NHMBern), Bumbach: frag. M1/2 sin., vue occlusale.
- e. *Eggysodon osborni* (KB64a, NHMBasel), Kleinblauen : frag. M2 sin., vue occlusale.
- f. *Eggysodon gaudryi* (D1563, NHMBern), Bumbach : McIV sin., vue antérieure.
- g. *Eggysodon gaudryi* (UM74, NHMBasel), Moutier Gare : max. juvénile D1-4 sin. et dext., vue occlusale.
- h1. *Eggysodon osborni* (KB29, NHMBasel), Kleinblauen : frag. mand. sin. d4-m2, vue labiale.
- h1. *Eggysodon osborni* (KB29, NHMBasel), Kleinblauen : frag. mand. sin. d4-m2, vue linguale.
- h1. *Eggysodon osborni* (KB29, NHMBasel), Kleinblauen : frag. mand. sin. d4-m2, vue occlusale.
- i1. *Eggysodon osborni* (KB29, NHMBasel), Kleinblauen : p3 sin., vue occlusale.
- i2. *Eggysodon osborni* (KB29, NHMBasel), Kleinblauen : p3 sin., vue labiale.
- i3. *Eggysodon osborni* (KB29, NHMBasel), Kleinblauen : p3 sin., vue linguale.
- j1. *Eggysodon osborni* (KB12, NHMBasel), Kleinblauen : p4 sin., vue occlusale.
- j2. *Eggysodon osborni* (KB12, NHMBasel), Kleinblauen : p4 sin., vue labiale.

a1.



1cm

a2.



1cm

h1.



2cm

b.



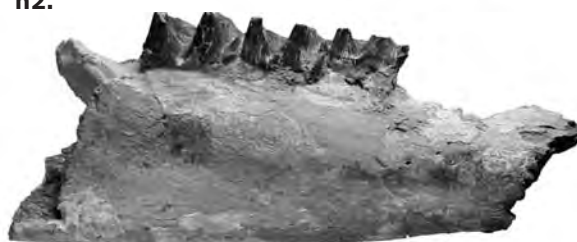
1cm

c.



1cm

h2.



2cm

d.



1cm

e.



1cm

h3.



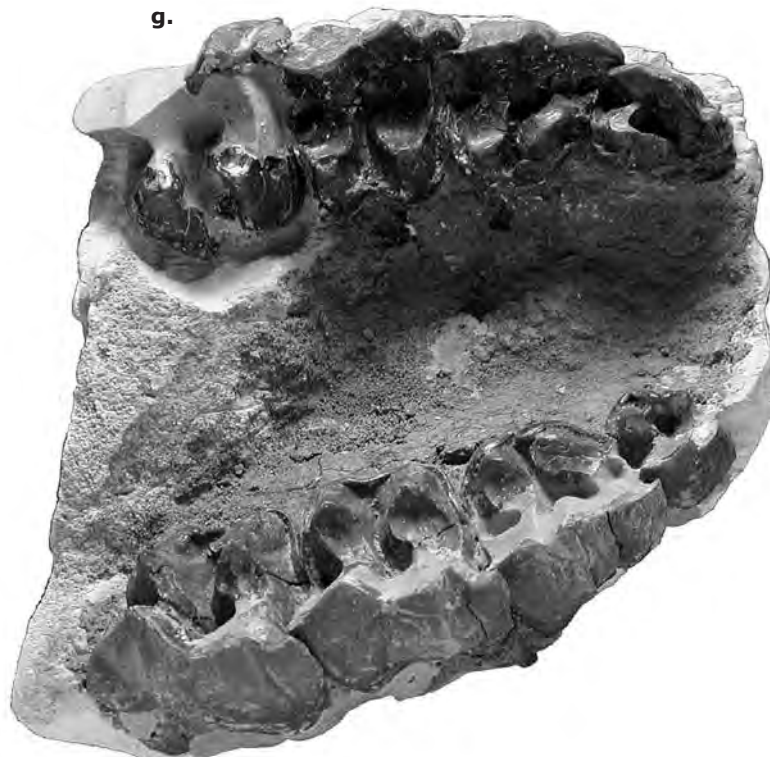
2cm

f.



1cm

g.



2cm

i1.



1cm

i2.



1cm

i3.



1cm

j1.



1cm

j2.



1cm

PLANCHE II

- a. *Ronzotherium filholi* (KB1 NHMBasel), Kleinblauen : P3 dext., vue occlusale.
- b. *Ronzotherium filholi* (KB63a NHMBasel), Kleinblauen : P4 sin., vue occlusale.
- c. *Ronzotherium filholi* (KB144a NHMBasel), Kleinblauen : M1 sin., vue occlusale.
- d. *Ronzotherium filholi* (KB8 NHMBasel), Kleinblauen : M3 sin., vue occlusale.
- e. *Ronzotherium filholi* (D170 NHMBern), Bumbach: P3 dext., vue occlusale.
- f. *Ronzotherium filholi* (D163 NHMBern), Bumbach: M2 dext., vue occlusale.
- g. *Ronzotherium romani* (UM3263 NHMBasel), Rickenbach: MtIII dext., vue antérieure.
- h. *Ronzotherium filholi* (OB7 NHMBasel), Bressaucourt : frag. mand. dext. D2-3, vue occlusale.
- i. *Ronzotherium romani* (HR1 NHMBasel), Rickenbach: P4 sin., vue occlusale.
- j. *Ronzotherium romani* (UM6355 NHMBasel), Aarwangen: D3 sin., vue occlusale.

a.



b.



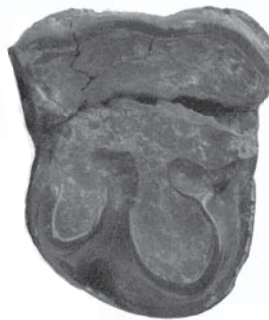
c.



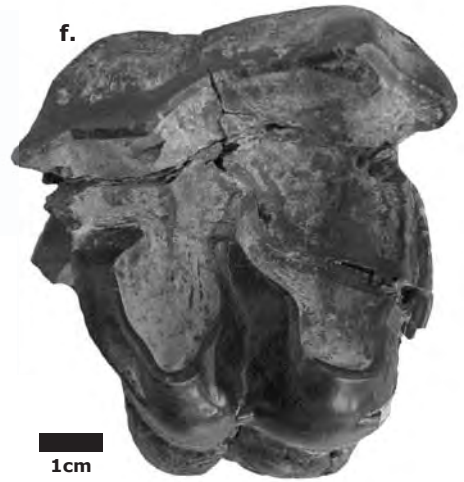
d.



e.



f.



g.



h.



i.



j.



PLANCHE III

- a. *Epiaceratherium magnum* (KB210 NHMBasel), Kleinblauen : M3 dext., vue occlusale.
- b. *Epiaceratherium magnum* (KB84 NHMBasel), Kleinblauen : M1 dext., vue occlusale.
- c. *Epiaceratherium magnum* (KB83 NHMBasel), Kleinblauen : M2 dext., vue occlusale.
- d1. *Epiaceratherium magnum* (KB61 NHMBasel), Kleinblauen : p4 sin., vue occlusale.
- d2. *Epiaceratherium magnum* (KB61 NHMBasel), Kleinblauen : p4 sin., vue labiale.
- e. *Protaceratherium minutum* (LCH4 NHMBasel), La Chaux: moulage max. P1-M3 sin. et P2-M3 dext., vue occlusale.
- f. *Protaceratherium minutum* (MM2182 NHMBasel), Benken : frag. M2 dext., vue occlusale.
- g1. *Diaceratherium aginense* (LCH68 NHMBasel), La Chaux: p4 sin., vue labiale.
- g2. *Diaceratherium aginense* (LCH68 NHMBasel), La Chaux: p4 sin., vue linguale.
- h. *Protaceratherium* sp. (MM2058 NHMBasel), Benken : astragale sin., vue antérieure.
- i. *Mesaceratherium* sp. ? (UM2291 NHMBasel), Mümliswil-Hardberg : astragale sin., vue antérieure.

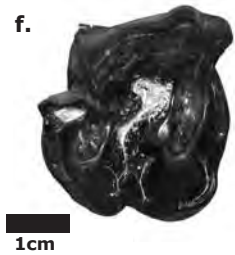
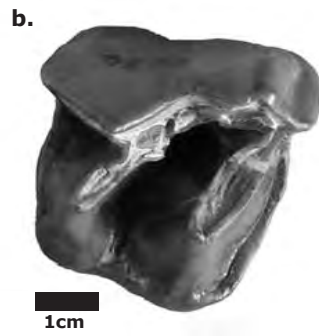


PLANCHE IV

- a1. *Menoceras zitelli* (AS75 NHMBasel), Wischberg : crâne, vue latérale.
- a2. *Menoceras zitelli* (AS75 NHMBasel), Wischberg : crâne, vue supérieure.
- b1. *Menoceras zitelli* (AS76 NHMBasel), Wischberg : moulage mand. dext., vue occlusale.
- b2. *Menoceras zitelli* (AS76 NHMBasel), Wischberg : moulage mand. dext., vue labiale.
- c. *Pleuroceros pleuroceros* (AS77, NHMBasel), Wischberg : moulage max. dext. P1-M3, vue occlusale.
- d. *Pleuroceros pleuroceros* (AS79, NHMBasel), Wischberg : moulage mand. dext. p4-m3, vue occlusale.

a1.



4cm

a2.



b1.



b2.



4cm

c.



2cm

d.



2cm

PLANCHE V

- a. *Pleuroceros pleuroceros* (AS77, NHMBasel), Wischberg : moulage frag. crâne, vue latérale.
- b. *Hoploaceratherium tetradactylum* (MM2057, NHMBasel), Benken : moulage P4 dext., vue occlusale.
- c. *Brachypotherium brachypus* (MC1, NHMBasel), Montchaibeux : tibia dext., vue postérieure.
- d. *Brachypotherium brachypus* (MC15, NHMBasel), Montchaibeux : astragale sin., vue antérieure.
- e. *Brachypotherium brachypus* (MC63, NHMBasel), Montchaibeux : frag. P2 dext., vue occlusale.

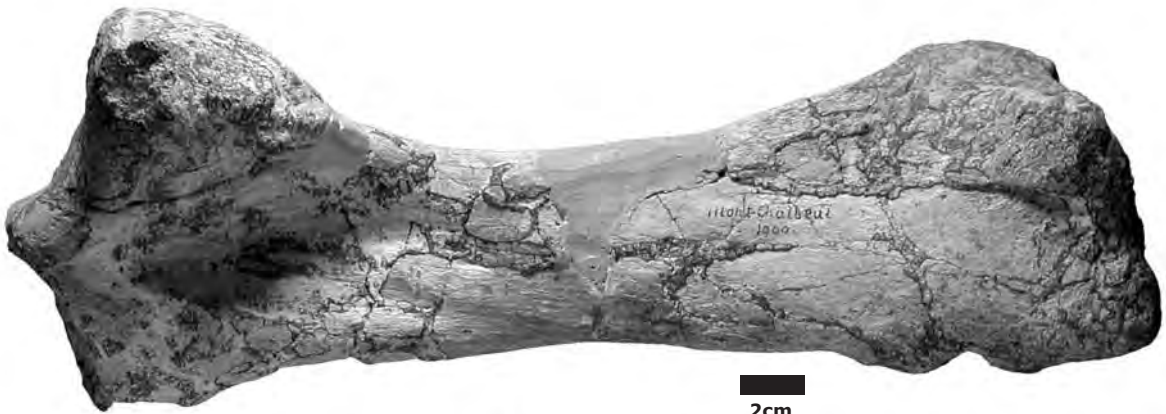
a.



b.



c.



d.



e.



PLANCHE VI

- a. *Aceratherium incisivum* (CM536 NHMBasel), Charmoille: astragale dext., vue antérieure.
- b. *Aceratherium incisivum* (CM134 NHMBasel), Charmoille: astragale sin. , vue antérieure.
- c. *Aceratherium incisivum* (CM583 NHMBasel), Charmoille: frag. max. sin. P2-M3, vue occlusale.
- d. *Aceratherium incisivum* (CM585 NHMBasel), Charmoille: frag. mand. dext. P4-m3, vue occlusale.
- e. *Dicerorhinus schleiermacheri* (CM471 NHMBasel), Charmoille: P3 dext., vue occlusale.
- f. *Dicerorhinus sansaniensis* (CM547 NHMBasel), Charmoille: max. P2-M3 sin. et dext., vue occlusale.



PLANCHE VII

- a. *Aceratherium incisivum* (CM517 NHMBasel), Charmoille: crâne, vue latérale.
- b. *Aceratherium incisivum* (CM569 NHMBasel), Charmoille: crâne, vue latérale.

a.



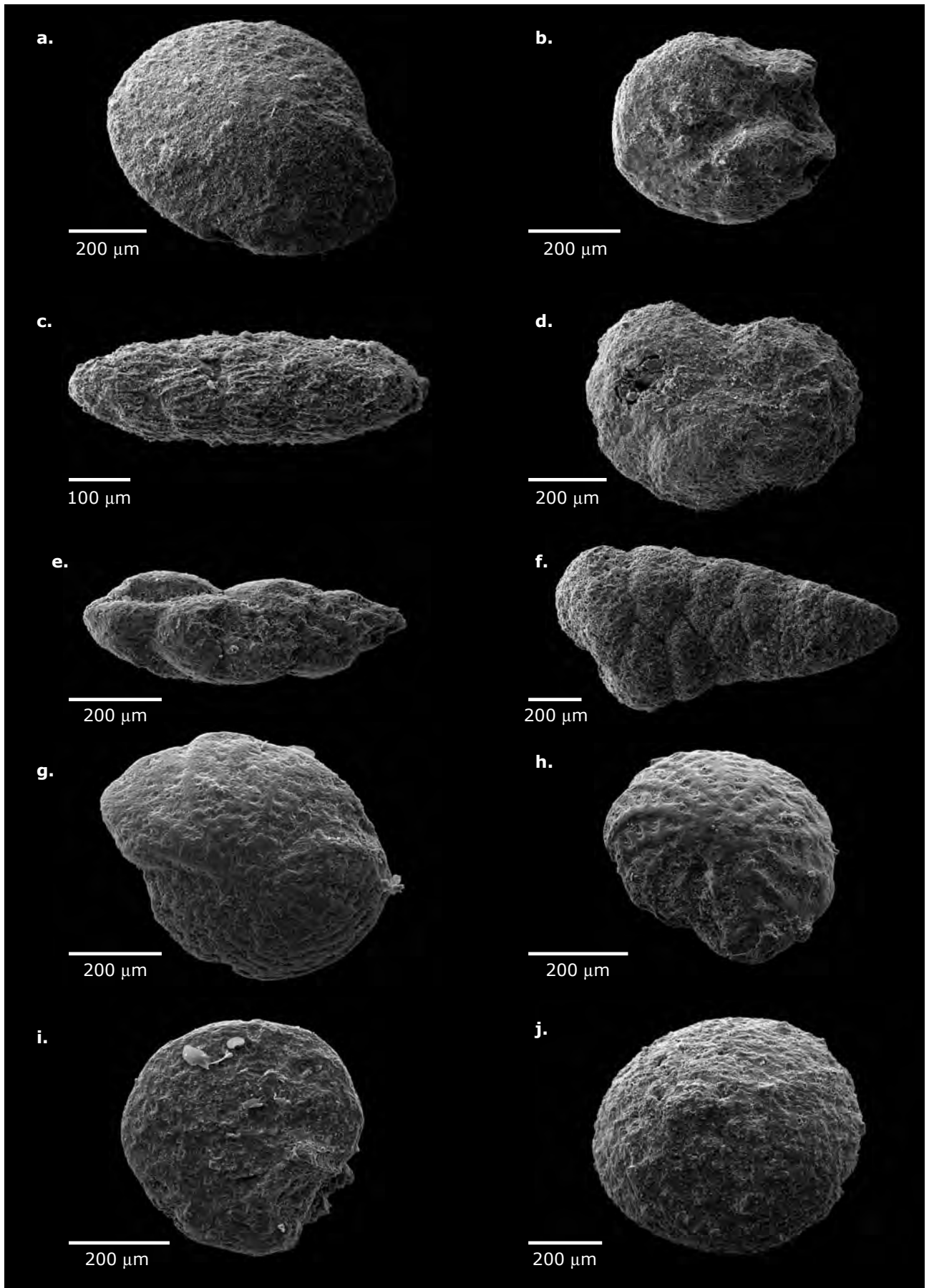
b.



5 cm

PLANCHE VIII

- a. *Elphidium crispum* (CdL10), coupe du Crêt-du-Loche, Burdigalien
Formation des Grès verts burdigalien
Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM
- b. Rotaliidae ind. (CdL10), coupe du Crêt-du-Loche, Burdigalien
Formation des Grès verts burdigalien
Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM
- c. *Uvigerina* sp. (CdL10), coupe du Crêt-du-Loche, Burdigalien
Formation des Grès verts burdigalien
Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM
- d. *Elphidium* sp. (CdL16), coupe du Crêt-du-Loche, Burdigalien
Formation des Grès verts burdigalien
Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM
- e. *Buliminia* sp. (CdL17), coupe du Crêt-du-Loche, Burdigalien
Formation des Grès verts burdigalien
Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM
- f. *Spiroplectinella deperdita* (CdL19), coupe du Crêt-du-Loche, Burdigalien
Formation des Grès verts burdigalien
Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM
- g. *Elphidium* sp. (GLO P2), remplissage karstique de Glovelier, Burdigalien terminal (MN4)
Formation des Sables à galets
Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM
- h. *Elphidium* sp. (GLO P2), remplissage karstique de Glovelier, Burdigalien terminal (MN4)
Formation des Sables à galets
Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM
- i. Rotaliidae ind. (GLO P2), remplissage karstique de Glovelier, Burdigalien terminal (MN4)
Formation des Sables à galets
Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM
- j. *Eponides* sp. (GLO P1), remplissage karstique de Glovelier, Burdigalien terminal (MN4)
Formation des Sables à galets
Groupe des Conglomérats & Grès de l'OMM, Burdigalien terminal (MN4)



CURRICULUM VITAE

Originaire de Zürich, je suis né à Fribourg (Suisse) le 29 juin 1970 de Becker Franz et Claudine, née Jungo. J'obtiens la maturité fédérale scientifique (type C) en 1991 au Collège Saint-Michel (Fribourg).

En octobre 1991, je m'inscris à la Faculté des sciences de l'Université de Fribourg où j'obtiens le diplôme de Géologie et Paléontologie en juin 1996, avec un mémoire intitulé « Géologie de la région de Cornaux (Jura/Ne) et des marnières de Cornaux et Wallenried (USM) ».

En mai 1998, je débute ce travail de thèse au Département de Géosciences, Géologie et Paléontologie, de l'Université de Fribourg, sous la direction du Prof. Jean-Pierre Berger. Employé comme assistant Fonds National, j'encadre les étudiants au cours des travaux pratiques de paléontologie et lors des excursions organisées par le Département et participe encore à la préparation et la présentation de cours traitant sur la paléontologie des périsodactyles.

En parallèle à la réalisation de cette thèse, je travaille à 50% depuis mai 2001 à la Section de paléontologie de la république et canton du Jura, comme responsable de recherche sur le Tertiaire.

Fribourg, le 8 août 2003

GeoFocus volume 1 :

HILLGÄRTNER, Heiko (1999) The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing (203 pp.).

GeoFocus volume 2 :

DUPRAZ, Christophe (1999) Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français) (247 pp.).

GeoFocus volume 3 :

BASSANT, Philip (1999) The high-resolution stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey (278 pp.).

GeoFocus volume 4 :

COLOMBIÉ, Claude (2002) Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relations plate-forme – bassin et facteurs déterminants (198 pp.).

GeoFocus volume 5 :

PICOT, Laurent (2002) Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane: paléontologie (Ostracodes), paléoécologie, biostratigraphie et paléogéographie (240 pp.).

GeoFocus volume 6 :

DAPPLES, Florence (2002) Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène : influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine (158 pp.).

GeoFocus volume 7 :

HUG, Wolfgang Alexander (2003) Sequenzielle Faziesentwicklung der Karbonatplattform des Schweizer Jura im Späten Oxford und frühesten Kimmeridge (156 pp.).

GeoFocus volume 8 :

OSWALD, Daniel (2003) Analyse de l'activité de glissements de terrain et relation avec les conditions climatiques:
Exemples dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) (147pp.).

GeoFocus is the publication series of the Department of Geosciences, Geology and Palaeontology, University of Fribourg, Switzerland, and can be ordered at:

Department of Geosciences - Geology and Palaeontology
University of Fribourg
1700 Fribourg, Switzerland