143 458

50376
1996
496

THÈSE

présentée à

**L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES
ET
TECHNOLOGIES DE LILLE**

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ EN GÉOLOGIE ET GÉOCHIMIE SÉDIMENTAIRES

par

Emmanuelle VENNIN

UNIVERSITÉ DES SC. ET TECHN. BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITAIRE LILLE 1

ARCHITECTURE SÉDIMENTAIRE DES BIOCONSTRUCTIONS PERMO-CARBONIFÈRES DE L'OURAL MÉRIDIONAL (RUSSIE)

Soutenue publiquement le 8 novembre 1996 devant la commission d'examen :

Président :	H. CHAMLEY	(Directeur Scientifique, Université de Lille I)
Rapporteurs :	P. HOMEWOOD	(Société Elf-Aquitaine)
	B. BEAUCHAMP	(Canadian Geological Survey, Canada)
Examinateurs :	J.N. PROUST	(Responsable Scientifique, Université de Lille I)
	T. BOISSEAU	(Société Elf-Aquitaine)
	B. CHUVASHOV	(Ekaterinburg Institut, Russie)
	E. FLÜGEL	(Erlangen Universität, Allemagne)
	D. VACHARD	(Université de Lille I)

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ EN GÉOLOGIE ET GÉOCHIMIE SÉDIMENTAIRES

par

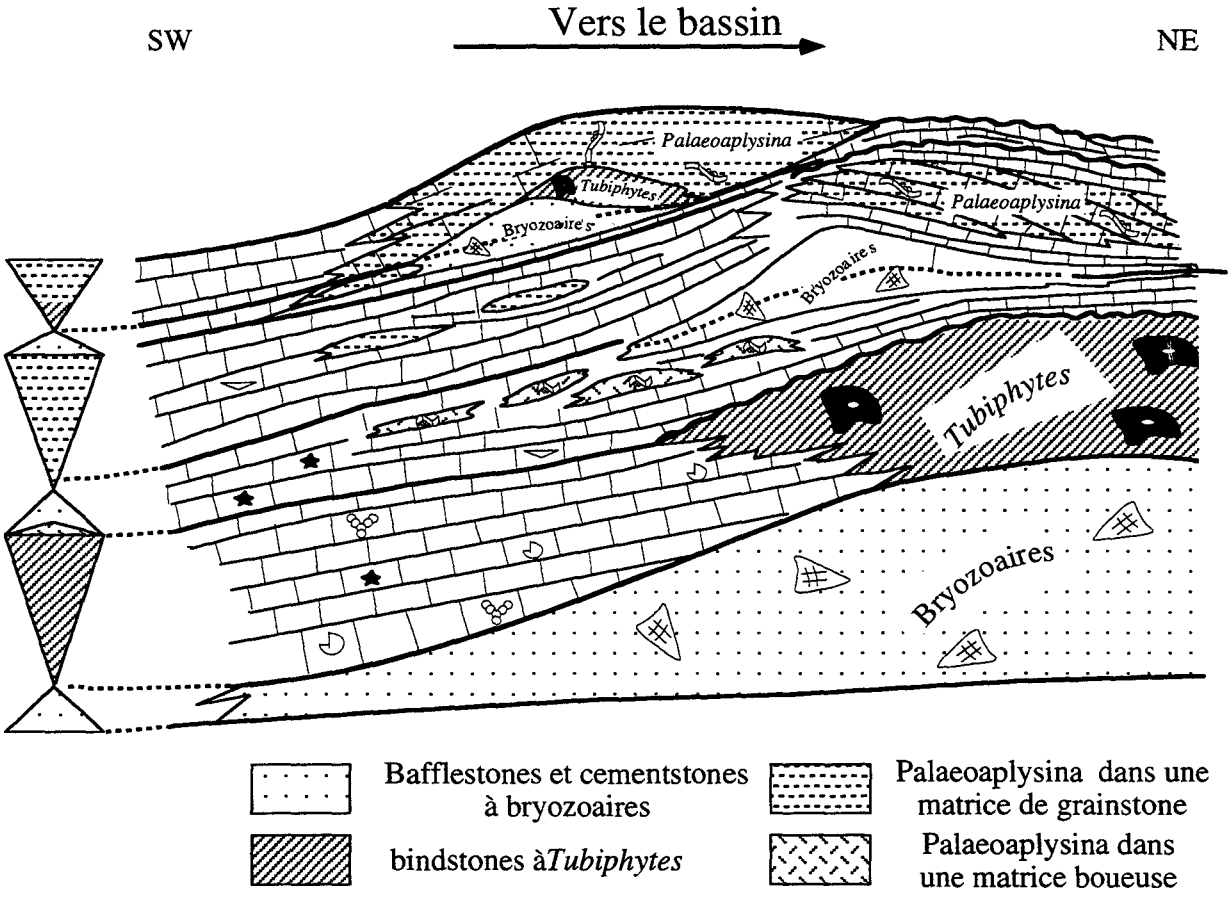
Emmanuelle VENNIN

ARCHITECTURE SÉDIMENTAIRE DES BIOCONSTRUCTIONS PERMO-CARBONIFÈRES DE L'OURAL MÉRIDIONAL (RUSSIE)

Soutenue publiquement le 8 novembre 1996 devant la commission d'examen :

Président :	H. CHAMLEY	(Directeur Scientifique, Université de Lille I)
Rapporteurs :	P. HOMEWOOD	(Société Elf-Aquitaine)
	B. BEAUCHAMP	(Canadian Geological Survey, Canada)
Examinateurs :	J.N. PROUST	(Responsable Scientifique, Université de Lille I)
	T. BOISSEAU	(Société Elf-Aquitaine)
	B. CHUVASHOV	(Ekaterinburg Institut, Russie)
	E. FLÜGEL	(Erlangen Universität, Allemagne)
	D. VACHARD	(Université de Lille I)

ARCHITECTURE SEDIMENTAIRE DES BIOCONSTRUCTIONS PERMO-CARBONIFERES DE L'OURAL MERIDIONAL (RUSSIE)



Emmanuelle Vennin

Département des Sciences de la Terre. Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale.
Université des Sciences et Technologies de Lille I.

a José Javier

Le théoricien : et où as tu trouvé ceci écrit?,
ou bien, dis-moi de quelle école tu viens?,
où as tu entendu ce que tu dis?

Le practicien : je n'ai pas eu d'autre livre que le Ciel et la Terre,
et celui-ci est connu de tous,
et à tous est donné l'apprentissage pour lire ce beau livre.

Des pierres (**Bernard de Palissy**, 1510-1590)

REMERCIEMENTS

Ce travail a pris forme au cours d'une période de trois années, qui s'étend de juillet 1993 à juin 1996. Ce laps de temps m'a permis d'apprendre et de découvrir de nombreux aspects de la géologie et de mieux connaître les personnes en relation avec les différents thèmes de recherche abordés.

Ce travail est le fruit d'une grande illusion initiale et d'efforts consentis afin d'affronter certains paradoxes géologiques et humains.

Tout au long de ce travail, j'ai accumulé un nombre de dettes de gratitude bien supérieur à ma capacité de remerciements. Toutefois, et bien que je sois certaine d'oublier involontairement l'une de ces personnes, je voudrais essayer d'exprimer ma gratitude à un grand nombre d'entre elles.

Ma gratitude s'adresse, en premier lieu, au Professeur Hervé Chamley, de l'Université de Lille I, pour son accueil dans le Laboratoire de Lille et m'avoir appuyée dans les moments critiques d'une thèse.

Je remercie tout particulièrement la Société Elf-Aquitaine pour m'avoir honorée de ce sujet de thèse et donné les moyens financiers de la mener à terme.

Mes remerciements vont à Mrs Jean-Noël Proust (Université de Lille), Thierry Boisseau (Société Elf-Aquitaine) et Boris Chuvashov (Université d'Ekaterinbourg), mes directeurs de recherche scientifique, pour leur expérience et leurs profondes connaissances de la géologie régionale.

Je remercie également les ingénieurs de la Société Elf-Aquitaine qui m'ont fait partager leurs expériences sur le terrain et dans leurs laboratoires respectifs : Mrs Alain Allary, Herbert Eichenseer, Pierre Gruneisen, Pierre Masse, Arneau Meyer et Christian Seyve.

Toute ma gratitude pour Mr Daniel Vachard (Université de Lille) qui m'a apporté un soutien biostratigraphique et dont les suggestions et discussions m'ont été d'un grand secours.

Je tiens à remercier Mr Benoit Beauchamp (Geological Survey of Canada) pour son aimable collaboration et m'avoir fait part de ses connaissances concernant les complexes bioconstuits des régions Arctiques.

Ces remerciements vont également à Mr et Mme Flügel et leur étudiant Elias Samankassou (Erlangen Universität) pour leur accueil et la possibilité qu'ils m'ont donné d'établir une comparaison avec les domaines bioconstruits des Alpes.

Je remercie vivement Mrs Frédéric Boulvain (Service Géologique de Belgique) et Michel Lopez (Université de Lille) pour leur amitié, leurs conseils et leurs précieuses suggestions tout au long de la thèse.

J'exprime ma gratitude à Mr Jean Louis Mansy et Mme Béatrice Ledesert (Université de Lille) pour leur soutien moral et leur aide concernant respectivement les aspects géodynamiques et diagénétiques de ce travail.

Je remercie Mme Janine Sarfati (Université de Montpellier) et Mr Robert Riding (Université de Cardiff) qui m'ont fait découvrir le monde passionnant des algues et des stromatolites.

Mrs Eladio Liñán, Vicente Sánchez-Cela et Marcos Aurell sont également remerciés pour m'avoir facilité l'accès au matériel technique et scientifique de l'Université de Saragosse.

Je dois une part importante de cette recherche aux techniciens qui m'ont aidé :

A Pau (Société Efl-Aquitaine) : Solange Cantaloube, Valérie Maytan et Jean Jaudet.

A Lille : Eliane Hanton, Nelly Pernot, Jean Carpentier, Pierre Dorn, Franck Duthoit et Philippe Recourt.

Je n'oublie pas non plus l'équipe Russe qui nous a guidés sur le terrain par leur connaissance et leur gentillesse : Mr Chuvashov, Mme Ivanova, Mr Mizens, et Mr Shuysky.

Je remercie Mrs Martial Caridroit, Franck Chanier, Jean François Deconinck, Jean Marie Degardin, Jean Luc Podevin, Francis Meilliez et John Terry (Université de Lille) pour leurs conseils et suggestions.

J'adresse toute mon amitié à mes compagnons de troisième cycle : Anne et Maryline, avec lesquelles j'ai partagé un bureau dont la bonne humeur restera à jamais gravée dans mon esprit, Juliette, Danièle, Christos, Rigobert, Jean Yves, Eric et Moukhit, Lazlo, Anne Georlette, Anne Verhulst, Andrès Gil, Cristina Chaves et Beatriz Badenas... que ceux que je n'ai pas cités me pardonnent.

Non sans émotions, je remercie Nicolas et toute sa famille pour leur gentillesse et leur profonde amitié.

Merci enfin à maman, Carmen et José Luis et aux membres de ma famille pour leur inestimable soutien.

A ti, mi esposo Javier, aunque mi dedicatoria no pueda devolverte la paciencia que has gastado a lo largo de estos cuatro años, deseo con estas pocas palabras expresarte toda la gratitud que he contraido hacia ti y honrar tu valor científico y humano.

TABLE DE MATIERES

CHAPITRE I. Introduction (page)

1.1 Objectifs et cadre scientifique 3
1.2 Localisation et aperçu historique 6
1.3 Les grandes unités géologiques 9
1.4 Stratigraphie 16
1.5 Méthodes d'analyse 21

CHAPITRE II. Bioconstructions de Plakoon ou Crying Cliff (Moscovien supérieur à Kasimovien).

2.1 Introduction 34
2.2 Description et interprétation des faciès 41
2.3 Paléoécologie 50
2.4 Analyse séquentielle 55
2.5 Discussion et conclusions 59

CHAPITRE III. Bioconstruction de Kyn Station (Gzhélien).

3.1 Introduction 65
3.2 Description et interprétation des faciès 69
3.3 Paléoécologie 76
3.4 Analyse séquentielle 79
3.5 Discussion et conclusions 82

CHAPITRE IV. Bioconstructions de type "shikhan", région de Sterlitamak (Assélien à Artinskien inférieur).

4.1 Introduction 86
4.2 Description et interprétation des faciès 102
4.3 Description des faciès en remplissage de fractures et cavités 118
4.4 Paléoécologie 125
4.4.1 Shikhan Tratau 125
4.4.2 Shikhan Shaktau 128
4.5 Processus diagénétiques 130
4.5.1 La matrice 131
4.5.2 La porosité 132
4.5.3 Les principaux ciments 135
4.5.4 Les cavités stromatactis de la bioconstruction de Tratau 144
4.5.5 Les fractures ouvertes de la bioconstruction de Tratau 154
4.5.6 Les fissures et les fractures ouvertes de la bioconstruction de Shaktau 164
4.6 Architecture sédimentaire du shikhan Tratau 171
4.6.1 Stratigraphie séquentielle 171
4.6.2 Géométrie 174
4.7 Architecture sédimentaire du shikhan Shaktau 178
4.7.1 Stratigraphie séquentielle 178
4.7.2 Géométrie 181
4.8 Discussion et conclusions 186
4.8.1 Reconstitution paléogéographique de la bioconstruction

de Tratau 186
4.8.2 Reconstitution paléogéographique de la bioconstruction de Shakthau 189
4.8.3 Reconstitution paléogéographique et synthèse des bioconstructions de Sterlitamak 191

CHAPITRE V. Bioconstructions de Ryabinov et de Nizhne-Irginsk (Artinskien supérieur).

5.1 Introduction 193
5.2 Description et interprétation des faciès 218
5.3 Paléoécologie, séquentielle, géométrie et paléoenvironnements des bioconstructions de Ryabinov 230
5.4 Paléoécologie, séquentielle, géométrie et paléoenvironnements des bioconstructions de Nizhne-Inrginsk 242

CHAPITRE VI. Discussion et conclusions.

6.1 Paléogéographie et géodynamique 256
6.1.1 Introduction 257
6.1.2 Migration des ceintures bioconstruites 258
6.1.3 Géodynamique du bassin 262
6.2 Facteurs gouvernant l'installation, la croissance et la disparition des bioconstructions 264
6.2.1 Facteurs géodynamiques 266
6.2.2 Facteurs téctono-sédimentaires allostratigraphiques 269
6.2.3 Facteurs autostratigraphiques 276
6.3 Perspectives 281

CHAPITRE VII. Résumé/Summary 282

CHAPITRE VIII. Bibliographie 308

CHAPITRE I. INTRODUCTION

CHAPITRE I

Introduction

1.1 Objectifs et cadre scientifique

Le principal objectif de cette thèse est de comprendre l'architecture sédimentaire de plusieurs bioconstructions, d'âge Carbonifère supérieur à Permien inférieur, du secteur centro-méridional de l'Oural (République de Bashkirie, Russie; fig. 1.1). Ce thème de recherche a été abordé suivant une approche multidisciplinaire, qui comprend une analyse de faciès, sédimentologique, paléoécologique, diagénétique et séquentielle.

Ce travail est le résultat d'une collaboration entre la Société Elf-Aquitaine et les Universités de Lille (France) et d'Ekaterinbourg (Russie). Au cours des étés 1992, 1993 et 1994, une équipe interdisciplinaire appartenant à ces différentes institutions a réalisé les missions de terrain. Cette

thèse représente l'un des aspects de cette recherche abordée sur le terrain, et se focalise sur l'étude des sédiments carbonatés bioconstruits. Ces sédiments simulent, en situation d'affleurement, les dépôts riches en hydrocarbures de la plate-forme russe et des bassins Précaspien et de Timan-Pechora.

Le choix des complexes bioconstruits a une relation directe avec le contexte géodynamique de mise en place du bassin d'avant-pays pré-ouralien. Trois phases principales ressortent de l'individualisation de ce bassin (Chuvashov, 1983); chaque bioconstruction illustre l'une de ces phases :

(1) Phase d'individualisation du bassin d'avant-pays, marquée par l'installation des premières bioconstructions d'âge Carbonifère supérieur; exemples : bioconstructions de Kyn Station et de Plakoon (région de Chussovoï).

(2) Phase de flexuration du bassin d'avant-pays, qui correspond au développement maximum des bioconstructions au cours du Permien inférieur; exemples : bioconstructions de Tratau et de Shaktau (région de Sterlitamak).

(3) Phase de comblement ou phase de "stress", qui marque la disparition progressive des bioconstructions au cours du Permien inférieur terminal et du Permien supérieur; exemples : bioconstructions de Ryabinov et de Nizhne-Irginsk (région de Krasno-Ufimsk).

Un objectif complémentaire abordé lors des missions d'exploration concerne l'étude des processus diagénétiques enregistrés par ces complexes bioconstruits. L'application directe de cette étude est de caractériser l'impact de la diagenèse sur l'évolution des bioconstructions, et d'envisager la relation porosité/perméabilité des dépôts au cours du temps. Parmi l'ensemble des bioconstructions étudiées, seule celle de Tratau a fait l'objet d'une analyse diagénétique détaillée; les autres bioconstructions étant dépourvues d'enregistrements diagénétiques complexes et de conditions d'affleurement suffisantes.

Outre l'aspect économique qu'apportent ces dépôts carbonatés, un intérêt majeur repose sur la proposition d'une reconstitution paléogéographique considérant la mise en place des bioconstructions. Ces dernières représentent des écosystèmes complexes où interagissent deux types de facteurs. D'une part, les relations synécologiques exercées par les organismes des écosystèmes répondent à un contrôle autostratigraphique. En effet, les conditions écologiques restrictives nécessaires à l'installation et à la croissance des organismes font des bioconstructions d'excellents indicateurs des conditions des environnements benthiques. De ce fait, les principales extinctions phanérozoïques montrent que les organismes bioconstructeurs sont les plus sensibles aux perturbations du milieu ambiant, entraînant leur disparition (archéocyathes, stromatopores, coraux rugueux et tabulés, rudistes, etc.). D'autre part, les facteurs externes ou allostratigraphiques influencent directement la géométrie finale des bioconstructions, et leurs phases d'installation, de croissance et de disparition.

Deux méthodologies parallèles s'associent dans cette étude et illustrent deux échelles de travail différentes : (1) une étude paléoécologique (ou autostratigraphique) des biofaciès, de leurs associations fossiles et de leurs modifications spatio-temporelles (successions écologiques et remplacements de communautés), et (2) une étude séquentielle (ou allostratigraphique). Ces deux méthodes complémentaires reposent sur l'analyse des faciès et leurs interprétations permettent de proposer des modèles de bioconstruction et une évolution géodynamique.

L'introduction des modèles géodynamiques est l'un des aspects développés dans ce travail. Plusieurs modèles locaux de rampes et/ou de plate-formes sont suggérés à partir de l'étude des bioconstructions, et sont complétés par des corrélations d'échelle régionale. Ces modèles permettent de reconstituer certains secteurs de la bordure orientale de la plate-forme russe. Une migration des ceintures bioconstruites vers l'ouest est enregistrée en relation avec l'évolution du bassin d'avant-pays pré-ouralien. Les modèles, proposés pour différents secteurs géographiques, ne prétendent pas reconstituer la géodynamique à l'échelle régionale. Une étude de l'ensemble des dépôts carbonatés (non bioconstruits) et terrigènes du bassin s'avère nécessaire afin d'élaborer une telle reconstitution et ne fait pas partie des objectifs entrepris dans ce travail.

De même, la reconstitution d'une courbe locale des variations relatives du niveau marin, à partir de l'étude des bioconstructions, permet de discuter la relation entre eustatisme et subsidence.

Enfin, cette thèse représente un échelon intermédiaire de la connaissance paléogéographique et géodynamique d'un domaine de transition entre la plate-forme russe et le bassin d'avant-pays pré-ouralien. Des études ultérieurs abordant d'autres aspects régionaux permettront de compléter les discussions et conclusions proposées dans ce travail.

Fig. 1.1 : Localisation géographique de la zone d'étude en Oural (Russie).
Fig. 1.1.: Sketch map of the Urals mountains.

1.2 Localisation et aperçu historique

1.2.1 Cadre géographique

L'Oural, frontière naturelle entre l'Asie et l'Europe, s'étend sur plus de 2150 km, depuis l'océan Arctique jusqu'au fleuve Oural au sud, et présente une largeur de 40 à 160 km (fig. 1.2). Le domaine septentrional se prolonge vers la chaîne du Pay-Khoy, particulièrement érodée, et la Nouvelle Zemble. Cette dernière sépare les mers de Barentz (à l'ouest) et de Kara (à l'est). Dans les domaines méridionaux, les collines du Mugodzhar prolongent l'Oural et séparent les dépressions Caspienne et Aral.

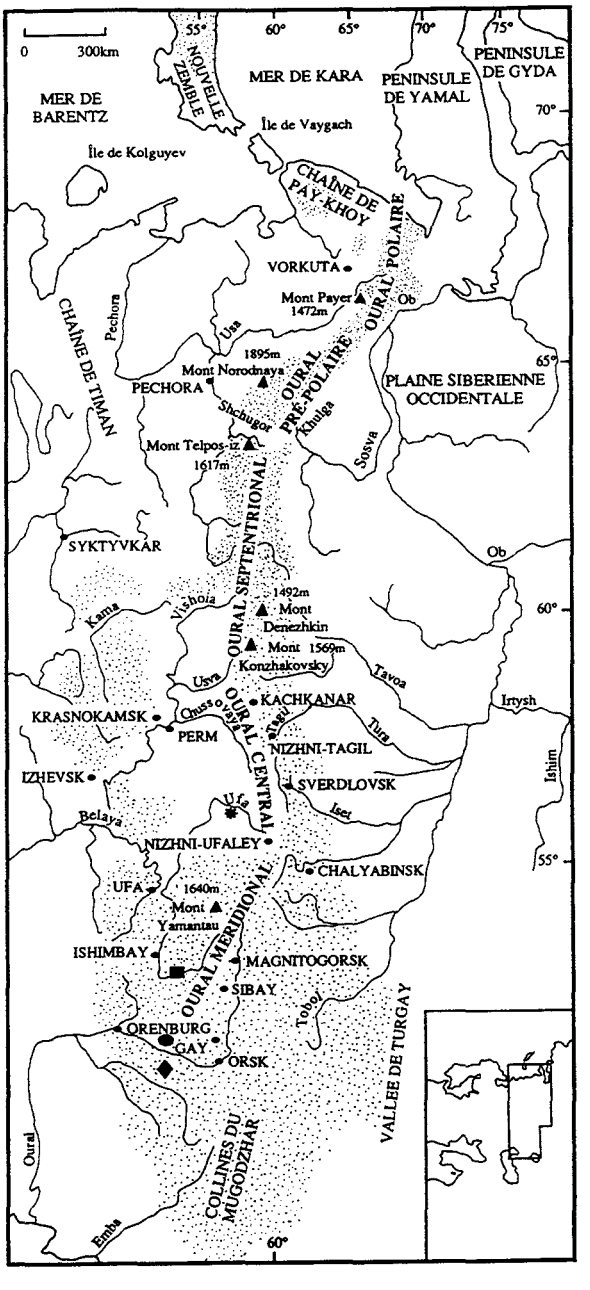


Fig. 1.2 : Carte géographique de l'Oural (Russie) et unités géographiques internes de la chaîne ouralienne.
Fig. 1.2: Simplified map of the Ural mountains showing geographical units.

Les traités de géographie publiés jusqu'à présent, tendent à diviser la chaîne ouralienne en cinq unités :

- L'Oural polaire s'étend au nord sur plus de 500 km, depuis la mer de Kara au NE jusqu'au fleuve Usa à l'ouest. Les montagnes de cette région culminent à 1000-1100 m au dessus du niveau marin, avec un maximum de 1472 m au mont Payer.
- L'Oural pré-polaire s'alonge sur plus de 300 km au nord de la rivière Shchugor. Cette région contient les sommets les plus élevés de toute la chaîne ouralienne et culmine à 1895 m avec le mont Norodnaya. Elle est dominée par un permafrost et des glaciers en altitude.
- L'Oural septentrional occupe plus de 350 km jusqu'au sud du fleuve Usva. La chaîne s'élève en moyenne à 1100 m d'altitude, et le mont Telpos-iz se détache avec une altitude de 1617 m. La majorité des sommets est aplanie et représente les reliques d'anciennes pénéplaines soulevées par le jeu d'une tectonique récente.
- L'Oural central s'étend sur plus de 400 km jusqu'au fleuve Ufa. Ce domaine dépasse rarement 485 m d'altitude avec un maximum de 1100 m.
- L'Oural méridional s'allonge sur plus de 700 km au SW du fleuve Oural. L'unité méridionale est constituée de plusieurs chaînes de montagnes subparallèles. Ces chaînes s'élèvent à 1180 m et culminent avec le mont Yamantau à 1640 m d'altitude. Au sud, la chaîne ouralienne passe progressivement aux collines du Mugodzhar qui atteignent 605 m d'altitude.

Les fleuves qui s'écoulent à travers cette chaîne de montagnes débouchent finalement dans l'océan Arctique (Ob et la Pechora) et dans la mer Caspienne (Kama, Volga et Oural). Les rivières les plus importantes telles que Chussovaya, Belaya et Vishera se déversent dans la Kama, tandis que la Sakmara s'écoule vers le fleuve Oural.

Le climat qui règne dans ces régions est essentiellement continental. La chaîne du Pay-Khoy est soumise à l'influence des océans Arctique et Atlantique nord, qui modèrent les variations hivernales excessives. Au sud, les collines du Mugodzhar et l'Oural méridional sont parcourus, en été, par des vents chauds et secs en provenance de l'Asie centrale. Les vents d'ouest apportent quant à eux les nombreuses précipitations de l'hiver.

La distribution subméridienne de la chaîne influence la distribution de la végétation, qui évolue de la toundra au nord, à la taiga puis aux steppes dans les zones centrales et à une végétation semi-désertique au sud.

1.2.2 Aperçu historique (*).

Ce paragraphe intègre les données historiques empruntées aux différents travaux réalisés dans le secteur centro-méridional de l'Oural et, plus particulièrement, ceux concernant les bioconstructions carbonatées d'âge Carbonifère supérieur à Permien inférieur. Ce paragraphe permet de souligner l'état actuel des connaissances et les problèmes rencontrés lors de l'étude géologique de l'Oural.

D'après Rauser-Chernoussova (1950; 1951), les recherches géologiques réalisées en Oural sont regroupées selon trois ensembles. La première période, des précurseurs, correspond aux travaux des géologues et des naturalistes européens et s'étend jusqu'au XXème siècle. La seconde période correspond essentiellement aux études dirigées par Dr. Noiski (1915-1916 et 1928-1930). Enfin la dernière période, difficilement différenciée de la précédente, se rapporte aux disciples du Dr. Noiski. Cette période s'étend depuis la seconde guerre mondiale jusqu'à nos jours.

La succession de ces trois périodes correspond également à une spécialisation au cours du temps des domaines de recherche. La première période aborde des études très générales concernant l'ensemble de la chaîne ouralienne. La seconde, envisage une étude plus détaillée des dépôts du Carbonifère au Permien, et la dernière se focalise sur les bioconstructions d'âge Permo-Carbonifère.

(*) La plupart des références bibliographiques de ce paragraphe proviennent de Rauser-Chernoussova (1950-1951) et ne seront pas reprises en bibliographie.

- Les précurseurs

1. Jusqu'au XVIII ème siècle

Les premiers écrits qui se réfèrent à l'Oural font de ces montagnes un mythe plus qu'une réalité. Hyppocrate, Aristote (Ier siècle av J.C.) et Pline (Ier siècle ap J.C.) parlaient dans leurs écrits des montagnes riphéennes et boréales. Selon Pline, "cette partie du monde est maudite par la nature et enveloppée dans une obscurité impénétrable (...), sert à la production du froid et recueille les vents du nord". Les fleuves étaient reconnus pour leur abondantes quantités d'or et, selon Timogène, des gouttes de cuivre tombaient en pluie. Ptolémée proposa une direction E-W pour ces montagnes et cette opinion se maintiendra durant tout le Moyen-Age, malgré les observations des géographes arabes (Edrisi), qui soulignent le caractère méridien de la chaîne. Cette croyance sera modifiée, ensuite, par le Baron Heberstein dans son "*Moscovitarum comentarii*" (1549).

Vers la fin du XIème siècle, les russes ont découvert le secteur le plus septentrional de la chaîne et son exploration prend fin au XVIIème siècle avec la découverte d'abondantes richesses naturelles. Les premières recherches géographiques datent du XVIIIème siècle et sont attribuées à l'historien et géographe russe Tatishchez. L'Oural devient à cette époque l'une des régions industrielles les plus importantes de Russie.

2. Du XVIIIème au XXème siècles

L'exploration scientifique a débuté avec les voyages de Pallas (entre 1768 et 1774). Au cours du XIXème siècle, plusieurs scientifiques russes participent à ces recherches : le géologue Karpinsky, le botaniste Krylov et le zoologue Sabaneev, ainsi que d'importants naturalistes étrangers, tels que von Humbolt, Rose, de Verneuil, le Comte de Keyserling, Helmersen et Sir Murchison, qui a publié la première carte géologique de l'Oural (1841).

Les premières cartes furent dessinées par le Comité Géologique de St. Petersburg, essentiellement par Karpinsky, Cherishev, Hofmann et Kovalski. Les travaux récents deviennent plus spécialisés et se concentrent sur le Permien de l'Oural central et méridional. Kvalen (1843) et Murchison (1845) furent les premiers à décrire la géologie des environs de Sterlitamak et Ishimbay et, plus particulièrement, les monticules calcaires isolés qui parsèment le paysage, également dénommés "shikhany". Les premières cartes géologiques de cette région furent publiées par Voschel (1853). Kutorga, Keyserling, Moeller (1878-1880), Tschernyshev (1902) et Karpinski (1891) ont participé aux descriptions paléontologiques des dépôts récifaux du Paléozoïque terminal.

- L'école de Noinsky (1915-1916 et 1928-1930)

Cette école se particularise par l'apport de nombreuses données biostratigraphiques. Parmi les contributions, la limite Carbonifère-Permien représente la plus importante. Elle se caractérise par la découverte de l'horizon repère à *Schwagerina*.

- La période de la seconde guerre mondiale jusqu'à nos jours

Blokhin (1932) a réussi à mettre en evidence l'organisation sub-méridienne des massifs bioconstruits enfouis dans la région d'Ishimbay. Osipov (1933) a reconnu l'importance des processus tectoniques dans la genèse des massifs d'Ishimbay, et considère l'aspect morphologique comme la conséquence du mode de croissance des récifs et d'une érosion postérieure pré-évaporitique. Bogdanov (1935) apporte de nouvelles considérations concernant la sédimentologie de cette région. Les "shikhany" ou récifs ont été étudiés également par Mikryukov (1937), Trofimuk (1936), Varov (1935), Berzrukov & Vorozheva (1937), Trofimuk & Pakhomova (1938), Rauser-Chernoussova (1937,1940) et Shamov (1938) qui en ont amélioré la biostratigraphiqe par l'étude détaillée des fusulines. Ces auteurs mettent en evidence une dérive vers l'ouest de la partie sommitale des récifs

par comparaison entre les Horizons Tashtub et *Schwagerina*. Shamov (1938), pour expliquer ce phénomène, associe la croissance continue des bioconstructions à une faible subsidence entraînant la migration latérale des dépôts.

Les sondages effectués à Ishimbay ont fait l'objet d'une analyse lithologique et paléontologique par Rauser-Chernousova (1935, 1937 et 1940), Belyaev et Rauser-Chernoussova (1938), Vissarionova (1937) et Korzhenevsky (1940). Ils ont proposé une origine récifale pour ces calcaires. Une étude morphologique des bryozoaires a été entreprise par Nikiforova (1939), Shulga-Nesterenko (1941), Novikova (1938) et Trizna (1939); les brachiopodes ont été étudiés par Kulikov (1938), Mikryukov (1937) et les ammonoïdes par Gerasimov (1937). Des études détaillées mettent également en evidence des algues bleue-vertes et des algues vertes. Pastovskii & Gesten (1935) ont étudié les produits de décomposition des bitumes. Radchenko (1938) a découvert la présence de substances humiques au sein du bitume et lui attribue une origine probablement continentale. Les études de faciès ont été entreprises et améliorées par Dubrovin (1936), Trofimuk (1939), Vissarionova & Shamov (1938).

Oubkin (1940) publie une synthèse de tous les travaux réalisés sur les monticules récifaux de la région de Sterlitamak. Theorodovich (1941) a repris le thème de migration des récifs et Stepanov (1941) a publié une synthèse du Carbonifère et du Permien de Bashkirie. D'autres études concernant la paléogéographie et la géomorphologie portent sur le degré d'érosion ayant affecté ces dépôts récifaux. Maslov *et al.* (1945) optent en faveur des hypothèses proposées par Gerasimov & Stepanov qui considèrent les massifs comme des reliefs résiduels d'un unique corps récifal développé au Permien inférieur. L'érosion serait d'âge ante Artinskien supérieur. D'autres auteurs (Keller *et al.*, 1945) pensent que le rôle de l'érosion sur la morphologie externe des massifs est différentielle car les dépôts situés à l'est et à l'ouest de ces massifs diffèrent. Cette différence de faciès s'explique selon Korolyuk (1947) par la présence de courants marins défavorables au développement des organismes.

Après les années 50, l'abondance des données stratigraphiques, sédimentologiques et paléontologiques implique leur insertion directe dans les chapitres suivants. Parmi les synthèses les plus marquantes et reprises dans ce travail, ont été retenues celles de Rauser-Chernoussova (1951) pour les études sur les shikhany de Sterlitamak et les bioconstructions de la région d'Ishimbay. Le travail monographique de Koroluyk (1985) porte sur le shikhan de Shaktau (secteur de Sterlitamak). Shamov (1984) se consacre également à l'étude de ces bioconstructions et plus particulièrement aux sondages réalisés dans le secteur d'Ishimbay. Chuvashov (1983) et Kuznetsov (1990) proposent quant à eux une synthèse des bioconstructions de l'Oural et leur évolution au cours du temps. Enfin, Chuvashov (1983) détermine trois intervalles de temps favorables au développement des bioconstructions de l'Oural : (1) Carbonifère moyen et supérieur ou phase d'initiation; (2) Permien inférieur (Assélien-Sakmarien) ou phase pricipale de développement (bioconstructions de type Urakovs et Duvansk; Chuvashov, 1979); et (3) Artinskien-Kungurien (bioconstructions de type Sarginsk, Sylvinsk et kungourienne).

1.3 Les grandes unités géologiques

1.3.1 La plate-forme russe : généralités

La plate-forme russe fait partie du craton est-européen. Le socle du craton, à caractère métamorphique est recouvert sur la plate-forme russe par une couverture sédimentaire, ne dépassant pas 400 mètres d'épaisseur.

La plate-forme russe est un ensemble hétérogène, constitué de massifs (ou "antéclises") et de dépressions (ou "synéclises"), qui s'étend de la Bielorrusie actuelle jusqu'aux contreforts de l'Oural. Les principales "synéclyses" sont les bassins de Moscou-Mezen, Dnieper-Donetz, Précaspien, Pré-ouralien et Timan-Péchora; les principales "antéclyses" sont celles de Volga-Oural, Pomar et Vuronaj (fig.1.3).

Le socle de la plate-forme russe a été reconnu essentiellement par forages profonds. Il est constitué de roches métamorphiques datées de l'Archéen au Protérozoïque moyen. La structure de ce

socle, établie par prospection géophysique, est celle d'une mosaïque de blocs de grandes dimensions (Nalivkin, 1984; Gafarov *et al*, *in* Khaïn, 1985). Les blocs sont constitués de massifs granito-gneissiques archéens, accolés par des systèmes plissés au cours du Protérozoïque inférieur et moyen, avec des reliques de volcanisme basique et ultrabasique.

Les premiers sédiments recouvrant le socle de la plate-forme russe apparaissent vers la fin du Protérozoïque supérieur (Riphéen), après une phase de plutonisme intense au début du Protérozoïque supérieur. La sédimentation est liée à un système d'aulacogènes affectant le craton récemment consolidé (Khaïn, 1985). Ensuite, à partir du Vendien, un domaine géographique plus étendu s'est développé, avec le début de l'individualisation de la synéclise de Moscou. Les successions terrigènes vendo-cambriennes sont recouvertes par des successions carbonatées de l'Ordovicien et Silurien. L'épaisseur de ces dépôts est très variable sur la marge occidentale de la plate-forme. Un épisode d'émersion fini-silurien, marqué par un important hiatus stratigraphique, sépare la phase tectonique riphéenne-silurienne, d'une seconde phase tectonique hercynienne, qui s'étend du Dévonien moyen jusqu'au Trias. Les formations d'âge Dévonien inférieur sont représentés par des dépôts continentaux, et ne sont observables que dans la partie occidentale de la plate-forme.

Les bioconstructions étudiées appartiennent à la couverture sédimentaire de la plate-forme russe, secondairement reprise par la tectonique liée à l'orogenèse ouralienne.

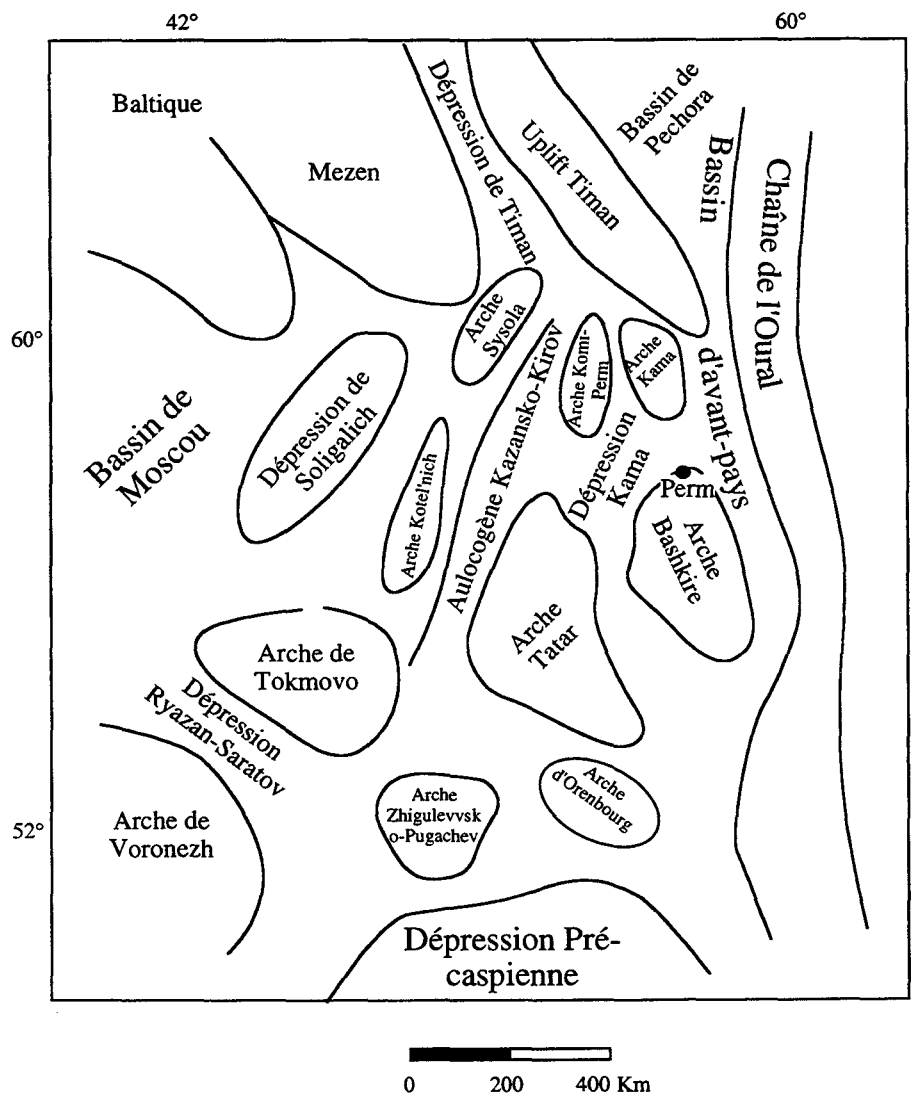


Fig. 1.3 : Principales Antéclises et synclises de la plate-forme russe (issu de Peterson & Clarke, 1983).
Fig. 1.3: Main structural features of the Russian platform (from Peterson & Clarke, 1983).

1.3.2 L'Oural

L'Oural se compose d'étroits compartiments d'orientation sub-méridienne, formés lors de la structuration permo-triassique, et associés à de grandes nappes de charriage de vergence ouest. L'ensemble structural permet de distinguer deux secteurs principaux (fig. 1.4 b et c) : (A) un secteur externe (sur le versant ouest de la chaîne) et (B) un secteur interne (situé à l'est), limités par une structure tectonique majeure : la Faille Majeure de l'Oural (Matte *et al.*, 1993).

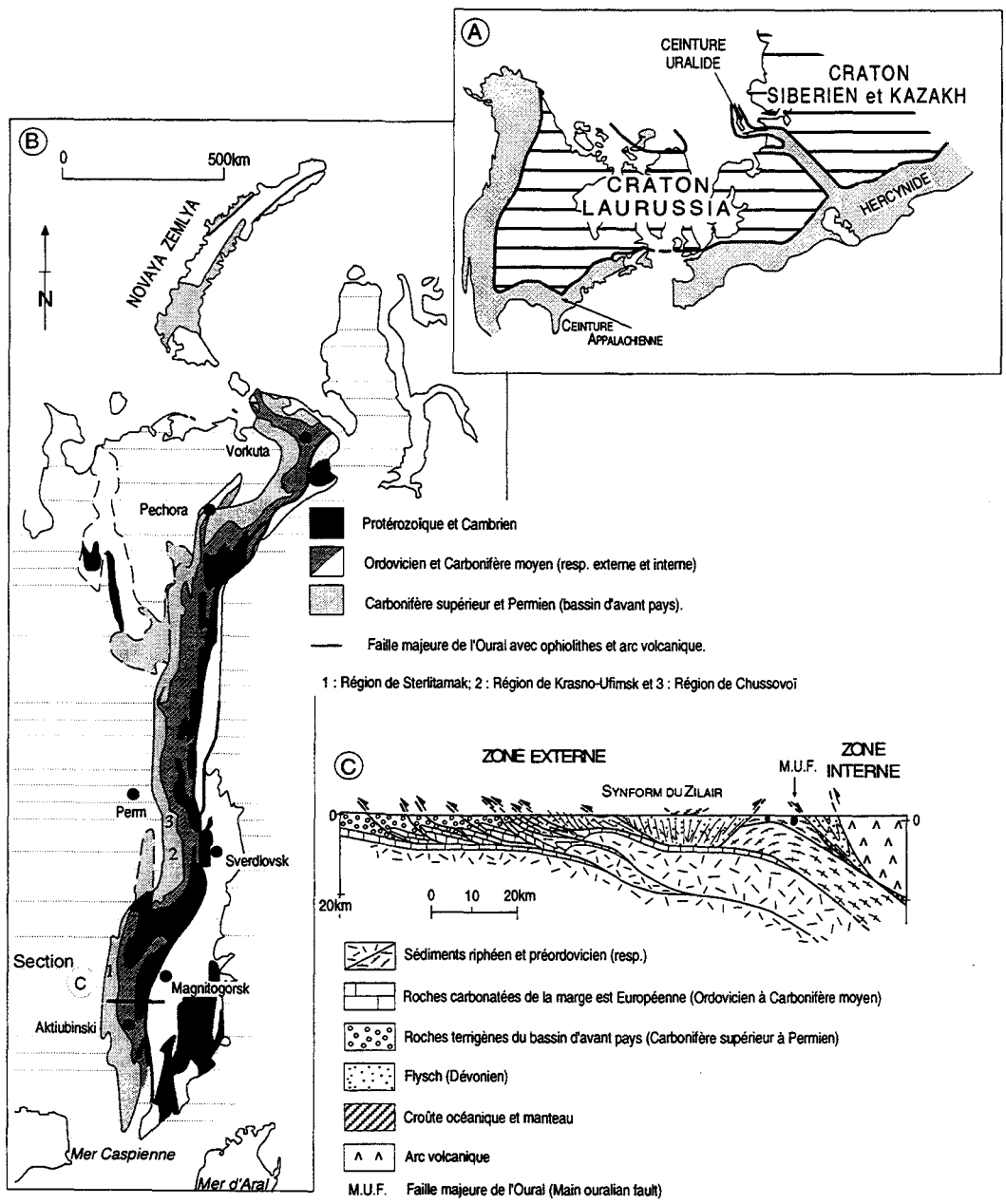


Fig. 1.4 : Cadre géologique de l'Oural : A) reconstruction paléogéographique des cratons Laurussia, Sibérien et Kazakhe, B) principales unités géologiques de l'Oural et C) section transversale de la chaîne de l'Oural selon une orientation Est-Ouest (d'après Matte *et al.*, 1993).

Fig. 1.4 : Sketch illustrating different geological aspects of the Ural mountains: A) paleogeographical reconstruction of the Laurussia, Siberian and Kazakhstan cratons; B) main geological units; C) diagrammatic E-W cross-section of the Ural mountains (after Matte et al., 1993).

(A) Le secteur externe de l'Oural (versant occidental)

Le secteur externe est développé sur la marge orientale du craton est-européen ou "aire paléo-continentale" (Ivanov & Rusin, 1986; Puchkov & Ivanov, 1987). Il est composé de deux ensembles, dénommés domaine interne et bassin pré-ouralien. Le premier est constitué d'une succession précambrienne et paléozoïque, fortement tectonisée, qu'on rapporte à celle de la plate-forme russe. Trois ensembles peuvent être individualisés dans le secteur centro-méridional de l'Oural : l'anticlinorium bashkire (où affleure le socle précambrien), son flanc occidental (composé d'une succession ordovicienne à carbonifère), et le synclinal de Zilair au sud (composé d'une succession frasnienne à tournaisienne). Plus à l'ouest, le seconde ensemble correspond au bassin pré-ouralien, qui possède une puissante succession terrigène, déposée du Carbonifère moyen au Trias inférieur.

- Le domaine interne

- L'anticlinorium baskhire affleure dès vallées des rivières Oufa (au nord) à Belaya (au sud), sur plus de 350 km. Sa largeur maximale est d'environ 110 kilomètres. Une épaisse succession sédimentaire affleure en bandes étroites d'orientation subméridienne. Les dépôts les plus anciens sont d'âge Archéen à Protérozoïque inférieur. A l'exception des successions de Taratash, l'essentiel des sédiments qui affleurent dans l'anticlinorium est d'âge Riphéen à Vendien.

La structure est déterminée par l'association de chevauchements plats, de vergence ouest, et de plis de direction nord-sud déversés à l'ouest. Le pendage des charriages est généralement faible, environ 8° sur le flanc NW de l'unité (Kazantseva & Kamaletdinov, 1986), repose ainsi sur les successions plissés du Paléozoïque. Sur son flanc oriental, l'anticlinorium est en partie bordé par la ride d'Uraltau, puis par les successions des secteurs internes.

La principale phase de structuration de l'ensemble de l'anticlinorium est hercynienne, en tenant compte de l'existence d'une phase de structuration antérieure (Vendien) soulignée par Dymkin *et al.*, (1984).

La ride d'Uraltau, située à l'est de l'anticlinorium, est une structure antiforme, essentiellement constituée de gneiss précambriens. Son contact oriental avec la Faille Majeure de l'Oural, est affecté par un métamorphisme de haute pression, composé de schistes à glaucophane et d'éclogites du massif de Maksyutousk (Matte *et al.*, 1993).

- Le secteur plissé de l'Oural occidental regroupe l'ensemble des successions paléozoïques du bassin pré-ouralien. Dans la région étudiée, il est constitué d'une succession ordovicienne à Carbonifère supérieur-Permien basal. Il correspond au flanc occidental de l'anticlinorium bashkire. Cette succession, de 6 et 7 km d'épaisseur, est celle de la marge orientale de la plate-forme russe, reprise postérieurement lors de la structuration de la chaîne (Dymkin *et al.*, 1984).

- Le synclinorium de Zilair est situé au sud de l'anticlinorium bashkire. Il est caractérisé par une épaisse succession terrigène (jusque 5000 m), ainsi que des tufs andésitiques, datés du Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur, surmontant un substrat daté de l'Ordovicien au Dévonien.

Matte *et al.*, (1993) note une vergence opposée des plis de part et d'autre du synclinorium, et un rétro-charriage (de vergence est) de sa partie orientale, sur les formations métamorphiques de la ride d'Ouraltau. Cependant, l'examen des différentes cartes disponibles ne permet pas de confirmer la présence du rétro-charriage dans la partie orientale du synclinorium. La vergence des chevauchements dans la partie occidentale de l'unité reste toujours vers l'ouest, et est conforme à l'ensemble du secteur externe.

La succession de Zilair est surmontée, par endroits, par des klippes de matériel ophiolitique: klippes de Kraka, au nord, et de Sakmara, au sud.

- **Le bassin pré-ouralien** constitue la limite occidentale de la chaîne, qu'il jalonne sur toute sa longueur (fig. 1.4). Sa largeur maximale actuelle eet de l'ordre de 80 km. Le bassin est segmenté par de grands accidents transversaux qui délimitent plusieurs sous-bassins. Khain (1985) reconnaît ainsi sept dépressions; par contre, Kazantseva & Kamaledtinov (1986) en dénombre quatre, qui sont, du nord au sud : Pechora-Vorkhuta, Solikamsk, Yuruzan-Sylva et Belaya. Une autre dépression apparaît sur le schéma structural de la chaîne (fig. 1.5): celle de Kara, situé dans l'Oural polaire. Sa situation géographique et son orientation particulière la dissocient de l'ensemble des dépressions plus méridionales qui constituent le bassin pré-ouralien.

Ce bassin s'individualise tardivement au cours du Carbonifère moyen-supérieur. Des bioconstructions jalonnent ce bassin sur son versant ouest (Chuvashov,1983). Leur installation répond à la flexuration de la marge orientale de la plate-forme russe sous la surcharge crustale imposée par l'empilement des nappes de charriage lors de la migration vers l'ouest du bassin d'avant-pays pré-ouralien (Ketelers *et al.*, 1993; Eichenseer *et al.*, 1994).

(B) Le secteur interne de l'Oural (versant oriental)

Ce secteur regroupe des terrains Protérozoïques et Paléozoïques fortement plissés. Deux principaux types d'unités ont pu être reconnus par Zonenschain *et al.* (1984) : les pré-ouralides et les ouralides.

Les pré-ouralides sont constituées de successions précambriennes à Paléozoïque inférieur, fortement métamorphisées et intrudées de granites ("la ceinture des granites"). Cette ceinture constitue la limite des ouralides.

Les ouralides sont constituées par une succession paléozoïque océanique ou d'arc insulaire. Elles affleurent le long de fosses ou synclinaux dans la "Mégazone de Tagil-Magnitogorsk".

L'ensemble du secteur interne repose en position allochtone sur la marge orientale de la plate-forme russe (Kazantseva & Kamaletdinov, 1986). Le contact avec le secteur externe se fait par l'intermédiaire d'un chevauchement: la Faille Majeure de l'Oural (MUF). Ce linéament est souligné par un métamorphisme de type schistes bleus et est jalonné par des affleurements d'ultrabasites. Il présente un pendage est, faiblement accentué qui représente la racine de tous les chevauchements (ou surface de chevauchement fondamental) affectant la zone externe (Puchkov & Ivanov, 1987). Ce contact faillé est bordé à l'ouest par une zone de blasto-mylonites et à l'est par une zone de mélange de matériel ophiolitiques. Ces ophiolites constituent la base des successions des ouralides et correspondent à la "ceinture des roches vertes".

Les dépôts s'étendent de l'Ordovicien au Carbonifère inférieur et comprennent deux parties :

Une partie inférieure composée de dépôts basaltiques à dominante tholéitique recouverts par une couverture sédimentaire (Zonenschain, 1984).

Une partie supérieure, caractérisée par des successions volcaniques de composition calco-alcaline. Ces dépôts sont attribués à la mise en place d'un complexe d'arc insulaire (Ivanov et Ivanov, 1984). La partie sommitale est constituée par des dépôts clastiques datés du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur.

1.3.3 Aperçu géodynamique

Le système ouralien s'est individualisé au cours de l'orogenèse hercynienne par la convergence de plusieurs ensembles continentaux: le craton est-européen (la plate-forme russe), le craton sibérien (la plate-forme sibérienne) et le continent kazakhe (fig. 1.4a).

Différentes hypothèses ont été formulées pour évoquer la convergence de ces ensembles:

- Selon Abdulin *et al.*, (1984), un ensemble ouralo-sibérien aurait été consolidé durant l'orogenèse hercynienne. Le continent kazakhe n'est pas mentionné.

- Selon Karyayev (1984) et Zonenshain *et al.* (1984), d'après les données paléomagnétiques, la chaîne ouralienne serait issue de la convergence du continent kazakhe et du craton est-européen. Le craton sibérien ne serait pas directement impliqué dans la structuration de l'Oural, hormis dans l'extrémité septentrionale de la chaîne, où semble exister un point triple de jonction entre les trois ensembles continentaux.

- Selon Khaïn (1985), l'Oural serait la conséquence de la jonction entre les plate-formes russe et ouest-sibérienne et rejoint l'hypothèse de Abdulin *et al.*, (1984).

- Géodynamique

L'histoire hercynienne de la plate-forme russe est marquée, dès le début du Dévonien moyen, par une forte subsidence liée au basculement de la plate-forme russe en direction du paléo-océan ouralien (Nalivkin, 1973; Khaïn, 1985). La synéclise de Moscou acquiert ainsi un pendage vers le SE, nettement visible sur les cartes d'isopaques des dépôts du Dévonien jusqu'au Permien (Khaïn, 1985). En dehors de cet axe principal, deux axes périphériques apparaissent, avec la subsidence des domaines Dnieper-Donetz au SW, et Précaspien au sud. Dès la fin du Dévonien, cette phase de subsidence intense conduit à l'individualisation de plusieurs bassins intracratoniques sur la marge orientale de la plate-forme russe. Du nord au sud, on distingue les bassins de Timan-Pechora, Volga-Oural et Précaspien. Ces bassins, à la topographie très contrastée, ont accumulé au cours du Dévonien supérieur-Tournaisien des dépôts carbonatés dans les secteurs surélevés, et des dépôts d'argilites noires dans les dépressions périphériques.

Un soulèvement affecte l'ensemble de la plate-forme russe au cours du Tournaisien. Il se marque par d'importants hiatus stratigraphiques et le développement de bassins houillers limniques. Dans le bassin Volga-Oural, un maximum régressif est atteint au Viséen basal, avec des phénomènes de karstification en bordure de la plate-forme (Peterson & Clarke, 1983). L'important apport de sédiments au Viséen supérieur a comblé les bassins Timan-Pechora et Volga-Oural. En revanche, le bassin Précaspien a continué à fonctionner jusqu'au Permien, en raison notamment de sa forte subsidence.

Khaïn (1985) situe le maximum régressif affectant les dépôts carbonatés de la plate-forme russe au Viséen moyen. Par contre, pour Wagner *et al.*, (1979), le plus important hiatus est enregistré à la transition Carbonifère inférieur, avec une lacune du Serpukhovien supérieur.

Un nouvel épisode transgressif débute au Viséen moyen sur la marge occidentale du craton, accompagné du développement de bassins anthracifères paraliques. Jusqu'au Permien, l'ensemble de la plate-forme russe est progressivement recouvert par une épaisse succession carbonatée.

A partir du Carbonifère moyen, le bassin d'avant-pays pré-ouralien s'est individualisé sur la marge orientale du craton est-européen. Il est alimenté de l'est par des dépôts terrigènes issus de l'érosion des reliefs naissants, et il migre d'est en ouest parallèlement au front de charriage. Dès le Permien inférieur (Assélien), des constructions récifales atteignant plusieurs centaines de mètres d'épaisseur s'installent sur la bordure occidentale de la plate-forme. Le passage Permien inférieur-supérieur (Kungurien-Oufimien) est marqué par une puissante sédimentation évaporitique, notamment développée au niveau du bassin Précaspien. Les influences marines diminuent ensuite progressivement au cours du Permien supérieur, pour disparaître totalement au Trias inférieur, avec le développement de formations essentiellement continentales.

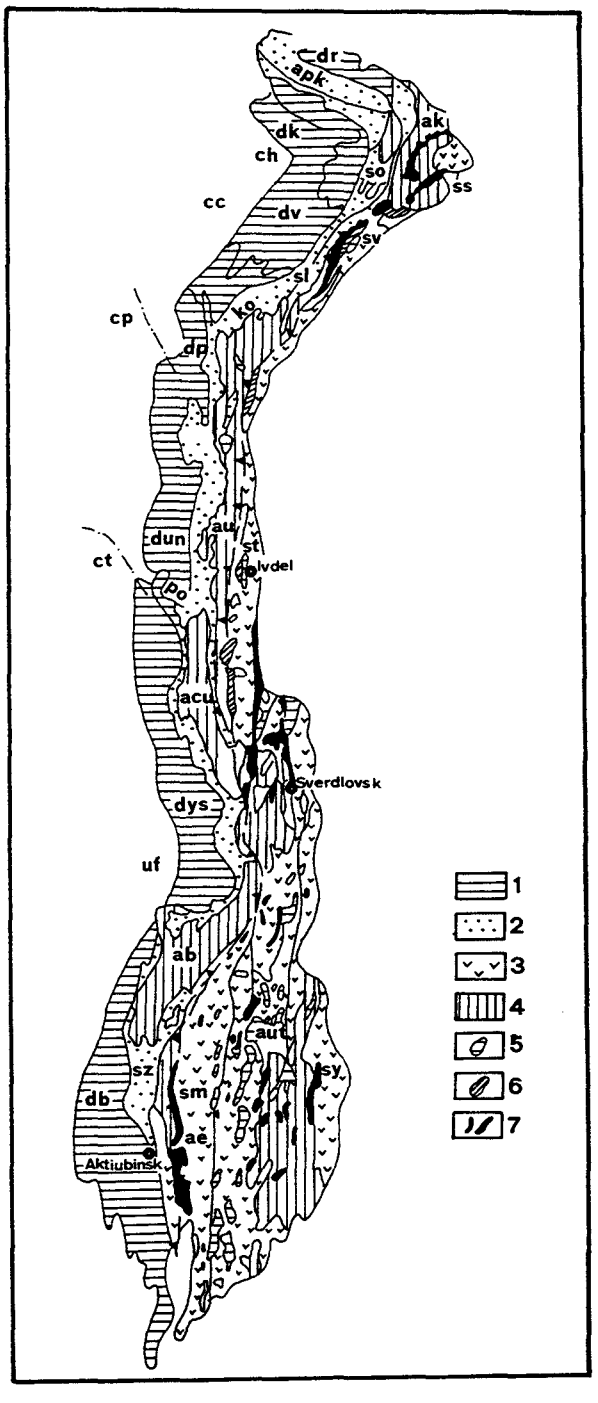


Fig. 1.5 : Individualisation des dépressions jalonnant le bassin d'avant-pays. 1) dépôts du Paléozoïque supérieur du bassin d'avant-pays; 2) dépôts du Paléozoïque (zone externe); 3) dépôts du Paléozoïques (zone interne); 4) unité précambrienne; 5) granites; 6) gabbros; 7) roches ultrabasiques.
db : dépression de la Belaya; dp : dépression de Pechora; dnu : dépression nord-Oural; dv : dépression Vorkuta; dk : dépression Karataikha; dr : dépression Kara; dys : dépression Yuruyuzan et Sylva; ab : anticlinorium Bashkir; au : anticl. Uraltau; ae : anticl. Ebeta; aut : anticl. Uralo-Tobol; acu : anticl. Oural central; ak : anticl. Kharbei; sz : synclinorium Bashkir; sy : syncl. Ayat; sm : syncl. Magnitogorsk; st : syncl. Tagil; sv: syncl. Voikar; sl : syncl. Lemva; cp : crête Pechora; ct : crête Timan; uf : amphitéatre de Ufa.
Fig. 1.5 : Generalized trough distirbution of the Ural fore-deep complex based on the literature cited in the text; 1) Upper Paleozoic sediments of the fore-deep basin, 2) Paleozoic outcrops of the external zone, 3) Paleozoic outcrops of the internal zone, 4) Precambrian unit, 5) granites, 6) gabbros, 7) ultrabasic rocks; db, Belaya trough; dp, Pechora trough; dnu, northern-Ural trough; dv, Vorkuta trough; dk, Karataikha trough; dr, Kara trough; dys, Yuruyuzan and Sylva troughs; ab, Bashkir anticlinorium; au, Uraltau anticlinorium; ae, Ebeta anticlinorium; aut, Uralo-Tobol anticlinorium; acu, central Ural anticlinorium; ak, Kharbei anticlinorium; sz, Bashkir synclinorium; sy, Ayat synclinorium; sm, Magnitogorsk synclinorium; st, Tagil synclinorium; sv, Voikar synclinorium; sl : Lemva synclinorium; cp, Pechora Range; ct, Timan Range; uf, Ufa amphiteatre.

1.4 Stratigraphie

1.4.1 Lithostratigraphie

Depuis la fin du XIXème siècle, les travaux stratigraphiques sur les dépôts d'âge Carbonifère supérieur à Permien inférieur du secteur centro-méridional de l'Oural se sont référés à des sections locales, levées aux bords des fleuves, des voies de chemin de fer et en sondage. L'épaisseur de ces premières unités stratigraphiques est tellement considérable qu'elles ont été ensuite subdivisées selon des critères mixtes, lithologiques et biostratigraphiques. Au sens strict du terme, les géologues russes ne définissent pas d'authentiques unités lithostratigraphiques, mais d'unités locales et régionales à caractère litho et biostratigraphique. La nomenclature utilisée donc est ambiguë. Voyons quelques exemples :

- "Horizon". Selon la commission stratigraphique mondiale (Hedberg, 1976), un horizon est une surface (et non un volume) qui indique une position concrète dans une succession stratigraphique. Cependant, la subdivision des étages et sous-étages du Carbonifère et du Permien se réalise à partir d'horizons. Afin de respecter la nomenclature utilisée dans la bibliographie russe, le terme horizon sera employé dans ce travail comme une unité synonyme ou de rang inférieur au sous-étage, caractérisée par des caractères litho et biostratigraphiques.
- "Suite". Une suite est une autre unité mixte litho et biostratigraphique locale, corrélable biostratigraphiquement avec les horizons de référence.
- "Membre". Les étages russes sont aussi subdivisés en membres, et corrélés avec les horizons de référence. Cependant, ce terme désigne, selon la commission stratigraphique mondiale (Hedberg, 1976), une unité lithostratigraphique de rang inférieur à la formation.
- "Series". Les séries ont été individualisées par leur composition lithologique, leur faciès et leur faune, et ne pouvent être acceptées comme de véritables unités chronostratigraphiques (Hedberg, 1976).

En résumé, dans les différents tableaux de corrélation (figs. 1.6 et 1.7), les limites entre unités stratigraphiques (horizons, membres, suites ou séries) coïncident avec les limites entre sous-étages ou étages. Néanmoins, dans ce travail les unités seront utilisées comme unités stratigraphiques *s.l.*, et non lithostratigraphiques. Les unités lithostratigraphiques que contiennent les bioconstructions étudiées seront citées dans chacun des chapitres qui leur est consacré.

1.4.2 Biostratigraphie et chronostratigraphie

Les zonations biostratigraphiques du Carbonifère supérieur et du Permien inférieur de l'Oural sont basées sur l'étude des foraminifères, ammonoïdes et des conodontes. Elles sont exposées dans la figure 1.8.

La nomenclature biostratigraphique des étages Kasimovien, Gzhélien, Assélien, Sakmarien et Artinskien est présentée. La grande diversité de lithologies et de faciès caractérisant ces périodes débouche fréquemment sur la définition de plusieurs stratotypes au sein des différents étages. A nouveau, les étages russes et leurs subdivisions montrent des caractères litho et biostratigraphiques. D'après Chuvashov (commun. pers.), les stratotypes des unités chronostratigraphiques et leurs subdivisions sont les suivantes :

- Kasimovien (Carbonifère supérieur)

Le stratotype du Kasimovien est situé à proximité de la ville de Moscou (Kasimov). Il est composé, d 'un point de vue lithologique, de niveaux de calcaires lités et de dolomites.

- Gzhélien (Carbonifère supérieur)

Le stratotype du Gzhélien se localise près de la ville de Gzhel dans la région de Moscou. Il

est caractérisé par une succession de niveaux de calcaires lités et de dolomites. Cependant, il comprend également de nombreuses couches de marnes vertes et brunes.

- Assélien

Le stratotype Assélien est situé sur la pente ouest de l'Oural (rivière Assel, affluent de la rivière Bolshoy Ik). Cet étage est surtout caractérisé par des parastratotypes plus complets situés le long de la Hideralesh, à 40 kilomètres à l'Est d'Aktuibinsk. Ces différentes sections sont constituées par des séquences de turbidites. L'étage Assélien est caractérisé par deux horizons:

L' Horizon Kholodnolozhsky : son stratotype comprend des calcaires lités et se localise en amont de la ville de Gubakha, le long de la rivière Kasva.

L'Horizon Shikhansky : son stratotype est caractérisé par des calcaires récifaux ou "Shikhan Sterlitamens".

- Sakmarien

Le stratotype du Sakmarien se situe le long de la rivière Sakmara à proximité de Kondurovsky. Il est caractérisé par des dépôts turbiditiques. L'étage est subdivisé en deux horizons.

L'Horizon Tastubskien : son stratotype se situe le long de la rivière Melekess (affluent de la rivière Ay). Il est composé de dépôts calcaires récifaux, qui apparaisent sous forme de lentilles calcaires intercalées entre des dépôts carbonatés bioclastiques.

L'Horizon Sterlitamakien : son stratotype correspond aux dépôts de la carrière Shaktau issue de l'exploitation du massif du même nom. Cette carrière se localise au nord-est de la localité de Sterlitamak.

- Artinskien.

Cet étage est caractérisé par deux stratotypes en raison de sa grande diversité lithologique.

Le stratotype de la partie inférieure de l'Artinskien est localisé le long de la rivière Sakmara et est représenté par une succession turbiditique.

Le stratotype de la partie supérieure de l'étage est attribué à des dépôts turbiditiques terrigène et se situe le long de la rivière Oufa, entre les villages de Priston et de Kordon.

L'étage Artinskien est caractérisé par quatre horizons (fig. 1.7), dont leurs stratotypes sont définis indépendemment des stratotypes antérieurs.

L'Horizon Burtsovsky : son stratotype se situe le long de la rivière Yuraga à proximité du village de Burtsevsky, où est composé de calcaires lités et de calcaires bioclastiques.

L'Horizon Irginsky : sont stratotype est défini le long de la rivière Irgina. Il est composé de calcaires siliceux finement lités.

L'Horizon Sarginsky : son stratotype se situe à proximité de la ville de Krasno-Ufimsk, le long de la rivière Sarga. Il est représenté par les "récifs Sarginsk" juxtaposés à une succession de marnes, d'argilites et de calcaires. Cette succession apparaît sous le terme de suite Duvynsk.

L'Horizon Saraninsky : son stratotype se localise le long de la rivière Oufa, à 20 kilomètres de la localité de Krasno-Ufimsk. Il est subdivisé en trois suites (fig. 1.7) :

La Suite Kaminsk est composée de calcaires finement lités riches en chert.

La Suite Sylvinsk est caractérisée par des faciès récifaux.

La Suite Shurtansk correspond aux dépôts inter-récifaux.

Fig. 1.6 : Unités stratigraphiques asséliennes et sakmariennes de l'Oural centro-méridional.

Fig. 1.6: Uralian Asselian and Sakmarian stratigraphical units.

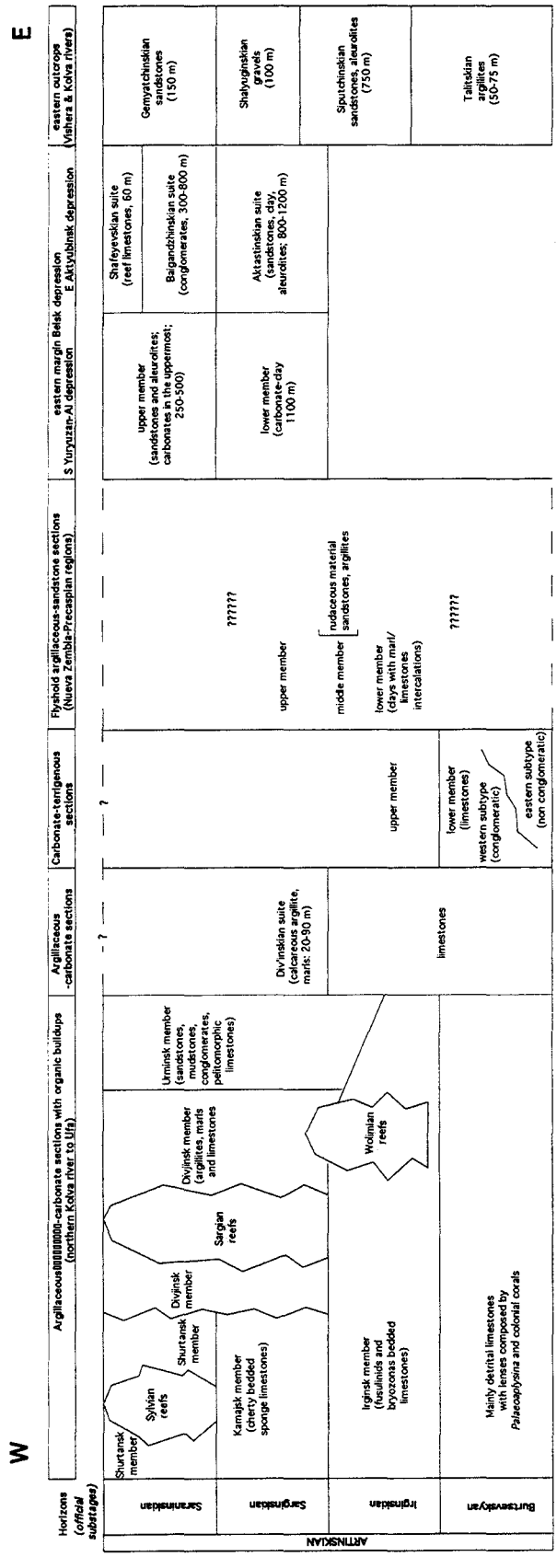
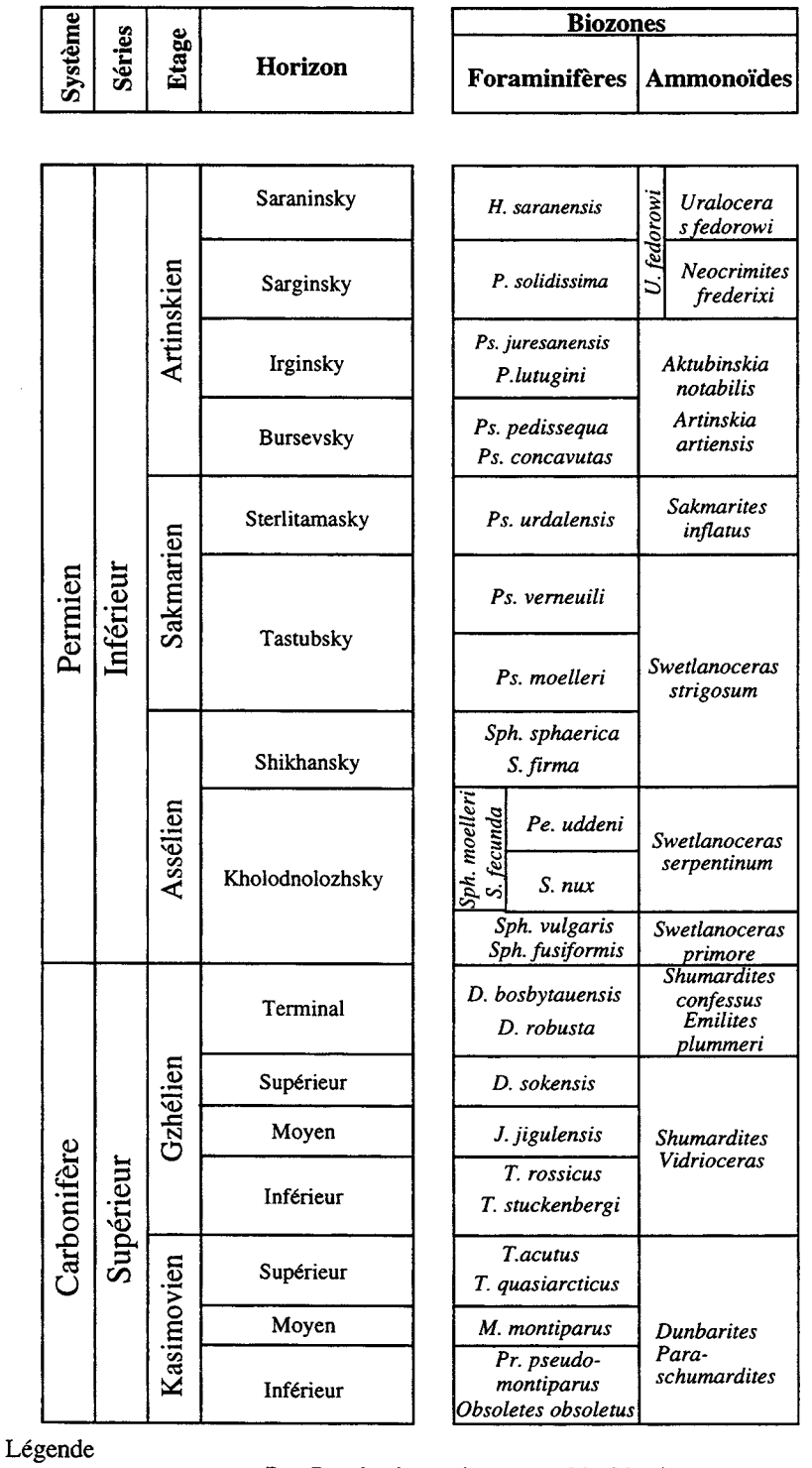


Fig. 1.7 : Unités stratigraphiques de L'Artinskien (Oural, Russie).
Fig. 1.7: Artinskian Stratigraphical units (Urals, Russia).



Légende

H. : Hemigordius
P. : Parafusulina
Ps. : Pseudofusulina
Pe. : Pseudoschwagerina
Pr. : Protriticites
S. : Schwagerina
Sph. : Sphaeroschwagerina
M. : Montiparus
T. : Triticites
J. : Jigulites
D. : Daixina

Fig. 1.8 : Charte biostratigraphique pour les dépôts du Carbonifère supérieur-Permien inférieur de l'Oural.
Fig. 1.8: Upper Carboniferous to Lower Permian biostratigraphical chart of Uralian deposits.

1.5 Méthodes d'analyse

Les édifices bioconstruits se disposent suivant une orientation subméridienne de plus de 1200 km de long sur la bordure occidental du bassin pré-ouralien. Six d'entre eux ont été sélectionnés dans trois domaines géographiques différents (fig. 1.9). Les bioconstructions sont présentées par ordre chronologique d'apparition; cette organisation temporelle coïncide avec une répartition géographique des bioconstructions.

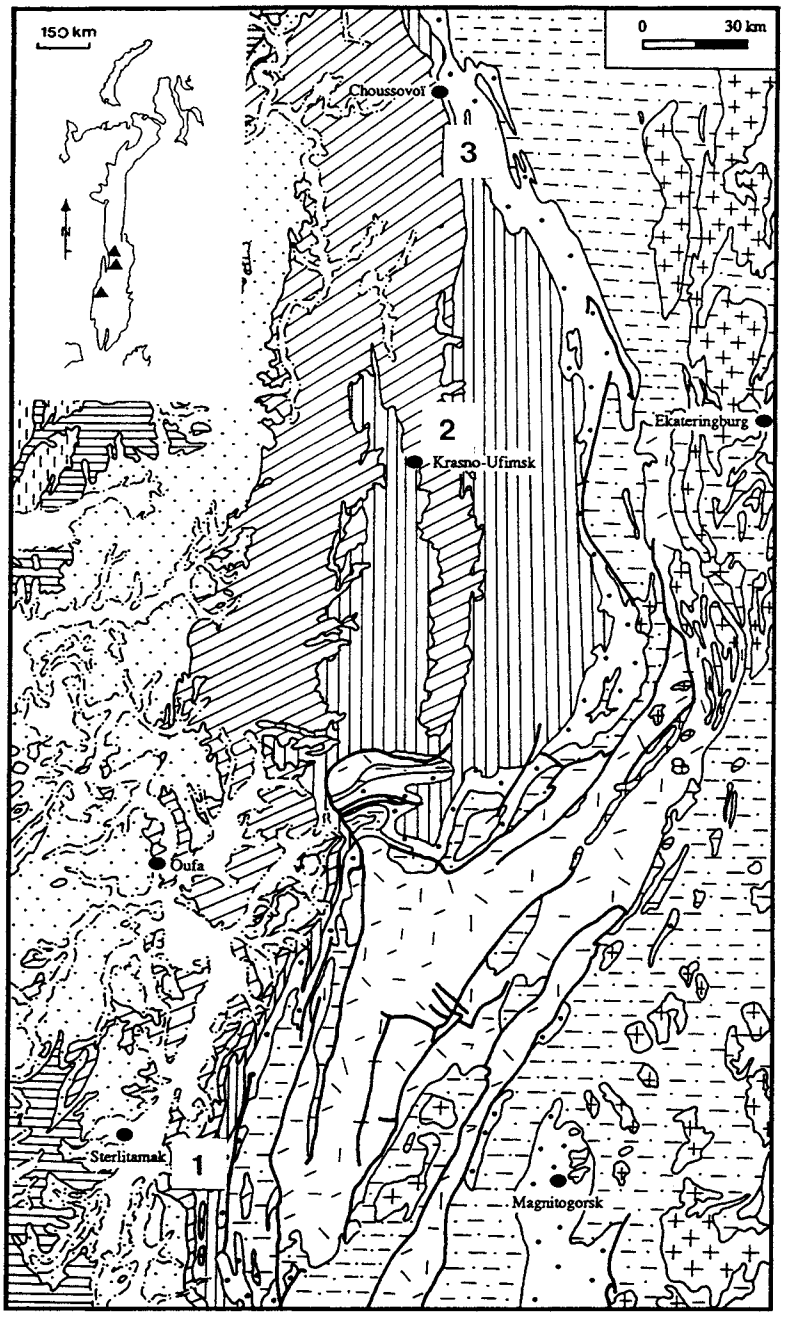


Fig. 1.9 : Carte géologique du secteur centro-méridional de l'Oural et localisation des secteurs géographiques étudiés : 1) secteur de Sterlitamak; 2) secteur de Krasno-Ufimsk, 3) secteur de Chussovoï.
Fig. 1.9: Geological map of central and southern Urals and location of main studied geographical areas; 1) Sterlitamak; 2) Krasno-Ufimsk and 3) Chussovoï.

Ce travail débute par un problème de définition relatif aux "bioconstructions" et leur classification. Les synthèses de Longman (1981), Walker & James (1992) et Hussner (1994) permettent de retracer l'évolution au cours du temps de cette problématique. Le terme de récifs fait l'objet d'une importante controverse et présente, selon les auteurs, un sens parfois antagoniste. Afin d'éviter toute équivoque, le terme général de bioconstruction (qui englobe tout relief positif formé par l'action d'organismes constructeurs dans un environnement favorable) sera utilisé. Toutefois, après leur étude détaillé, chaque bioconstruction sera définie et classée en fonction de diverses références bibliographiques (Dunham, 1970a; Wilson, 1975; Tucker & Wright, 1990; Walker & James, 1992).

Une méthodologie commune sera adoptée pour l'étude des bioconstructions. Elle résulte de la combinaison de plusieurs disciplines différentes qui permettent de cerner l'évolution des bioconstructions et leur architecture sédimentaire. Ces disciplines conjuguent les aspects autostratigraphiques (études paléoécologique) et allostratigraphiques (étude séquentielle). Ces deux derniers s'appuyant sur une analyse de faciès. La méthodologie est présentée ci-dessous (fig. 1.10) :

(1) une analyse macro et microscopique des affleurements et des échantillons,
(2) une analyse des faciès,
(3) une analyse paléoécologique,
(4) une étude diagénétique,
(5) un découpage séquentiel, et
(6) synthèse des données acquises et modélisation de la géométrie des bioconstructions.

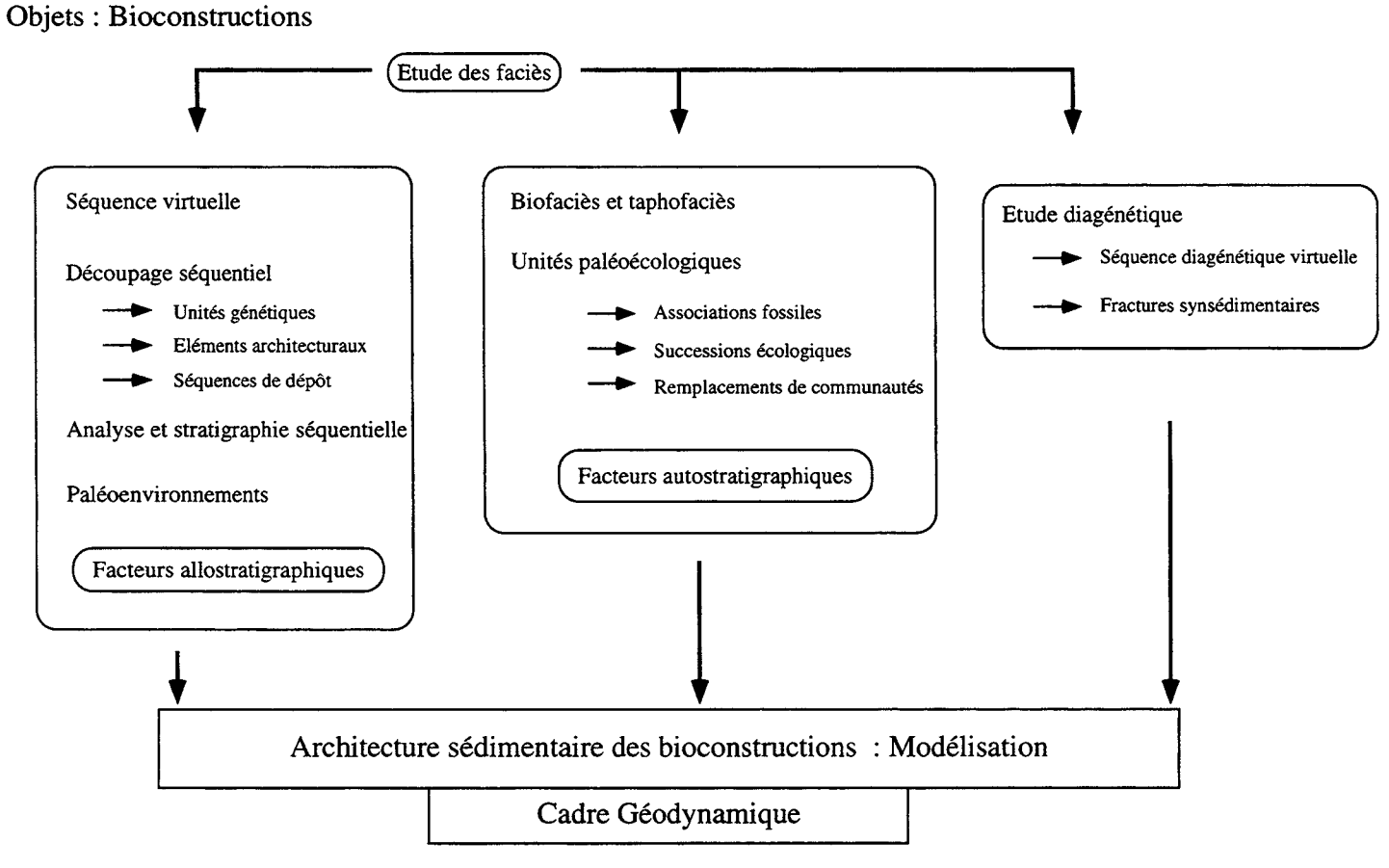


Fig. 1.10 : Schéma de synthèse illustrant le procédé méthodologique employé pour l'étude des bioconstructions.
Fig. 1.10: Synthetic sketch illustrating methodlogy used in the study of buildups.

1.5.1 Analyse macro et microscopique des affleurements et des échantillons

Ce travail débute par une étude de terrain suivie d'une analyse en laboratoire des échantillons prélevés. Les coupes sédimentologiques regroupent la somme des caractères macroscopiques observées sur le terrain, auxquels sont ajoutés l'ensemble des données pétrographiques.

La technique d'échantillonnage est inspiré d'un levé banc par banc (méthode Lombard, 1972), lorsque la stratification est apparente. Elle a été adapté à l'aspect peu stratifié des bioconstructions. Plus de 1200 échantillons ont été prélevés sur l'ensemble des affleurements. Ils illustrent les faciès bioconstruits et péri-récifaux.

Les observations pétrographiques sur lames minces et surfaces polies permettent la détermination taxonomique des principaux groupes fossiles et de établir leur abondance relative. Un calage biostratigraphique (basé sur l'étude des fusulines, des conodontes et des radiolaires) contribue à l'amélioration des datations concernant les bioconstructions. La classification des roches sédimentaires carbonatées utilisée correspond à celle de Dunham (1962) modifiée par Embry & Klovan (1971) et celle de Wright (1992).

1.5.2 Analyse de faciès

Plusieurs faciès et leur interprétation en terme d'environnement de dépôt ressortent de ces analyses. Les faciès sont décrits et interprétés pour chaque bioconstruction, et présentés suivant un caractère proximal/distal. Les faciès occupent un grand éventail d'environnements de dépôt, depuis des milieux marins restreints à protégés de la plate-forme, aux milieux de transition entre le bassin et la plate-forme.

Chaque faciès peut comprendre plusieurs microfaciès. Celles-ci répondent à la définition de Flügel (1982), "microfacies is the total of all the paleontological and sedimentological criteria which can be clasified in thin sections, peels and polish slabs". Un total de 37 faciès a été individualisé pour l'ensemble des dépôts étudiés. Ils sont repris en synthèse avec leurs principales caractéristiques par des sigles : CC (Plakoon ou Crying Cliff), KS (Kyn Station), S (Tratau et Shaktau), et K (Ryabinov et Nizhne-Irginsk).

Enfin, les faciès sont présentés dans un diagramme de partitionnement des faciès, qui facilite leur représentation en fonction de leur caractère proximal/distal et des facteurs limitants de la plate-forme.

1.5.3 Analyse paléoécologique

L'étude paléoécologique est essentielle à la compréhension des bioconstructions. Elle permet d'approcher les communautés benthiques et d'envisager les relations synécologiques entre les différents organismes des communautés. La description des faciès pour les bioconstructions d'âge Carbonifère supérieur à Permien inférieur, a permi l'individualisation d'une grande variété et richesse des groupes fossiles (ou taxons). L'abondance relative des taxons (ou encore l'indice de la variété taxonomique) permettra, à l'aide de l'analyse des microfaciès, de révéler en partie la complexité des conditions écologiques des différents substrats. Ces conditions écologiques sont influencées, en autre, par les facteurs de bathymétrie, de température, de pénétration de la lumière, de turbulence des eaux, du degré de salinité ou du taux d'oxygénation du milieu.

Ce paragraphe a pour objectif une reconstruction des communautés benthiques à partir des associations fossiles autochtones et d'établir les relations synécologiques entre différents organismes. Pour ce faire, quelques concepts sont introduits ci-dessous.

- Aspects taphonomiques

L'analyse des taphocénoses représente une excellente source d'information concernant les variables sédimentaires telles que le taux de sédimentation, l'énergie du milieu, l'oxygénation et la

régularité et l'intensité des processus hydrodynamiques.

Les processus biostratinomiques affectent de manière différente les squelettes des organismes en accord avec leur capacité de minéralisation, leur microstructure et leur morphologie externe (massive, arborescente, univalve, bivalve ou articulé). Les principaux processus biostratinomiques observés correspondent à la désarticulation, la fragmentation, l'abrasion mécanique et la sélection par la taille et la forme des bioclastes.

(1) Désarticulation : correspond au démembrement des bioclastes au niveau de leurs articulations naturelles lors du transport du squelette, sous l'effet de bioturbation, ou par détérioration bactérienne (Speyer, 1987; Speyer & Brett, 1988) ou encore par compaction.

Le squelette se dissocie en de nombreux éléments qui présentent des comportements hydrodynamiques différents. La conservation intacte de certains taxons de désarticulation facile est attribuée généralement à un taux d'enfouissement rapide (taux de sédimentation élevé par décantation ou avalanche le long d'une pente). Ils évitent une période d'exposition prolongée aux turbulences auxquelles le substrat est soumis.

Quelques exemples permettent d'illustrer le processus de désarticulation :

- La conservation des lamellibranches à valves jointes. Compte tenu du caractère de désarticulation normalement rapide de ces organismes, leur bonne conservation suggère un enfouissement rapide et facile; ce mode d'enfouissement, dans l'actuel, s'opère en quelques semaines et parfois moins (Schäfer, 1975).

- Les squelettes articulés (échinodermes, bryozoaires, trilobites) ne se conservent complètement que lors d'un enfouissement rapide en quelques heures en milieu oxygéné (Meyer, 1971; Schäfer, 1975; Liddel, 1975; Plötinck, 1984; Greenstein & Meyer, 1985; Sass & Condrate, 1985; Seilacher *et al.*, 1985; Allison, 1986; Kidwell, 1991)

(2) Fragmentation : correspond aux fracturations des squelettes indépendamment de leurs articulations naturelles. L'abrasion mécanique est un facteur essentiel des domaines de forte énergie. La fragmentation affecte les organismes soumis, lors d'une durée d'exposition suffisante, à l'action des vagues et des courants. Le comportement à la rupture par abrasion mécanique des organismes dépend de leur robustesse, de la distance de transport, de l'action hydrodynamique et de leur mode de vie (pélagiques, endobenthiques ou épibenthiques). De plus, les bioclastes peuvent fonctionner comme agents d'abrasion des substrats boueux.

(3) Sélection : se produit sous l'effet de la séparation systématique des éléments fossiles, désarticulés ou fragmentés, en accord avec leur comportement hydraulique (fonction de leur densité, de leur forme et de leur taille). La sélection indique une exposition prolongée des bioclastes dans des conditions d'énergie forte à modérée (indice de "reworking"; Westrop, 1983; Speyer & Brett, 1988). La sélection par la taille met en évidence le processus de fragmentation intervenu sur les bioclastes et implique un transport sélectif sous l'action de courant de forte énergie (Noble & Logan, 1981; Kidwell, 1986).

L'analyse taphonomique comparée des bioclastes permet de distinguer des organismes allochtones, parautochtones et autochtones (Scott, 1970; Kidwell *et al.*, 1986; Fagestrom, 1987), en accord avec leur relation de désarticulation, de fragmentation et de taille. Les critères taphonomiques employés pour les différencier sont :

- préservation des squelettes en position de vie
- degré d'articulation des bioclastes multi-composants
- le degré de fragmentation des bioclastes
- l'orientation préférentielle des bioclastes
- l'abrasion mécanique
- la présence de sédiments reliques intra-bioclastes.

Un seul taphofaciès modèle sera défini pour l'étude paléoécologique des bioconstructions de l'Oural et ses caractéristiques s'appliquent à tous les biofaciès. Il est caractérisés par des bioclastes entiers et *in situ* (autochtones), et d'autres désarticulés et peu transportés (parautochtones).

- Associations fossiles

Une association fossile est considérée, dans ce travail, comme une partie ou la totalité du biofaciès d'une roche au sein de laquelle, s'exerce une sélection en fonction des différents critères taphonomiques définissant un taphofaciès modèle. L'association fossile correspond à l'ensemble des fossiles autochtones et parautochtones benthiques présents dans la roche, et qui caractérisent en partie une paléobiocénose.

Les éléments allochtones de la taphocénose (organismes néritiques ou planctoniques), les éléments fortement fragmentés et les éléments contenant des sédiments reliques sont éliminés lors de la définition des associations fossiles car ils proviennent de biocénoses ou communautés benthiques différentes ou présentent un caractère pélagique.

Cette définition diffère de celle de Fagerstrom (1964) qui assimile la notion de "fossil assemblage" à tous groupes fossiles d'un intervalle stratigraphique contraint et issus d'une seule localité géographique, et de celle de Delance (1984) qui considère une association fossile comme un mélange d'organismes provenant d'une ou plusieurs paléobiocénoses.

Les associations fossiles ne peuvent pas être considérées comme les représentantes parfaites des biocénoses ou communautés initiales mais en constituent une bonne approximation. De plus, l'information accessible est souvent partielle (organismes disparus ou non conservés). Toutefois, l'analyse taphonomique permettra de déduire certains facteurs de l'environnement de dépôt et de compléter les observations sédimentologiques de faciès.

Une association fossile correspond à l'unité de comparaison paléoécologique utilisée dans ce travail. La corrélation latérale de ces diverses associations et leur remplacement ou succession suivant la verticale permettra de proposer un modèle de variation écologique qui reflète les successions de communautés benthiques au cours du temps. Chaque association fossile se caractérise par un ou plusieurs taxons représentatifs du registre fossile et d'autres taxons accessoires.

Prétendre définir les conditions paléoécologiques initiales pose quelque difficultés. Toutefois, la variété fossile, les organismes dominants et leur mode d'alimentation permettent de déduire, dans une certaine mesure, les relations synécologiques initiales (compétition pour le substrat ou pour l'alimentation) et les relations des organismes avec le substrat.

- Unités paléoécologiques

La variation quantitative des taxons dominants ou accessoires au sein des associations fossiles permet de mettre en évidence la modification progressive d'une communauté benthique.

Deux unités de variation paléoécologique peuvent être individualisées à partir d'un grand nombre d'observations concernant la variabilité taphonomique des associations fossiles (Miller, 1986).

- Succession écologique : selon Root (1967), il s'agit "a group of species that exploit the same class of environmental resources in a similary way... without regard to taxonomic position... (and) overlap significantly in their niche requierements."

Cette unité correspond au changement d'une communauté benthique contrôlée par les interactions synécologiques entre les espèces qui peuplent le substrat. Ce changement graduel enregistre une modification de la proportion relative des taxons et de leurs espèces. Le principal facteur paléoécologique limitant la distribution des associations fossiles correspond aux apports de nutriments. Toutefois, en milieu bioconstruit, la compétition pour le substrat représente également un facteur limitant important.

Toute succession débute par l'invasion d'un habitat inoccupé laissé disponible par l'effet d'un événement sédimentaire (l'action prolongée des tempêtes, la migration des barres hydrauliques) ou écologique (un phénomène d'extinction), ou encore des modifications d'un état antérieur à partir desquelles se développent différentes phases de colonisation ("seral stages"; Miller, 1986). Cette succession écologique se poursuit jusqu'à l'intervention d'une nouvelle altération du substrat sous

l'effet de facteurs externes, qui marque le retour vers un état initial de substrat inoccupé.

La succession écologique d'une bioconstruction est marquée par l'augmentation au cours du temps de la diversité taxonomique, de la biomasse, de la complexité géométrique et de la tendance à la stabilisation. Les quatre différentes phases qui composent une succession écologique bioconstruite complète correspondent successivement à (Fig. 1.9; Alberstadt *et al.*, 1974; Walker & Alberstadt, 1975; James & Bourques, 1992) :

(1) La phase de stabilisation correspond à l'accumulation de bioclastes. Le fond marin est colonisé par des organismes susceptibles de stabiliser le substrat et d'en modifier les propriétés.

(2) La phase de colonisation est caractérisée par l'installation de quelques espèces de formes massives, lamellaires ou le plus souvent arborescente.

(3) La phase de diversification est caractérisée par une augmentation du nombre de taxons et par la diversité des modes de croissance pour les différents organismes. Cette phase est essentiellement gouvernée par un contrôle authigène des processus de développement.

(4) La phase de domination est marquée par une réduction du nombre des taxons, une modification de la morphologie des bioconstructions et est caractérisée par un seul mode de croissance pour les organismes (encroûtement). Cette dernière phase semble être gouvernée soit par un contrôle allogène ou encore autogène (Porter, 1974) exercé sur le développement des communautés.

Les deux premières phases correspondent également à des phases d'immigration et de colonisation (organismes pionniers). Les communautés pionnières sont composées d'organismes solitaires à croissance rapide et de grande extension géographique. Elles sont caractérisées par une faible diversité des assemblages fossiles. Les deux dernières phases correspondent à une phase dite de climax ou de maturité (Copper, 1988). Les communautés de climax sont composées d'espèces à croissance lente, de grande taille et caractérisées par une grande diversité de formes. Elles occupent des niches écologiques étroites et spécialisées.

STAGE	TYPE OF LIMESTONE	SPECIES DIVERSITY	SHAPE OF REEF BUILDERS
DOMINATION	bindstone to framestone	low to moderate	Laminate encrusting
DIVERSIFICATION	framestone (bindstone) mudstone to wackestone matrix	high	domal massive lamellar branching encrusting
COLONIZATION	baffiestone to floatstone (bindstone) with a mud stone to wackestone matrix	low	branching lamellar encrusting
STABILIZATION	grainstone to rudstone (packstone to wackestone)	low	skeletal debris

Fig. 1.11 : Description des successions écologiques en fonction de la géométrie, phase écologique, la diversité et la forme des organismes.

Fig. 1.11: Description of ecological successions according to their geometry, ecological phase, diversity and shape of taxa.

- Remplacement de communautés : Il est assimilé à une unité écostratigraphique etcomprend une ou plusieurs successions écologiques. Cette unité est limitée par des périodes de modifications de l'habitat provoquées par des facteurs environnementaux. Le remplacement des communautés benthiques est tributaire du milieu de sédimentation et caractérisé par des variations brusques des associations fossiless.

- Notion de rôle ou "guild concept" (Fagerstrom, 1987)

Lors de la reconstitution paléoécologique des bioconstructions, il est important de distinguer la fonction (rôle) développée par les différents taxons.

Les cinq principales fonctions (rôle) des organismes de milieux bioconstruits sont les suivantes :

(1) Les organismes dont le rôle est constructeur ("framestone") sont responsables de l'élaboration d'une charpente caractéristique des environnements situés dans la zone photique. La forme de ces organismes peut être massive, en dôme, arborescente ou columnaire. Les squelettes rigides de ces organismes peuvent former des charpentes capables de résister à l'action des vagues de beau temps.

(2) Les organismes filtrants ("baffler") sont susceptibles d'atténuer les circulations de courant hydrodynamiques. Ce processus est essentiel au piégeage, à l'accumulation et la stabilisation des particules en suspension.

(3) Les organismes responsables de l'action de liaison ("binder") favorisent l'union des particules déposées par encroûtement et fixation.

L'association des organismes exerçant ces différentes fonctions (rôles) favorise la création d'une structure récifale dont la rigidité peut être accentuée par des processus de cimentation précoce.

(4) Les agents destructeurs peuvent être d'origine physique (tempêtes, vagues et/ou courants) ou biologique (perforation ou altération).

(5) Les organismes passifs ("dweller") ne participent ni à la destruction ni à l'élaboration des bioconstructions. Leur diversité taxonomique est élevée et leurs squelettes participent à l'alimentation du substrat en sédiments et à la modification de ces propriétés.

- Synthèse

Les organismes pionniers ou opportunistes initiant une bioconstruction doivent coïncider dans le temps et l'espace. Ils peuvent émigrer d'un secteur non bioconstruit et s'adapter à de nouvelles niches écologiques ("Taphonomic feedback"; Kidwell et Jablonsky, 1983). Le développement de ces organismes et leur environnement contribuent à la production carbonatée. Cette dernière est étroitement associée à la fonction des organismes, au besoin écologique des organismes et à la notion de stabilité. Elle représente l'un des facteurs d'un circuit ouvert à entrées multiples ("feedback circuit", Hüssner, 1994) où tous les facteurs sont essentiels au développement des bioconstructions.

La fonction des organismes correspond à leur rôle lors du développement d'une bioconstruction ("guild concept").

Les besoins écologiques des organismes, les plus importants, des organismes sont : (1) le substrat, (2) le rôle synécologique des organismes, et (3) la lumière et les nutriments.

(1) et (2) Les bioclastes nécessitent un substrat différent suivant qu'ils s'agissent d'organismes endémiques ("primaires", Hüssner, 1994) ou d'organismes encroûtants spécialisés ("Secondaire", Hüssner, 1994). Ces termes d'organismes primaires et secondaires font référence à la capacité pour les premiers de se fixer sur des points d'appui réduits et pour les seconds au besoin d'un espace plus important pour pouvoir encroûter le substrat. Le volume occupé par ces groupes d'organismes est très différent et influence l'architecture d'une bioconstruction.

(3) Les besoins en lumière et en nutriments sont essentiels au développement des organismes et des bioconstructions (Schlager, 1993). L'essor des bioconstructions dépend du degré de pénétration de la lumière dans la colonne d'eau et des nutriments disponibles. Les conditions oligotrophiques,

mésotrophiques et eutrophiques exercent un contrôle majeur sur le développement des organismes (Hallock, 1988).

La colonisation des organismes a pour effet la stabilisation du substrat, stabilité d'ailleurs nécessaire à leur essor. Ce raisonnement conforte l'existence d'un circuit ouvert. La stabilisation du substrat est favorisée par l'installation d'organismes plats, encroûtants ou érigés. Elle correspond au premier stade d'une succession écologique dont les dimensions dépendent de l'activité des organismes.

L'interruption des successions écologiques par la modification de l'un des facteurs nécessaire à leur développement peut entraîner l'arrêt momentané ou définitif de la croissance des bioconstructions. Ces interruptions sont souvent attribuées à des processus allostratigraphiques qui en gouvernent la fréquence (James & Bourque, 1992). Elles peuvent être associées à des modifications des propriétés physico-chimiques des eaux, à des variations d'apports terrigènes ou encore à des processus hydrodynamiques (tempêtes, action des vagues permanentes).

La production carbonatée dépend : du taux de croissance des organismes, de leurs propriétés génétiques, de la capacité des organismes à accumuler des particules carbonatées par filtration, de la production de squelettes et l'action des organismes "dwellers", et de la capacité de dispersion des organismes dans l'espace. Elle représente l'un des facteurs dominants lors de la croissance des bioconstructions.

1.5.4 Analyse diagénétique

L'histoire diagénétique des bioconstructions du Carbonifère supérieur-Permien inférieur de l'Oural est complexe. Elle permet cependant de mieux comprendre l'évolution sédimentaire des bioconstructions, lorsque celles-ci sont affectées par une diagénèse précoce.

Chaque bioconstruction possède son propre enregistrement diagénétique. Leur séquence diagénétique varie en fonction de la circulation des fluides dans le domaine bioconstruit, de la morphologie des bioconstructions, du milieu de dépôt et du contexte géodynamique local et régional. Les bioconstructions étudiées sont affectées par différents procesus diagénétiques.

Les bioconstructions de Plakoon et de Nizhne-Irginsk sont affectées par une intense dolomitisation tardive, qui oblitère parfois une partie de l'information sédimentologique et diagénétique précoce. Les bioconstructions de Kyn Station et de Ryabinov montrent un enregistrement diagénétique peu diversifié de part leur composition micritique dominante et de leur intense recristallisation microsparitique. Ces quatre bioconstructions présentent peu de caractères décisifs permettant d'etablir une séquence diagénétique.

Par contre, les bioconstructions de Tratau et de Shaktau représentent d'excellents exemples pour déduire en détail les processus diagénétiques. Elles sont affectées par une diagénèse dont l'impact est essentiel lors de l'évolution synsédimentaire des bioconstructions.

Le choix de l'analyse diagénétique se porte plus particulièrement sur la bioconstruction de Tratau, dont les enregistrements sédimentaires et diagénétiques semblent avoir peu souffert des effets d'une diagénèse tardive (Janssen & Peach, 1989). Cette étude porte sur les principales phases de cimentation, la porosité et les fracturations ayant affectées les bioconstructions d'âge Assélien à Artinskien.

La séquence diagénétique déduite s'appuie sur des analyses pétrographiques, de cathodoluminiscence et géochimiques. Un bref rappel de ces techniques est repris ci dessous :

Les analyses pétrographiques ont été réalisées à l'aide d'un microscope optique en lumière normale et polarisée qui permet de déterminer la textures des ciments (Longman, 1981). L'étude de cathodoluminiscence a été réalisée sous les conditions expérimentales suivantes : tension de la cathode de 10-12 kv, intensité de 65-75 A, vide de 0,1 torr. Cet outil peut être utilisé à grande échelle pour définir une stratigraphie des ciments (Meyers, 1978; Frank *et al.*, 1982; Grover & Read, 1983a et b). Il s'agit d'une méthode qui permet de mettre en évidence les différents stades de croissance des ciments pour autant qu'ils soient caractérisés par une teneur spécifique en certains éléments traces (Amieux, 1982).

Les analyses géochimiques portent sur l'étude des isotopes stables du C et du O. Ils ont été réalisés en partie au Geological Survey du Canada (par l'intermediaire du Dr. B. Beauchamp), et en partie dans le Service de Géochimie de la Société Elf-Aquitaine, par l'intermediaire de A. Mayer. Cette analyse permet d'approcher la composition des fluides de formation des ciments et de conforter l'organisation interne de la séquence diagénétique virtuelle.

1.5.5 Le découpage séquentielle

Le découpage séquentiel permet la reconstruction, à partir des faciès, de l'agencement des corps sédimentaires et l'évolution des bioconstructions en fonction des variations relatives du niveau marin et du taux de croissance (productivité) des organismes. Quelques concepts concernant la méthodologie employée doivent être rappelés et sont adaptés à l'étude en cours.

La description des faciès a conduit à caractériser les environnements sédimentaires et les aspects paléoécologiques. Ces derniers permettent, à leur tour, d'envisager les relations synécologiques des communautés benthiques. Enfin, les interprétations d'environnements de dépôt dépendent de la situation de chaque faciès sur la plate-forme et au sein d'un complexe carbonaté bioconstruit.

- Concepts généraux

La technique employée pour réaliser le découpage séquentiel des bioconstructions et de leurs faciès péri-récifaux est exprimée ci-dessous :

Chaque bioconstruction est caractérisée par son cortège de faciès. Ceux-ci s'organisent en une "séquence virtuelle" (Lombard, 1972). Quatre séquences virtuelles, correspondant respectivement aux bioconstructions d'âge Kasimovien, Gzhélien, Assélien-Sakmarien et Artinskien supérieur, ont été définies.

Ces différentes séquences correspondent aux "ceintures de faciès" énoncées par Wilson (1975). Les faciès d'une même séquence virtuelle s'organisent au sein d'un modèle de plate-forme depuis des milieux internes vers des milieux marins externes. L'application de cette notion de séquence virtuelle reste arbitraire lorsqu'il s'agit de comparer des coupes d'une même bioconstruction. Les faciès définis pour les dépôts d'âge Kasimovien et Gzhélien s'organisent facilement en une séquence virtuelle de part la taille restreinte des corps bioconstruits et la domination des faciès de plate-forme non bioconstruits au sein des affleurements. L'organisation en séquence virtuelle des faciès d'âge Assélien-Sakmarien et Artinskien supérieur est plus délicate. Toutefois, il existe un modèle théorique de distribution des faciès bioconstruits sur une plate-forme (Wilson, 1975; Carozzi, 1989) qui permet l'emploi d'une séquence vituelle pour ces dépôts.

La contrainte de cette méthode réside dans l'interprétation délicate en terme de paléobathymétrie des faciès bioconstruits. La plupart de ces faciès ne présente aucun équivalent actuel et l'organisation des faciès en séquence virtuelle est difficile à vérifier.

- Unités génétiques

La succession suivant la verticale des faciès, organisés en séquence virtuelle, définit une courbe lithologique. Ces courbes traduisent à l'échelle de l'affleurement les variations de faciès et enregistrent les fluctuations des milieux de dépôt au cours du temps. L'étude détaillée de ces courbes et l'agencement géométrique des dépôts permettent d'individualiser des unités génétiques de dépôt (Cross, 1989; Guillocheau, 1991; Homewood *et al.*, 1992) ou des paraséquences (Van Wagoner *et al.*, 1988).

L'épaisseur de ces unités génétiques est variable suivant leur position sur la plate-forme et au sein des complexes bioconstruits. Elles sont métriques à décamétriques et s'étendent sur une durée de l'ordre de quelques dizaines à centaines de milliers d'années. Ces unités peuvent être corrélées régionalement.

- Eléments architecturaux

L'empilement des unités génétiques permet de construire des éléments architecturaux (Proust *et al.*, 1990). Trois types d'éléments architecturaux peuvent être individualisés et montrent :

1) Une tendance progradante ou "seaward stepping" qui représente une migration vers la mer, avec des limites marquées par une surface d'inondation maximum (MFS) à la base et une troncature au sommet.

2) Une tendance d'agradation verticale ou empilement dans un contexte soit progradant, soit rétrogradant.

3) Une tendance rétrogradante ou "landward stepping" qui représente une migration vers le continent, avec une limite basale marquée par une surface de ravinement (RS = "ravinment surface").

- Séquences de dépôt

L'empilement de ces différents éléments architecturaux (progradation, agradation et rétrogradation) souvent nommé "stacking pattern" constitue la séquence génétique stratigraphique de Galloway (1989) ou encore la séquence de dépôt selon Van Wagoner *et al.*, (1988). La distribution des éléments architecturaux au sein de la séquence n'est pas aléatoire mais résulte des variations relatives du niveau marin.

Les unités génétiques sont difficiles à individualiser au coeur des complexes bioconstruits en l'absence de stratification apparente. Ce phénomène peut être attribué à la localisation paléogéographique des édifices. La plate-forme externe enregistre un nombre moins important d'unités génétiques ou de séquences d'ordre élevé que les zones interne de la plate-forme. Il est utile d'employer une terminologie propre aux bioconstuctions (James & Bourque, 1991).

- Notion d'allostratigraphie

Alors que la notion d'autostratigraphie sert à l'établissement d'une succession écologique (chap.6), la notion d'allostratigraphie détaillée par Longman (1981) Kuznetsov (1990) et Tucker & Wright (1990), est fonction (fig. 1.12) :

- un contrôle biologique, qui correspond au taux de croissance des organismes,
- un contrôle de la paléotopographie qui n'exerce son influence que lors du stade immature de croissance d'une bioconstruction (Longman, 1981),
- un contrôle exercé par les variations relatives du niveau marin, qui gouvernent la profondeur et l'espace d'accommodation disponible.

Trois facteurs majeurs modifient le niveau marin relatif : la subsidence, l'eustatisme et les apports sédimentaires. L'espace d'accommodation qui résulte de ces facteurs correspond au taux de création ou d'élimination de l'espace dans lequel le sédiment s'est déposé et est préservé au cours du temps (Cross, 1988; Jervey, 1988).

La géométrie des corps bioconstruits est contrôlée par la nature des fluctuations relatives du niveau marin et par l'habilité des organismes à rattraper le niveau marin). L'apport sédimentaire représenté en système carbonaté (Campbell, 1992) par la notion de productivité semble important dans l'élaboration des bioconstructions quelques soient les échelles d'observation (voir paragraphe 1.5.3). Il existe une importante dualité entre les notions d'espace d'accommodation et d'apport sédimentaire. Ces deux facteurs gouvernent la géométrie des plate-forme mais également celle des bioconstructions. Le taux d'accommodation est exprimé par la relation $A'=dA/dt$ et le taux de production carbonatée par $G'= dG/dt$ (Schlager, 1993).

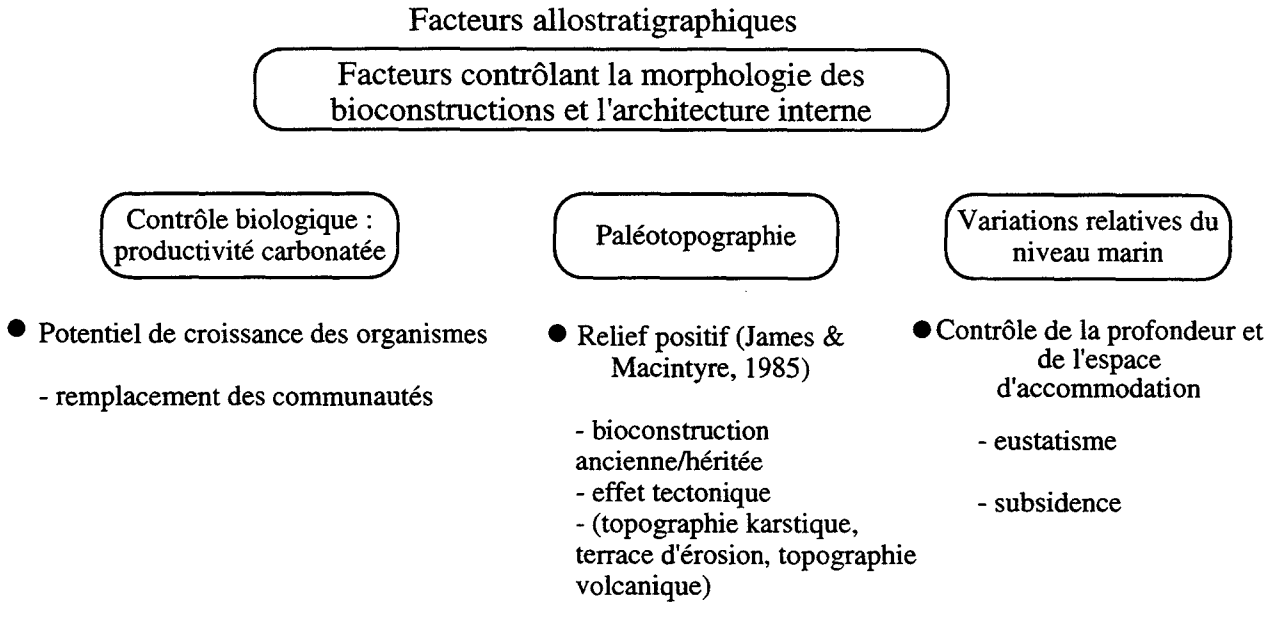


Fig.1.12 : Principaux facteurs allostratigraphiques (tiré de Tucker & Wright, 1990; James & Bourque, 1992).
Fig. 1.12: Main allostratigraphical factors (from Tucker & Wright, 1990; James et Bourque, 1992).

- Les stratégies de croissance des bioconstructions

Les différentes stratégies de croissance des bioconstructions sont reprises dans le tableau . La notion de "Keep up" (Neumann & Macintyre, 1985) correspond aux bioconstructions qui suivent le niveau marin et présentent une homogénéité dans la distribution de leurs faciès. La notion de "catch up" (Neumann & Macintyre, 1985) est attribué aux bioconstructions qui débutent par un stade initial peu profond, s'approfondissent et finissent par rattraper le niveau marin. Elles présentent une tendance générale à la diminution de bathymétrie. La notion de "give up" (Neumann & Macintyre, 1985) se rapporte aux bioconstructions dont la croissance est interrompue brutalement par excès de nutriments (Hallock & Schlager, 1986), de matériels en suspension et/ou par l'effet d'une subsidence rapide.

La notion de "drowning" (Schlager, 1990) est également fondamentale en ce qui concerne la géométrie des bioconstructions. Il s'agit d'une "immersion du toit de la plate-forme sous la zone photique" par élévation du niveau marin ou migration vers la surface de la limite de la zone photique. Toutefois d'autres facteurs permettent d'expliquer cet ennnoiement des bioconstructions tels que l'augmentation de la turbidité des eaux, un excès de nutriments ou encore l'installation d'eaux hypersalines.

Comment réagissent les bioconstructions à ces différents facteurs? Il existe différentes réponses de la croissance des bioconstructions en fonction des fluctuations du niveau marin relatif. La figure 1.13 illustre de manière schématique cette relation à partir de l'évolution de deux faciès, l'un bioconstruit et l'autre biodétritique (Longman, 1981; Tucker & Wright, 1991; James & Bourque,

1992; Boulvain, 1993).

- La première correspond à une agradation ("vertical stacked" et "backstepping") : les bioconstructions se développent pendant une courte période caractérisée par de grande amplitude de variation du niveau marin et/ou quand les organismes peuvent compenser le taux d'élévation du niveau marin. Le développement de ces bioconstructions de type agradant s'opère tant en période de hausse du niveau marin relatif qu'en période de haut niveau marine.
- La seconde, composite, correspond à un agencement de type "Compound" (vertical et latéral "stacked") : les bioconstructions se développent pour des périodes et des variations du niveau marin intermédiaires et sont composées d'un doublet agradant-progradant. Le développement de ces bioconstructions débute en période d'élévation du niveau marin relatif et se poursuit en période de haut niveau.
- La dernière correspond à une progradation (latéral "Stacked") : les bioconstructions se développent pendant une longue période et de faibles variations du niveau marin.

Remarque : En l'absence presque complète de zonations latérales au sein des bioconstructions, comme c'est fréquemment le cas dans les dépôts bioconstruits anciens, les zonations verticales sont dépendantes du facteur d'énergie (James & Bourque, 1992).

- Quels sont les facteurs susceptibles de gouverner la morphologie et le développement des bioconstructions?

De nombreux facteurs physiques, biologiques et chimiques déterminent la formation des bioconstructions (Longman, 1981). La morphologie récifale n'est jamais le résultat d'un ou deux facteurs mais est liée à la relation complexe entre de nombreux facteurs. Ces derniers peuvent être classés à différentes échelles suivant leur rôle dans le développement et leur influence sur la morphologie des bioconstructions.

1.5.6 Synthèse

Enfin, la somme des informations et des analyses précédentes permet de reconstituer l'architecture sédimentaire d'une bioconstruction et de proposer un modèle géométrique reproductible pour chaque bioconstruction.

Le chapitre VI reprend les principales conclusions et hypothèses proposées dans les chapitres précédents afin d'intégrer chaque bioconstruction dans un cadre géodynamique général et d'envisager à travers quelques discussions le rôle et l'importance des facteurs allstratigraphiques et autostratigraphiques ayant favorisés l'installation, la croissance et le développement des bioconstructions.

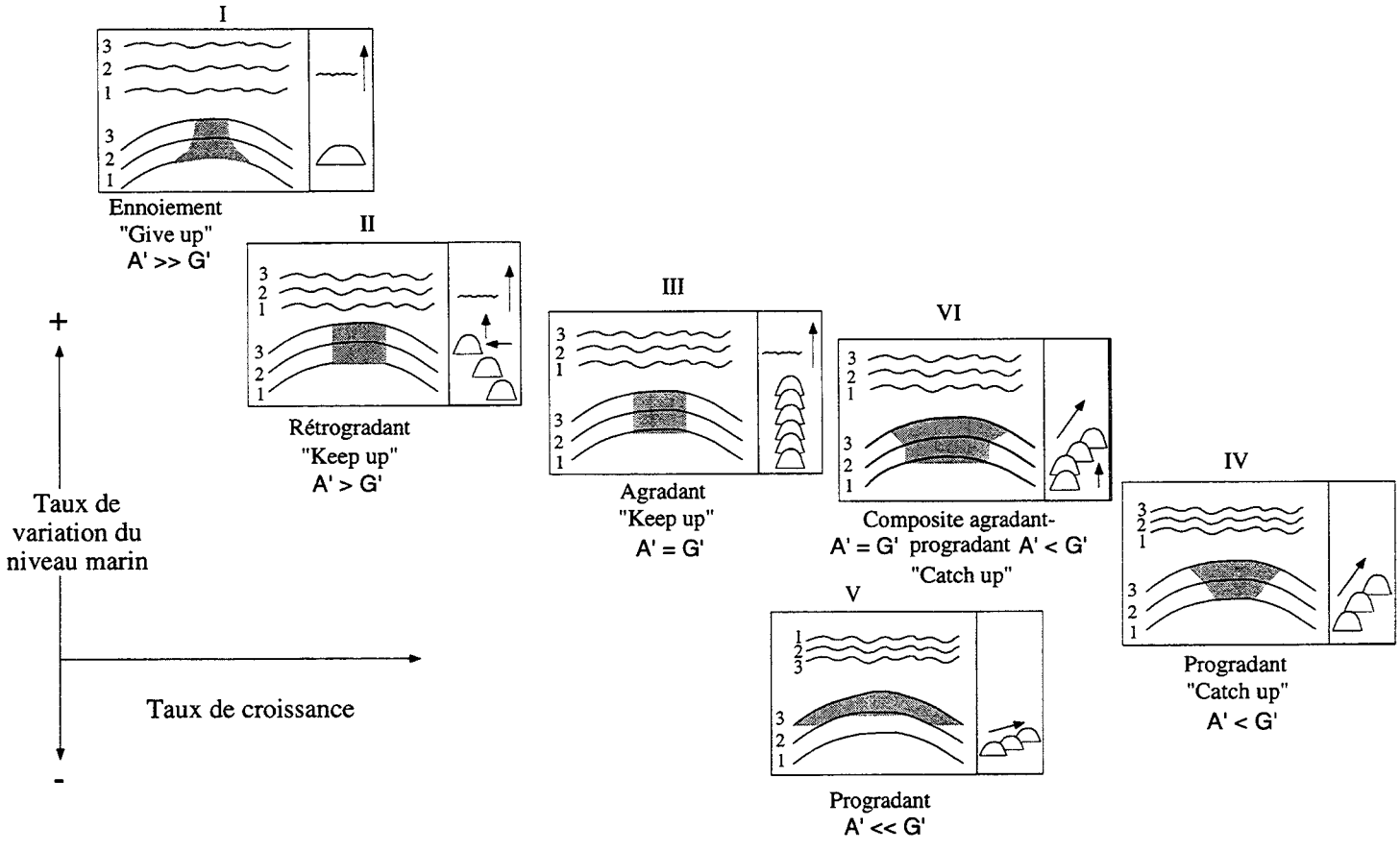


Fig. 1.13 : Comportement des bioconstructions face aux facteurs allostratigraphiques. Modèle théorique de variation de la géométrie des corps sédimentaires en fonction du taux de croissance et du taux de variations du niveau marin relatif. Blanc, faciès profonds; hachuré, faciès moins profonds; 1, 2, 3, trois niveaux marins différents; G', taux de croissance; A', taux d'accommodation (modifié de Tucker & Wright, 1990; James & Bourque, 1992; Boulvain, 1993).

Fig. 1.13: Diagram showing the relationship between buildup growth and allostratigraphic factors. Theorical modelisation of geometrical variations of buildups related to growth rate and relative sea level fluctuations; in white, deeper facies; shadow, shallower facies; 1, 2, 3, three different sea levels; G', growth rate; A', accommodation rate (modified after Tucker & Wright, 1990; James & Bourque, 1992; Boulvain, 1993).

CHAPITRE II. BIOCONSTRUCTIONS DE PLAKOON (MOSCOVIEN SUPÉREUR-KASIMOVIEN)

Chapitre II

Bioconstructions de Plakoon ou Crying Cliff (Moscovien supérieur et Kasimovien)

2.1 Introduction

Cet exemple de terrain permet d'illustrer la nature des bioconstructions du Moscovien supérieur-Kasimovien de l'Oural centro-méridional. L'affleurement se situe sur la rive droite de la rivière Choussovaya, à 15 km en amont de la localité de Choussovoï (fig. 2.1). Il s'agit de dépôts carbonatés datés du Moscovien supérieur au Kasimovien (Vachard *et al.*, en prep.).

La coupe, de 122 m de puissance, présente une stratification orientée N080, 22E. Elle est caractérisée, du bas vers le haut, par des bancs calcaires finement lités, de quelques décimètres au mètre d'épaisseur, qui passent progressivement à des bancs plus massifs (épais de 1 à 3 m), parfois lenticulaires et intensément dolomitisés (figs. 2.2 et 2.3).

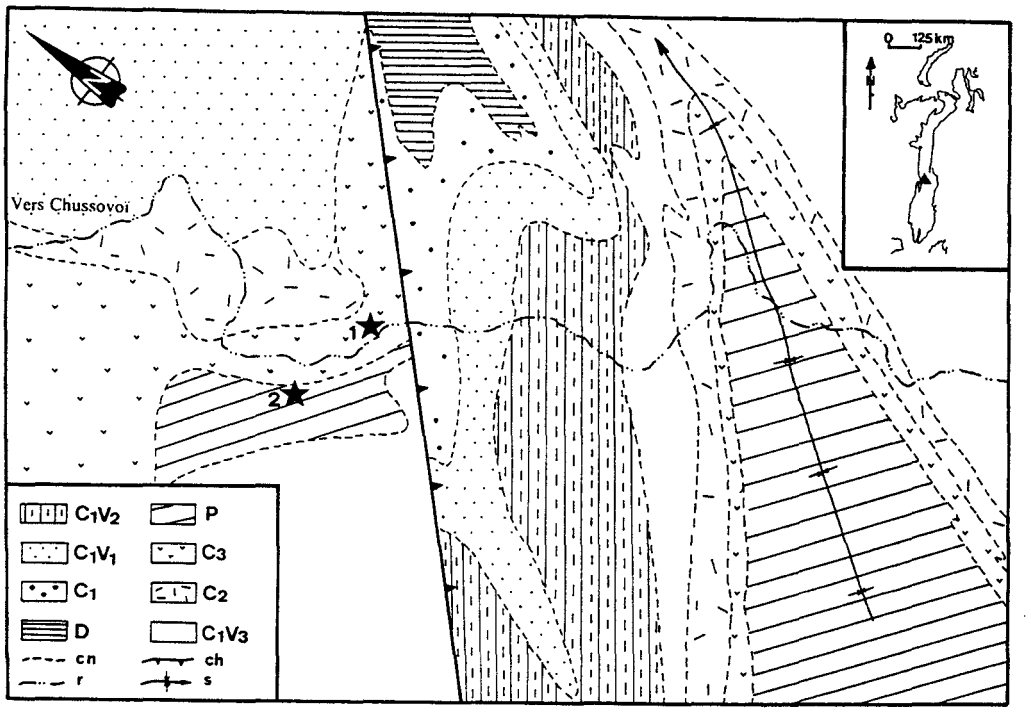


Fig. 2.1 : Localisation des affleurements de Plakoon le long de la rivière Chussovaya (Oural central, Russie) : 1. affleurement d'âge Moscovien à Kasimovien (CC.1); D, Famènien; C, Carbonifère; C1V1, Carbonifère (Viséen 1); C1V2, Carbonifère (Viséen 2); C1V3, Carbonifère (Viséen 3); P, Permien (Assélien-Sakmarien); cn, contact normal; r, rivière Choussovaya; ch, chevauchement; s, synclinal.

Fig. 2.1 : Sketch map of a part of the central Urals showing the Plakoon outcrop along the Chussovaya river, 1) Moscovian to Kasimovian outcrops (CC.1); D, Famenian; Carboniferous: C, Visean 1 ; C1V1, Visean 2; C1V2, Visean 3; P, Permian (Asselian-Sakmarian); cn, conformable contact; r, Chussovaya river; ch, thrust; s, synclinal.

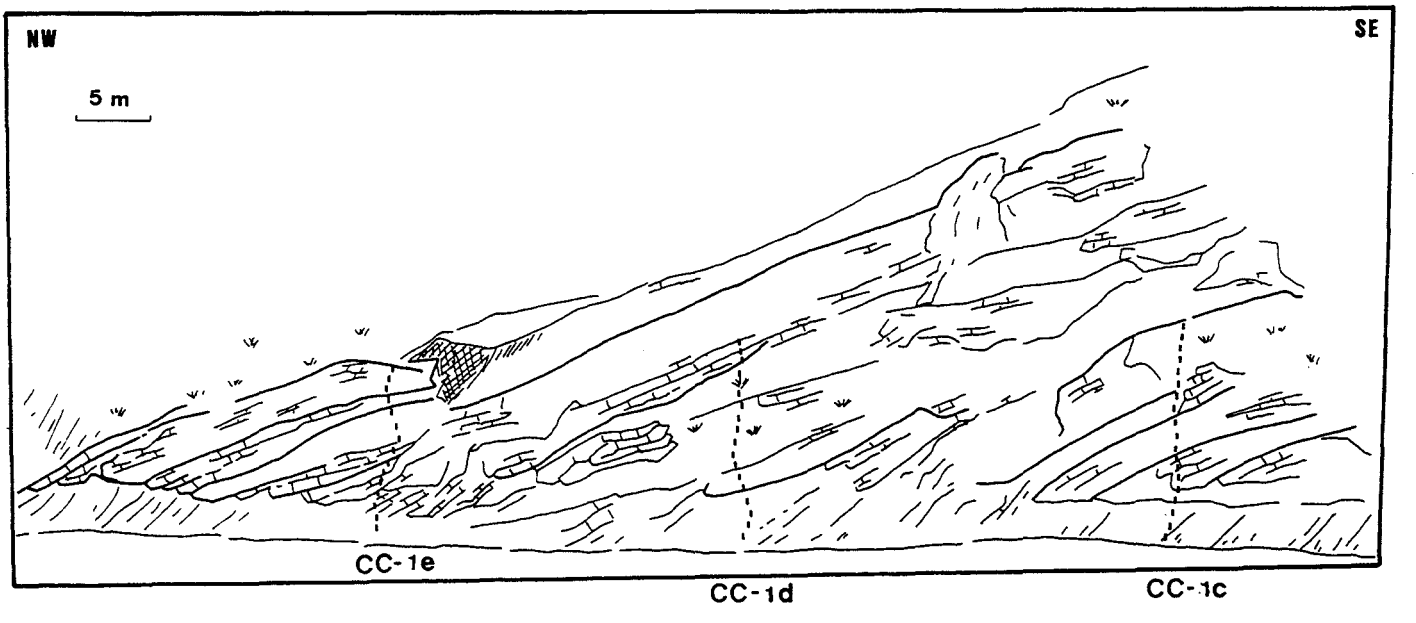


Fig. 2.2 : Schéma d'affleurement correspondant au sommet de la coupe CC.1 (CC.1c, CC.1d et CC.1e) d'âge Moscovien supérieur à Kasimovien; les bancs montrent une direction de N080 et un pendage de 22° vers le sud.

Fig. 2.2 : Sketch map illustrating the uppermost part of the CC.1 section. Bedding plane: N080°, dip 20° S.

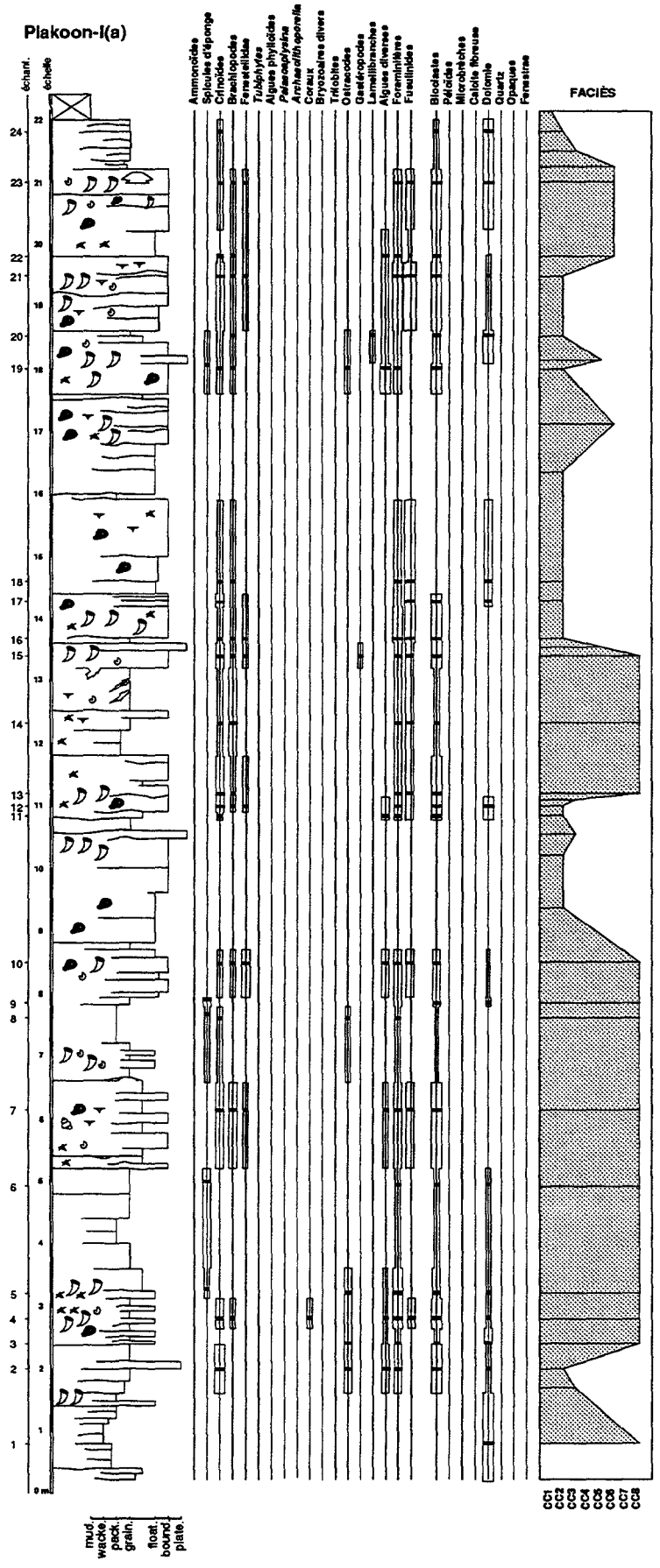


Fig. 2.3a : Affleurement de Plakoon (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (CC.1a).

Fig. 2.3a: CC.1a sedimentologic column and sequential analysis, Plakoon outcrop (central Urals).

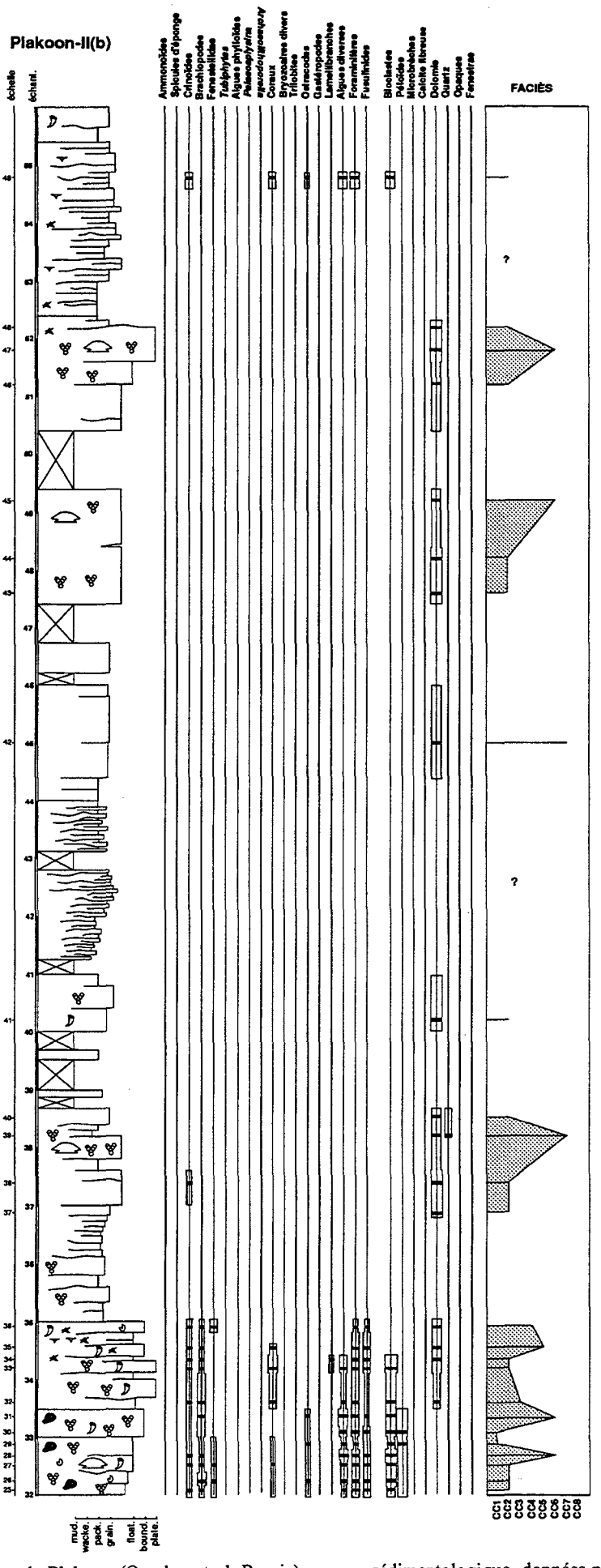


Fig. 2.3b : Affleurement de Plakoon (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (CC.1b).

Fig. 2.3b: CC.1b sedimentologic column and sequential analysis, Plakoon outcrop (central Urals).

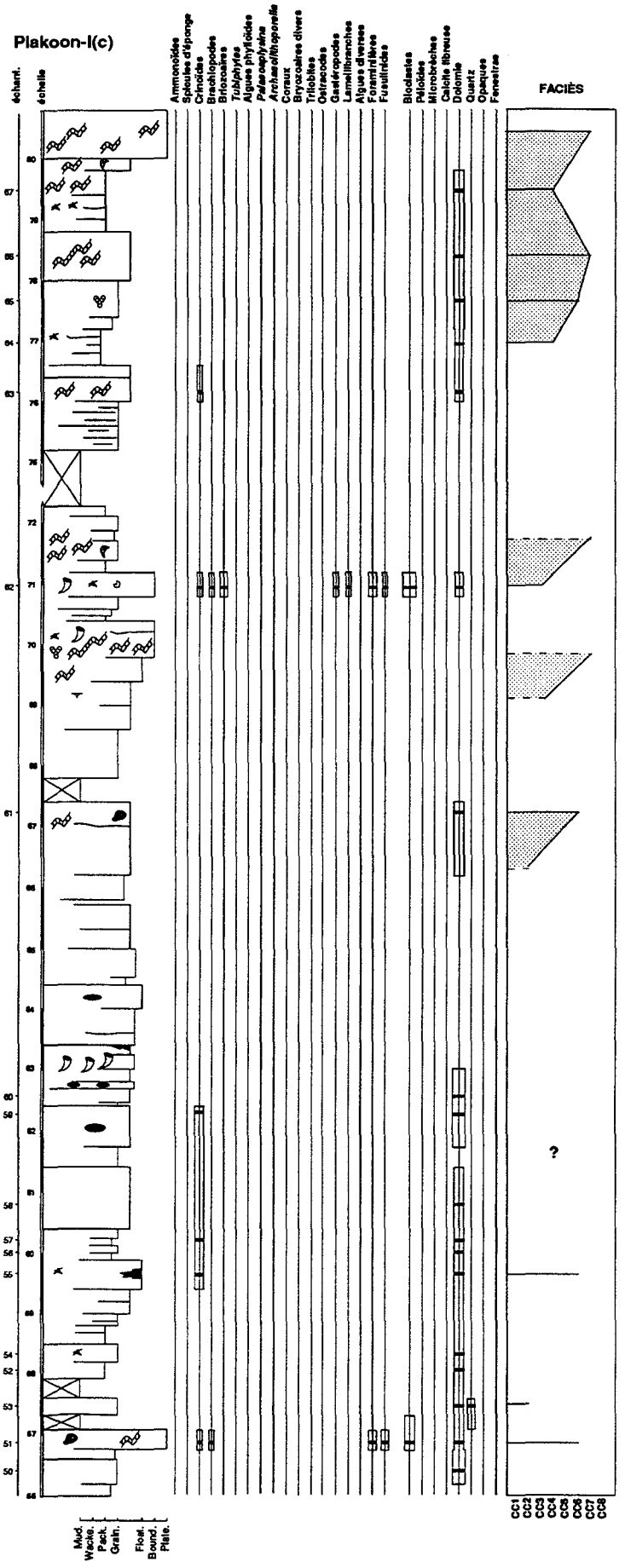


Fig. 2.3c : Affleurement de Plakoon (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (CC.1c).

Fig. 2.3c: CC.1c sedimentological column and sequential analysis, Plakoon outcrop (central Urals).

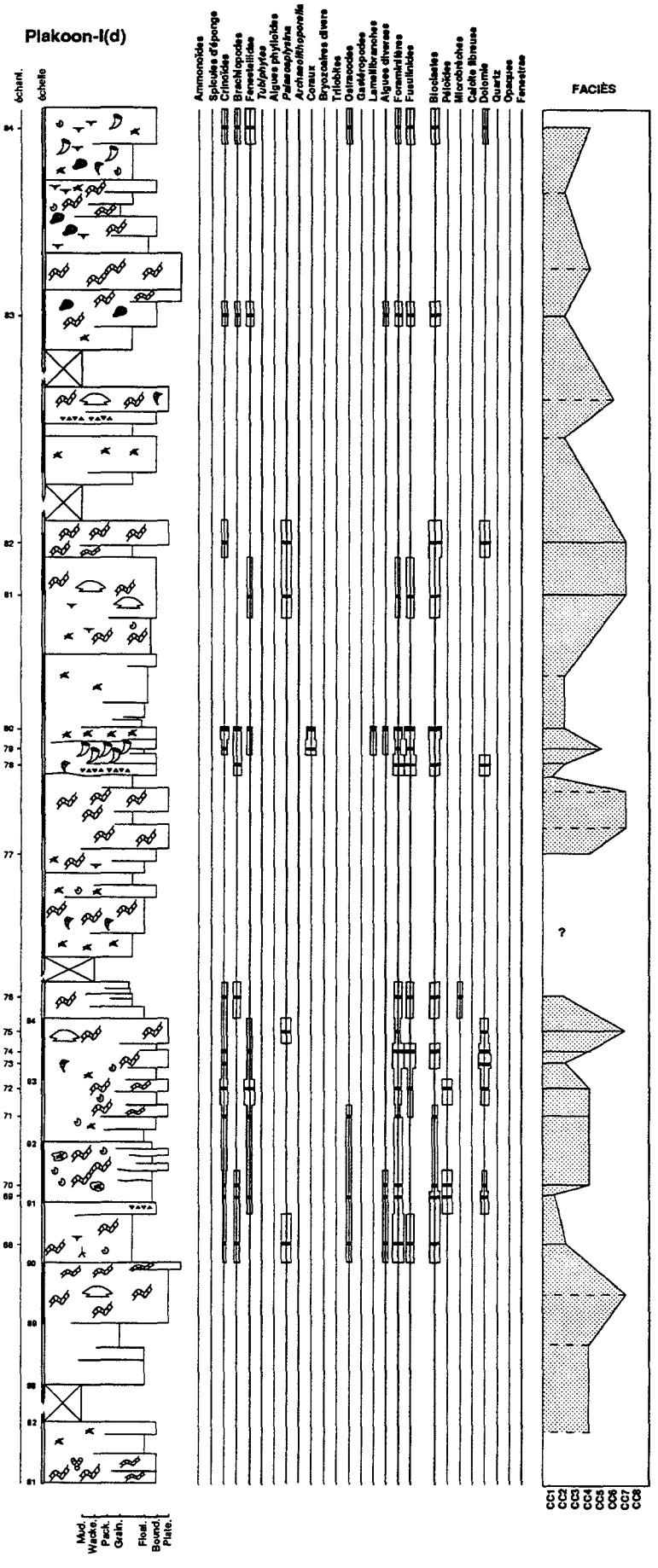


Fig. 2.3d : Affleurement de Plakoon (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (CC.1d).

Fig. 2.3d: CC.1d sedimentological column and sequential analysis, Plakoon outcrop (central Urals).

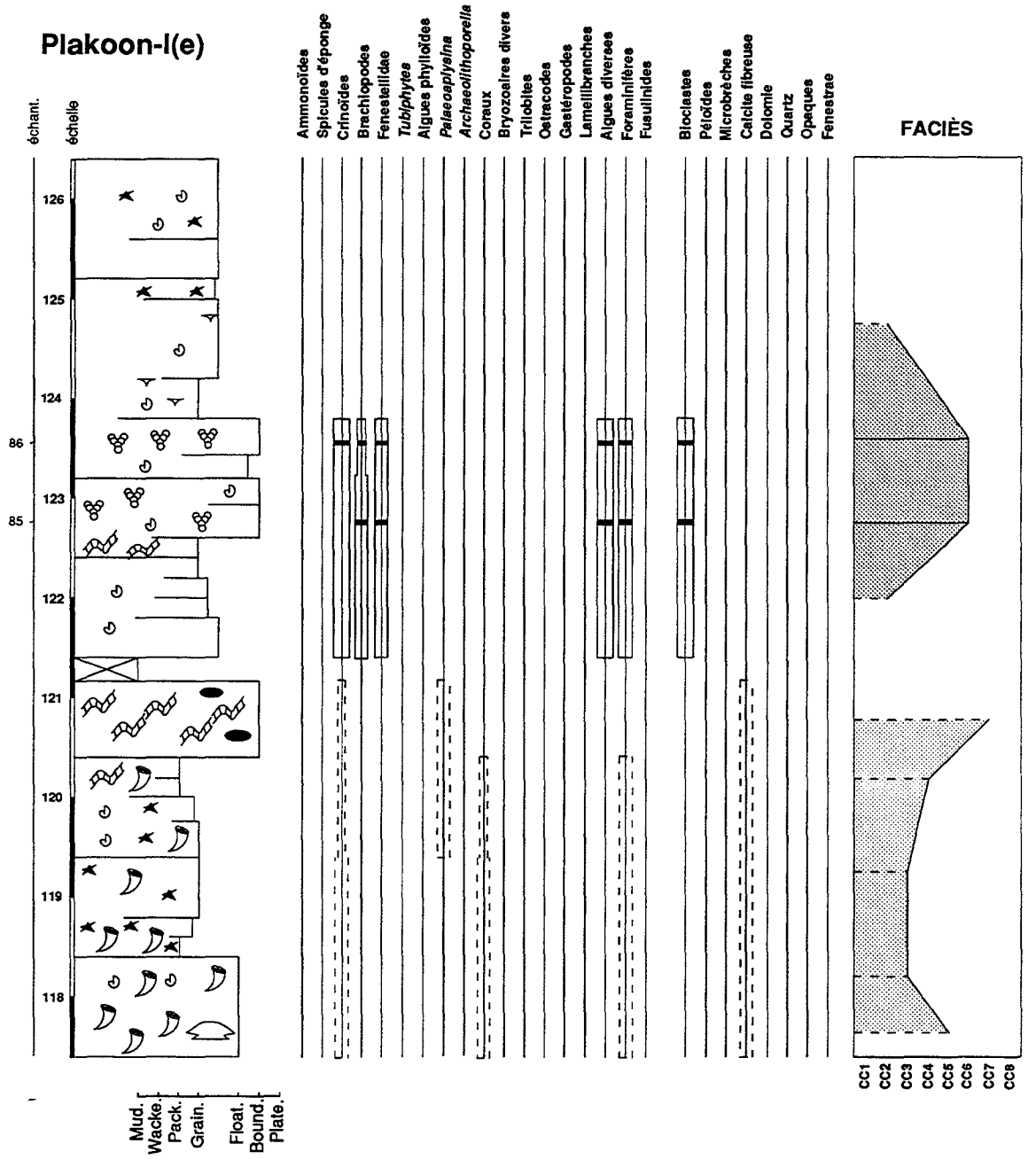


Fig. 2.3e : Affleurement de Plakoon (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (CC.1e).

Fig. 2.3e: CC.1e sedimentological column and sequential analysis, Plakoon outcrop (central Urals).

2.2 Description et interprétation des faciès

Huit faciès principaux ont été individualisés dans la bioconstruction de Plakoon. Ils sont décrits suivant une polarité proximale-distale en une séquence virtuelle (Lombard, 1972) ou ceinture de faciès (Wilson, 1975). L'interprétation des faciès permettra la détermination des principaux environnements de dépôts caractérisant la plate-forme *s.l.* kasimovienne. Les faciès sont détaillés tant macroscopiquement que microscopiquement.

Wackestones-packstones à péloïdes (CC.1)

Ce faciès est présent au sein de bancs carbonatés d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Il est caractérisé par une grande densité de bioturbations horizontales et l'absence de toutes autres structures sédimentaires.

Les péloïdes sont les principaux composants allochimiques du faciès (pl. 1, fig. 1). Ils sont généralement sub-anguleux et de morphologie irrégulière. Leur taille moyenne varie de 50 à 150 µm. Ils génèrent une structure grumeleuse (*sensu* Bathurst, 1975).

Le biofaciès est composé de foraminifères, d'ostracodes, de pseudo-algues (bereselles et donezelles), de *Diplospherina* et, accessoirement, de lamellibranches, de gastéropodes, de brachiopodes, d'échinodermes et de coraux. La composante bioclastique présente un pourcentage modal très variable, de 0 à 15%, suivant les échantillons analysés. Les valves d'ostracodes et de brachiopodes sont le plus souvent désarticulées. Les bioclastes sont fortement micritisés, ce qui rend leurs contours diffus et les rapprochent de l'aspect des péloïdes; leur taille varie de 0,25 à 1 mm.

Le volume important de matrice micritique, le faible taux de fragmentation souligné par le degré de conservation taphonomique des bioclastes, et l'absence de structures de courant préservées, témoignent de la faible énergie du milieu. Toutefois, l'absence de structures sédimentaires pourrait être aussi attribuée à l'effet des bioturbations.

Le registre floro-faunistique, abondant mais peu diversifié, est attribué à des conditions de milieu protégé. Les nombreuses bioturbations horizontales témoignent d'une bonne oxygénation du sédiment et d'un taux de sédimentation relativement faible (Frey & Browley, 1985; Svarda & Bottjer, 1986). La connection épisodique avec des milieux marins ouverts est soulignée par l'augmentation de la diversité des bioclastes et la diminution des péloïdes. L'intense micritisation des bioclastes s'effectue dans un secteur probablement proximal. La présence des pseudo-algues (bereselles et donezelles), non remaniées et associées aux péloïdes, témoigne de leur formation dans la zone photique.

Les principales hypothèses concernant l'origine des péloïdes sont les suivantes :

(1) la micritisation intense de bioclastes (Bathurst, 1966; Logan, 1974) ou de petits intraclastes (Tucker & Wright, 1990),

(2) le démantèlement de laminations algaires (Bathurst, 1975) situées à proximité,

(3) la formation et micritisation de pellets fecaux (Shinn & Robbin, 1983),

(4) la recristallisation de la matrice micritique (Cayeux, 1935; Blatt, 1982; Leeder, 1982),

(5) la formation de péloïdes par l'action des bioturbations (Flügel, 1982), et

(6) l'origine chimique par cristallisation au niveau de petits sites de nucléation (Macintyre, 1985).

Dans le faciès CC.1, les péloïdes semblent provenir de l'action conjointe de la bioturbation et de la micritisation des bioclastes dans un milieu protégé à l'abri des bioconstructions, comme l'atteste la proximité des platestones à *Palaeoaplysina* (faciès CC.7).

Grainstones et packstones bioclastiques (CC.2)

Ce faciès est caractéristique de bancs lenticulaires bioclastiques, décimétriques à métriques, à

granoclassement normal et laminations obliques en auges. Le sommet des bancs montre des rides de vagues symétriques et est perturbé par de nombreuses bioturbations. Sur la base de son contenu fossile, ce faciès peut être décomposé en trois microfaciès :

Packstones-grainstones à pseudo-algues ou algues calcaires (CC.2a)

Il s'agit de packstones et grainstones à pseudo-algues calcaires dominantes (bereselles et donezelles), avec accessoirement des foraminifères (*Eostaffella*, *Globivalvulina*, *Staffella*, *Nankinella*), des échinodermes, des brachiopodes, des ostracodes, des bryozoaires, des coraux, des *Palaeoaplysina* et des *Diplospherina* (pl. 1, fig. 2). Les pseudo-algues sont souvent recristallisées et leur microstructure est difficile à déterminer. Elles représentent 30% à 50% modal de la composante fossile. Les foraminifères sont surtout encroûtants et, plus rarement, représentés par des fusulines. Les bioclastes sont fortement fragmentés et leur taille moyenne varie de 50 à 500 µm. Ils sont généralement orientés parallèlement au plan de stratification et parfois perturbés par des bioturbations. Une granodécroissance est enregistrée à l'échelle de la lame mince. Ce faciès est parfois intensément dolomitisé et sa texture originelle disparaît.

Packstones-grainstones à fusulines et autres foraminifères (CC.2b)

Ces grainstones et packstones sont composés de fusulines (*Fusulinella*, *Pseudostafella*, *Profusulinella*, *Eostaffella*), d'ossicules d'échinodermes, de brachiopodes, de foraminifères (*Bradyina*, *Globivalvulina*, *Climacammina*, *Calcitornella*, *Earlandia*, *Syzania*, *Eudothyra*), de lamellibranches, de bryozoaires, de *Tubiphytes*, de coraux et, plus rarement, de trilobites (pl. 1, fig. 3). Les foraminifères présentent des orientations quelconques dans le sédiment et certains d'entre eux sont fragmentés. Ils représentent plus de 40 à 50% modal de la composante fossile. Les bioclastes sont fortement fragmentés et souvent micritisés. Leur taille moyenne varie de 0,15 à 3 mm. Le sédiment est caractérisé par des laminations planes ou obliques, soulignées par l'agencement des bioclastes, qui sont perturbées par des bioturbations.

Packstones-grainstones bioclastiques (CC.2c)

Il s'agit de packstones et grainstones à bryozoaires, échinodermes, foraminifères, brachiopodes, lamellibranches, ostracodes, gastéropodes, trilobites et *Tubiphytes* (pl. 1, fig. 4) Les foraminifères sont très diversifiés, et représentés par des fusulines et des foraminifères encroûtants. Ces bioclastes apparaissent en proportions variables suivant les échantillons analysés. Ils sont fragmentés, micritisés et mal classés. Leur taille varie de 0,5 à 6 mm. Ils présentent une orientation souvent quelconque mais localement s'organisent suivant des laminations obliques. Les endoclastes sont anguleux et de taille millimétrique. Les péloïdes sont très abondants dans les parties du sédiment intensément recristallisées en microsparite.

Ces trois microfaciès se différencient principalement par leur contenu fossile, mais leur interprétation en terme d'environnements de dépôt est très similaire.

La diversité et l'abondance des bioclastes témoignent d'une bonne connection avec le milieu marin ouvert. Compte tenu de la présence d'organismes autotrophes, ce faciès se situe probablement dans la zone photique. D'autre part, les laminations obliques en auge, la granodécroissance, la présence d'endoclastes et le mauvais classement des grains témoignent de leur remaniement et du dépôt dans des conditions de forte énergie. La stratification lenticulaire, les laminations obliques en auges et l'absence de bases érosives nettes permettent d'interpréter ces dépôts comme des barres hydrauliques générées dans la zone d'action des vagues de beau temps. L'origine des nombreux péloïdes, associés aux domaines de forte microsparitisation, peut être attribuée à des processus de recristallisation (Blatt, 1982). Les substrats sont colonisés par différentes associations benthiques, comme le montre l'étude des trois microfaciès. Ce faciès reflète la formation de barres hydrauliques

situées dans la zone supérieure de shoreface.

Floatstones à coraux et bioclastes divers (CC.3)

Ce faciès affleure en bancs massifs centimétriques à décimétriques. Ils peuvent contenir un à plusieurs lits centimétriques de coraux rugueux ou de *Syringopora*, couchés dans le plan de stratification.

Il s'agit de floatstones à coraux rugueux, échinodermes, foraminifères, brachiopodes, algues et lamellibranches (pl. 1, fig. 5). Les coraux rugueux peuvent atteindre un diamètre de 2 à 4 cm et les *Syringopora* de quelques millimètres. Les bioclastes associés présentent un taux de désarticulation et de fragmentation variable. Les crinoïdes apparaissent parfois en tiges entières ou désarticulées, et les valves de brachiopodes sont généralement disjointes. La taille moyenne des bioclastes varie de 0,5 à plusieurs centimètres. Ils sont orientés parallèlement au plan de stratification. Les péloïdes abondent dans la matrice micritique et représentent plus de 20% du volume du sédiment.

Le taux de fragmentation et le pourcentage variable des bioclastes traduisent une gradation de leur transport et de l'importance de leur démantèlement (Kidwell & Behrensmeyer, 1988). Deux fractions bioclastiques peuvent être individualisées. La première est composée de coraux entiers, couchés dans la plan de stratification, et de crinoïdes à tiges entières; ils suggèrent une source proche et un faible transport. La seconde est composée de bioclastes allochtones à parautochtones (*sensu* Kidwell, 1991a), qui sont fortement cassés et par conséquent transportés; le transport important et la diversité des bioclastes cassés renseignent sur leur source relativement éloignée.

L'association de ce faciès avec des packstones bioclastiques soumis à l'action de la houle (faciès CC.2), et l'importance des remaniements observés, impliquent un dépôt probable pour ce faciès à proximité de la zone d'action des vagues de beau temps. La conservation d'une importante composante micritique riche en péloïdes implique que le sédiment est soumis à un faible lavage. Les floatstones riches en matrice sont probablement générés par des processus épisodiques de forte énergie qui provoquent le démantèlement des faciès bioconstruits. Les résidus bioclastiques générés sont ensuite transportés en milieu protégé en arrière des bioconstructions à algues et/ou *Palaeoaplysina*.

Floatstones à *Palaeoaplysina* et bioclastes divers (CC.4)

Ce faciès apparaît sous forme de bancs carbonatés ou de lentilles bioclastiques d'épaisseur métrique. Il est fortement bioturbé et les bioclastes montrent une orientation frustre.

Il est composé de *Palaeoaplysina*, de bryozoaires, d'échinodermes, de brachiopodes, de lamellibranches, de foraminifères divers (*Schubertella*, *Globivalvulina*, *Fusulinella*, *Climacammina*, *Calcitornella*) et d'ostracodes. Les lamellibranches et les brachiopodes présentent des valves jointes ou disjointes. Leurs remplissages forment des figures géotropes, qui présentent une orientation quelconque dans le plan de stratification. Les *Palaeoaplysina* possèdent également des structures géotropes sans orientation particulière dans le sédiment. Les bioclastes sont fragmentés et mal classés. Leur taille varie de 0,5 à 6 mm et atteint parfois 1 cm.

Les organismes fragmentés, diversifiés et grossièrement orientés dans le plan de stratification, et les remplissages géotropes d'orientation quelconque impliquent un démantèlement et un transport sous l'influence de l'énergie modérée à forte du milieu. Ces bioclastes démantelés sont ensuite transportés vers un milieu situé entre ou en arrière des bioconstructions où ils s'accumulent pour former des lentilles riches en matrice micritique. Le démantèlement des faciès bioconstruits semble s'opérer sous l'influence des vagues de beau temps.

Framestones à coraux (CC.5)

Ce faciès correspond à de petites bioconstructions coralliennes ou "patches" centimétriques à décimétriques, dont la forme est généralement lenticulaire. Les coraux rugueux et les *Syringopora* sont conservés en position de vie.

Il s'agit de framestones à coraux, foraminifères, échinodermes, ostracodes, brachiopodes et lamellibranches. Les bioclastes sont de taille moyenne inférieure à 0,5 mm et sont souvent micritisés. Les coraux rugueux peuvent atteindre un diamètre de 3 à 4 cm, pour 15 cm de long. Les foraminifères encroûtent tous les organismes présents dans le sédiment.

Les coraux, conservés en position de vie, formaient des charpentes rigides résistantes à l'action des vagues de beau temps. Les bioclastes parautochtones (échinodermes, brachiopodes, foraminifères et ostracodes) qui comblent les vides interstitiels entre les coraux, témoignent du régime de forte énergie du milieu. Enfin, l'encroûtement réalisé par les foraminifères à la fin de la phase biostratinomique semble impliquer une diminution du taux de sédimentation, qui pourrait traduire de l'existence d'épisodes d'énergie variable.

Boundstones à pseudo-algues calcaires (CC.6)

Ce faciès apparaît sous forme de lentilles ou de bancs carbonatés bioclastiques, non stratifiés et d'épaisseur métrique. Les lentilles présentent une faible continuité latérale (de 3 à 4 m), et passent latéralement à des bancs bioclastiques. Elles sont caractérisées par des laminations horizontales soulignées par l'accumulation de thalles algaires dans le plan de stratification.

Ces boundstones sont composés presque exclusivement de pseudo-algues calcaires de type bereselles et donezelles (pl. 1, fig. 6). Elles représentent plus de 60% modal du sédiment et apparaissent sous forme de segments de longueur supérieure au millimètre. Elles sont associées à quelques foraminifères (*Fusulinella*, *Bradyina*), ostracodes, brachiopodes, lamellibranches et de rares bryozoaires et échinodermes. Les foraminifères sont le plus souvent encroûtants, mais parfois représentés par des fusulines. Les brachiopodes et les lamellibranches, à valves jointes, présentent des structures géotropes conformes avec le plan de stratification. Les bioclastes sont faiblement fragmentés et leur taille varie de 0,25 à 1 mm. Le sédiment est souvent perturbé par des traces de type *Planolites*.

L'affinité incertaine des bereselles et donezelles rend toute interprétation délicate. Leur activité photosynthétique n'est pas démontrée; toutefois, leur possible appartenance aux algues (Chuvashov *et al.*, 1987; Mamet & Roux, 1993) impliquerait un développement dans la zone photique. D'autre part, l'installation de ces faciès bioconstruits à proximité de la zone d'action des vagues permanentes permet de situer les faciès bioconstruits à bereselles dans la zone photique. L'assemblage fossile à échinodermes, bryozoaires et brachiopodes est caractéristique des milieux marins ouverts. L'abondance des thalles algaires ou des pseudo-algues couchés dans le plan de stratification, le faible taux de fragmentation des bioclastes et les structures géotropes conformes au plan de stratification témoignent du faible transport des bioclastes et de faibles conditions d'énergie du milieu de dépôt, dans un domaine situé sous la zone d'action des vagues. La forte productivité de ces organismes entraîne la formation de bioaccumulations (Davies & Nassichuk, 1989).

De telles interprétations sont soutenues par les observations de Beauchamp (1987) et Morin *et al.* (1994) pour les dépôts permo-carbonifères du bassin du Sverdrup, où les bereselles sont décrites sous la zone d'action des vagues de beau temps.

Platestones à *Palaeoaplysina* (CC.7)

Ce faciès est caractérisé par une alternance de bancs et lentilles carbonatés bioclastiques de 2 à 3 m d'épaisseur. Les bancs tabulaires présentent une extension latérale réduite à l'affleurement (de 10 à 20 m). Les lentilles s'étendent latéralement sur quelques mètres et dépassent rarement 1 m d'épaisseur. Ces dépôts sont très fortement dolomitisés.

Il s'agit de platestones à *Palaeoaplysina* (Davies & Nassichuk, 1990), dans lesquels les *Palaeoaplysina* sont associées à des bryozoaires, des foraminifères (*Globivalvulina, Staffella, Nankinella, Schubertina, Calcitornella*), quelques crinoïdes et, accessoirement, des brachiopodes, des ostracodes et des lamellibranches (pl. 1, fig. 7). Les brachiopodes conservent leurs valves jointes. Les bryozoaires, de type Fenestellidae, sont susceptibles d'encroûter les *Palaeoaplysina.* Les foraminifères encroûtants se développent autour de tous ces bioclastes et sont très abondants. Les échinodermes sont désarticulés. Les *Palaeoaplysina* les plus grandes présentent une section longitudinale de plus de 50 cm. Les bioclastes sont généralement entiers mais ne se conservent pas en position de vie. Ils sont bien préservés et montrent une distribution bimodale de leur taille qui oscille entre quelques millimètres et plusieurs centimètres. La composante micritique est très abondante et représente parfois 80% modal du sédiment.

Les *Palaeoaplysina* sont des organismes d'affinité inconnue, pouvant être assimilés à des éponges, des algues ou encore des hydrozoaires (Rigby, 1958; Breuninger, 1976). Plus récemment, l'hypothèse algaire a été écartée et les *Palaeoaplysina* sont considérées comme des organismes filtrants de croissance érigée (Davies & Nassichuk, 1973; Davies, 1974; Watkins & Wilson, 1989) et flexibles (Krotov, 1888), ou encore encroûtants et agissant sur le pouvoir de liaison du sédiment (Breuninger, 1969, 1976; Davies, 1974; Skaug *et al.*, 1982). Quelle que soit leur forme de croissance, les *Palaeoaplysina* se développent dans des environnements boueux de relativement faible énergie (Lonoy, 1988).

Les données obtenues à l'affleurement permettent de proposer quelques hypothèses quant au milieu et à la profondeur de développement de ces organismes. L'abondance de matrice micritique, l'association *Palaeoaplysina*/Fenestellidae, la fragilité et l'aspect érigé des frondes de bryozoaires, et le faible taux de fragmentation des bioclastes témoignent de faibles conditions d'énergie du milieu.

La structure des *Palaeoaplysina* semble être favorable au piégeage du sédiment. Elles jouent un rôle de constructeur et fournissent également, lors de leur démantèlement, des débris dans les zones d'accumulation bioclastique (faciès CC.4).

Ces données coïncident avec les observations de Watkins & Wilson (1989) réalisées pour les biostromes du Permien inférieur de la Formation McLoud Limestone (Californie), où les *Palaeoaplysina* sont interprétées comme des organismes constructeurs. Morin *et al.* (1994) et Beauchamp *et al.* (1989a) attribuent aux boundstones à *Palaeoaplysina* du bassin du Sverdrup un environnement de dépôt situé à proximité de la limite inférieure de la zone d'action des vagues de beau temps. Pour leur part, Stemmerik *et al.* (1994) placent les biohermes à *Palaeoaplysina* sous la zone d'action des vagues.

Mudstones, packstones et grainstones bioclastiques (CC.8)

Ce faciès affleure en bancs carbonatés, bioclastiques et décimétriques. Leurs limites supérieures et inférieures sont irrégulières et d'aspect ondulé. Le sommet des bancs est intensément bioturbé. Ce faciès est composé d'une alternance irrégulière de passées grossières et de passées granulaires plus fines. Les passées grossières, dans l'ensemble granodécroissantes, montrent une base érosive ravinante à gouttières d'érosion (de quelques centimètres de profondeur), et des figures de type "hummocky cross stratification" (HCS).

Deux microfaciès sont individualisés dans ce faciès (pl. 1, fig. 8) : l'un correspond au matériel finement grenu et l'autre au faciès granulaire.

Mudstones et wackestones bioclastiques (CC.8a)

Il s'agit de mudstones et wackestones à microbioclastes, représentés par des ostracodes, des foraminifères (*Globivalvulina*, *Pachysphaerina*, *Protricites*, *Pseudostaffella*), des spicules d'éponges et de rares crinoïdes. Les bioclastes sont faiblement désarticulés, fragmentés et d'orientation quelconque dans le sédiment. Les valves d'ostracodes sont disjointes et les foraminifères très peu abondants.

L'importante composante micritique issue d'une probable décantation, l'aspect isolé et l'orientation quelconque des bioclastes, et la présence de bioclastes à squelettes multicomposants en connection anatomique se rapportent à des dépôts de faible énergie. Les processus de bioturbations endogènes permettent de déduire une lithification tardive du sédiment et renseignent sur les faibles taux de sédimentation.

Packstones et grainstones bioclastiques (CC.8b)

Il s'agit de packstones et grainstones à foraminifères (*Fusulinella*, *Profusulinella*, *Wedekindellina*, *Ozawainella*, *Pseudostaffella*, *Fusulina*), échinodermes, brachiopodes, pseudo-algues (bereselles), bryozoaires, coraux et ostracodes. Les bioclastes sont fragmentés et orientés parallèlement au plan de stratification; leur taille moyenne varie de 50 µm à plusieurs millimètres. Ce microfaciès repose de manière érosive sur le précédent (CC.8a) et des micro-gouttières peuvent être observées à l'échelle de la lame mince.

Les gouttières d'érosion à la base des niveaux granulaires, leur granodécroissance, leur contact abrupt avec un sédiment fin autochtone et la présence de HCS témoignent des processus de forte énergie du milieu et de la formation de "storm graded layers" (tempêtes; Aigner, 1982).

L'association des deux microfaciès et l'interprétation de leurs structures sédimentaires renseignent sur le caractère épisodique des processus de forte énergie liés aux tempêtes (CC.8b), intervenant dans un milieu autochtone de plus faible énergie (CC.8a) typique des domaines d'offshore supérieur.

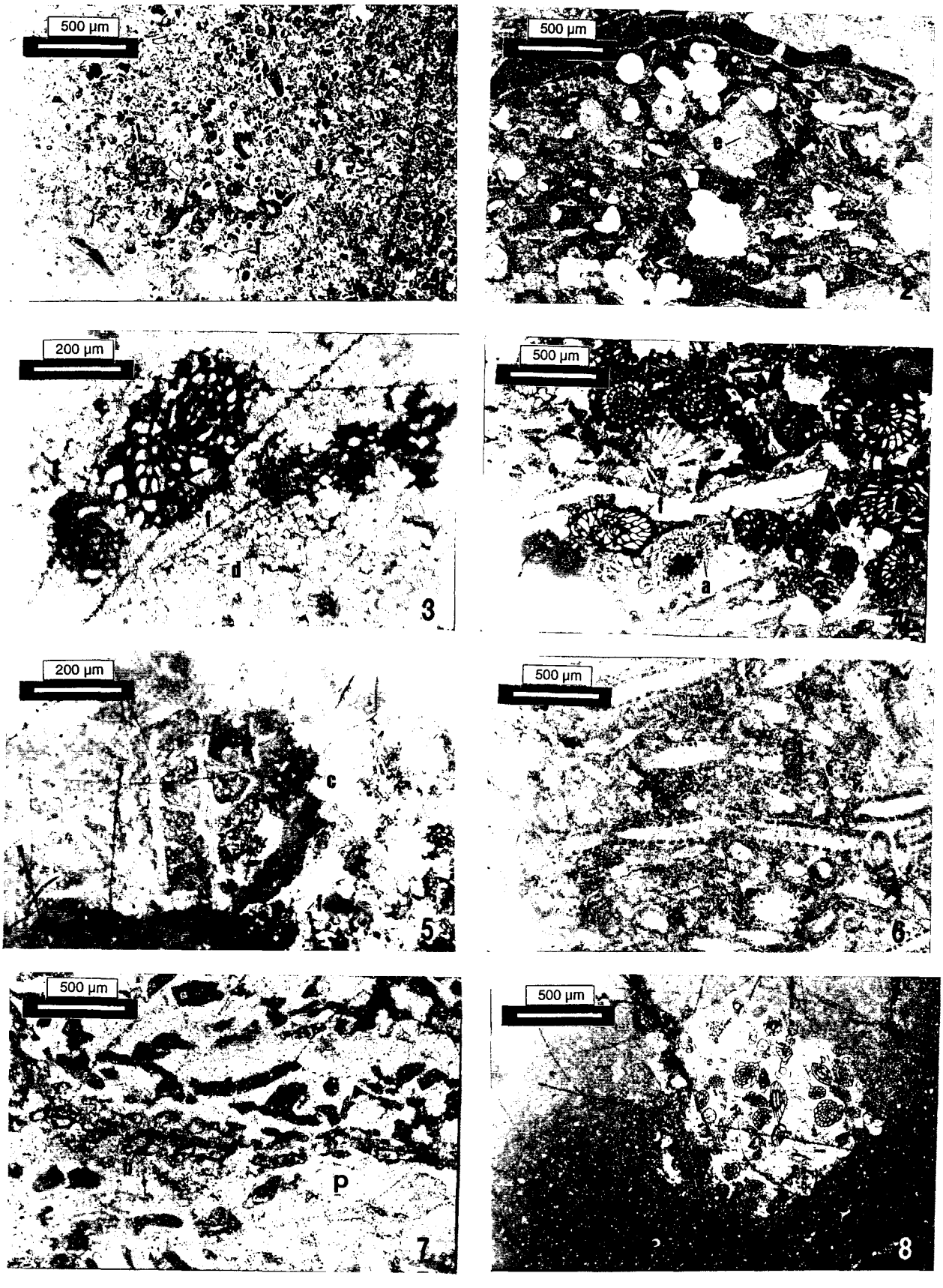


Planche photographique I : bioconstruction de Plakoon

Analyse du partitionnement des faciès

Une synthèse des faciès est reprise sur la figure 2.4, ce qui permet d'évaluer leurs principales caractéristiques. Le diagramme de partitionnement des faciès (fig. 2.5) montre la dominance des faciès biodétritiques pour les dépôts d'âge Moscovien supérieur à Kasimovien de Plakoon. Ce schéma bidimensionel exprime les variations de l'énergie en fonction du caractère proximal/distal des faciès. Il permet d'insister, d'une part, sur la relation entre les faciès bioconstruits et les faciès biodétritiques, mais également sur l'abondance relative des différents faciès illustrés par la taille des "boîtes" de faciès. Les faciès bioconstruits sont caractérisés, par ordre d'abondance croissante, par des :

- framestones à coraux (CC.5),
- boundstones à algues calcaires (CC.6), et
- platestones à *Palaeoaplysina* (CC.7).

Ces faciès bioconstruits se localisent dans le secteur le plus distal de la plate-forme. Les faciès biodétritiques sont représentés par des dépôts de forte énergie, déposés dans la zone d'action des vagues de beau temps et des tempêtes. L'ensemble des faciès s'articule autour de la limite d'action des vagues de beau temps, les faciès bioconstruits étant généralement situés sous cette dernière.

Enfin, la juxtaposition des boîtes de faciès montre la connection existant entre les faciès. L'exemple le plus représentatif est illustré par la transition progressive entre les faciès CC.6 à pseudo-algues et CC.7 à *Palaeoaplysina.*

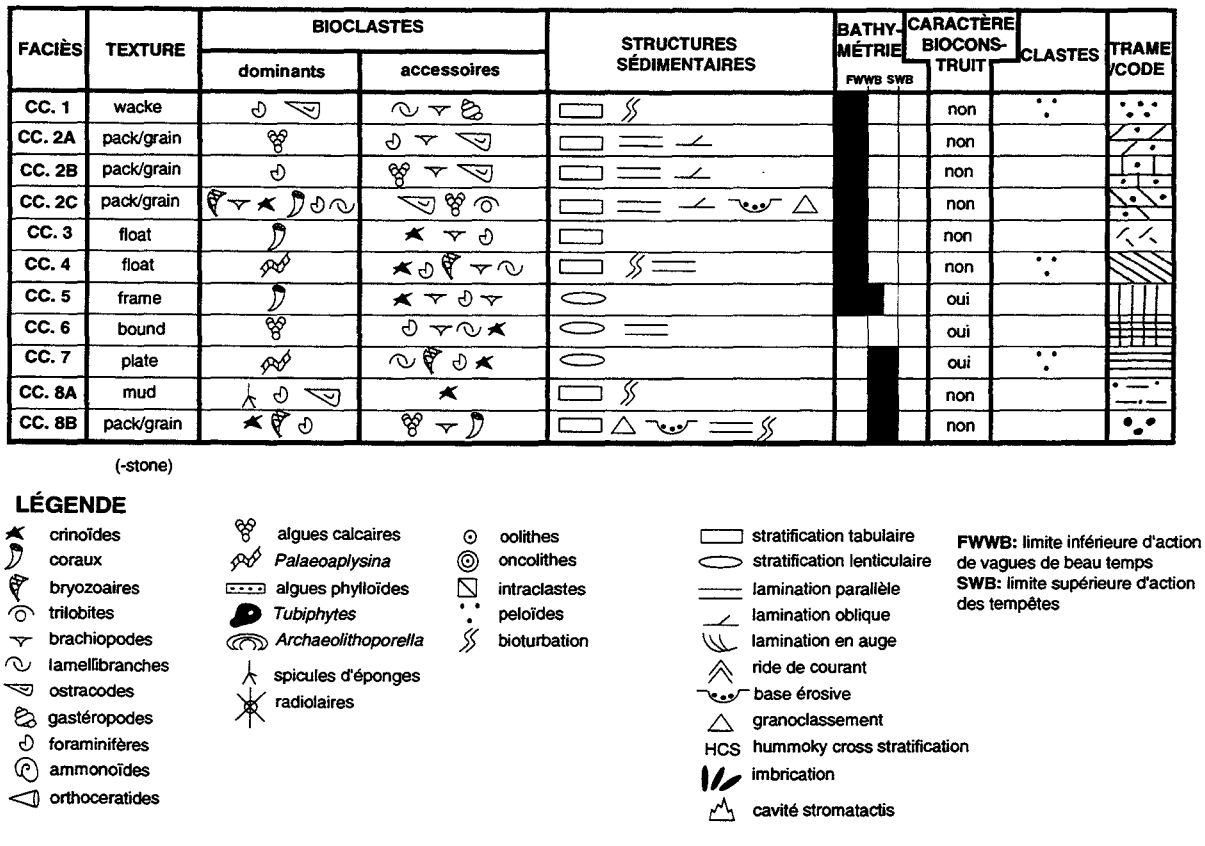


Fig. 2.4 Schéma de synthèse des faciès définis pour l'affleurement de Plakoon, d'âge Moscovien supérieur à Kasimovien (Crying Cliff, CC).

Fig. 2.4: Simplified sketch illustrating facies relationships in the Plakoon (or Crying Cliff) outcrop, late Moscovian to Kasimovian.

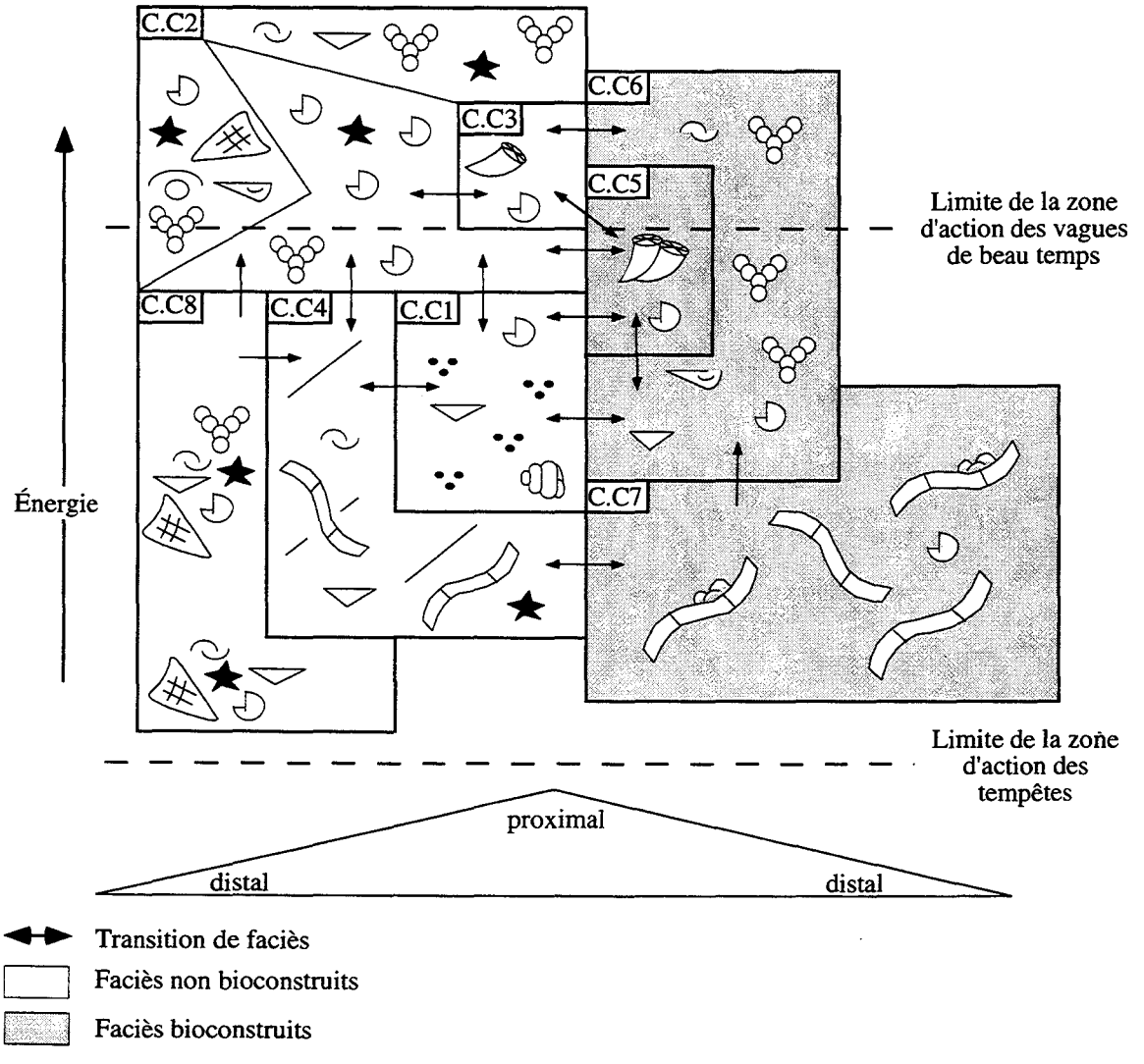


Fig. 2.5 : Diagramme de partitionnement des faciès de la famille de bioconstructions d'âge Moscovien supérieur à Kasimovien; en abscisse suivant le caractèreproximal-distal, et en ordonnée suivant les facteurs limitants de la plate-forme : la limite inférieure d'action des vagues de beau temps, la limite inférieure d'action des tempêtes et la limite de la zone photique. Chaque boîte représente un faciès et leur taille correspond à l'abondance relative des faciès. La zone de recouvrement entre les différents faciès correspond au domaine de transition entre deux faciès.

Fig. 2.5: Distribution plan of the Upper Moscovian-Kasimovian buildup facies. Horizontal axis represents proximal-distal character and vertical axis the relative water depth with fair-weather wave base and photic zone limits as reference. The box areas are approximately proportional to the relative facies abundance.

2.3 Paléoécologie

L'affleurement de Plakoon est constitué d'un ensemble de petits biostromes et biohermes de 2 à 4 m d'épaisseur. Le schéma de la fig. 2.6 permet de montrer une diminution de la diversité taxonomique dans les domaines bioconstruits à pseudo-algues, et une augmentation dans les bioconstructions à *Palaeoaplysina*. Parmi les associations fossiles reconnues dans les différents faciès, on trouve de la base au sommet de la coupe :

- Associations fossiles

(1) Association à foraminifères (AF.3), reconnue dans le faciès CC.2b. Ces organismes non constructeurs jouent un rôle passif ("dweller") dans l'édification des bioconstructions. Ils se situent en domaine péri-récifal à proximité des faciès bioconstruits. Cette association comprend des foraminifères et accessoirement des échinodermes, des bryozoaires, des brachiopodes, des pseudo-algues et des algues phylloïdes. Les foraminifères sont souvent accumulés sous l'action de processus hydrodynamiques faibles ou élevés.

(2) Association à coraux (AF.12), qui est reconnue dans les faciès CC.3 et CC.5 : elle est composée de coraux, d'échinodermes et accessoirement de foraminifères, de brachiopodes et d'ostracodes. Elle est caractérisée par une forte diversité taxonomique et par des organismes suspensivores. Les coraux s'organisent selon trois groupes taxonomiques différents :

- Les *Syringopora* sont des coraux tabulés coloniaux. Ils sont conservés en position de vie, présentent une hauteur de 2 à 5 cm et un diamètre de 1 à 2 mm. Ils sont associés à des foraminifères (fusulines). Les colonies se fixent sur des packstones bioclastiques. Ces coraux sont susceptibles de participer à la sédimentation par effet de la filtration entre leur structure branchue.
- Les coraux coloniaux rugueux forment une charpente rigide et résistante à l'action hydrodynamique des vagues. Ces colonies pionnières favorisent l'installation de nouveaux organismes. Des petites bioconstructions ("patches") à coraux sont emballées dans un sédiment grossier de grainstones et packstones, ce qui témoigne de la forte énergie du milieu de sédimentation. Ils se fixent sur un substrat bioclastique qui offre les particules rigides nécessaires à leur installation.
- Les coraux rugueux isolés, de diamètre inférieur au centimètre, présentent une longueur moyenne de plus de 20 cm. Ils ne forment aucune charpente rigide et se développent sur un substrat micritique boueux non induré. Leur orientation quelconque, leur grande taille et leur isolement témoignent de la faible énergie du milieu et d'un transport pratiquement nul. Les ammonoïdes auxquelles ils sont associés sont des éléments allochtones, qui indiquent des connections avec un milieu marin ouvert.

(3) Association à pseudo-algues (AF.13), reconnue dans les faciès CC.2a et CC.6 : cette association fossile est composée de pseudo-algues, de foraminifères et accessoirement d'échinodermes, d'ostracodes et de brachiopodes. Les pseudo-algues sont représentées par des donezelles et des bereselles.

Les donezelles sont des *incertae sedis* (Rich, 1967). Elles sont attribuées aux algues rouges (Maslov, 1956b), chlorophytes ou rhodophytes (Johnson, 1963), Codiaceae (Racz, 1965), microspongiaires (Termier *et al.*, 1977), microproblematica (Vachard, 1988, 1991), ou encore, se rapprochent des Dasycladaceae (Roux, 1985; Mamet *et al.*, 1987; Poncet, 1991) ou des foraminifères (Riding, 1979). Les bereselles (Maslov & Kulik, 1956; Shuysky, 1985) ont été assimilées à des algues vertes (Morin *et al.*, 1994). Enfin, les bereselles et donezelles correspondent à des algues ou pseudo-algues tubulaires d'affinité indéterminée (Mamet *et al.*, 1987), à des algues (Chuvashov *et al.*, 1987) ou encore à des microproblématiques (Vachard, 1991).

Les organismes désarticulés qui leur sont associés sont souvent transportés vers ces substrats à pseudo-algues dominantes. Lorsque leur abondance diminue et que leur taux de désarticulation augmente, elles peuvent être remaniées et transportées vers des domaines de plus forte énergie.

(4) Association à *Palaeoaplysina*, qui est reconnue dans les faciès CC.4 et CC.7 : elle est composée de *Palaeoaplysina*, de bryozoaires, d'échinodermes, de brachiopodes et de *Tubiphytes*. Les *Palaeoaplysina* sont constituées d'une plaque de 0,5 cm d'épaisseur pour une longeur pluri-décimétrique. L'une de leurs faces est recouverte de protubérances de 0,5 cm de haut. Elles sont parcourues par des canaux débouchant sur des pores en surface. Ces canaux peuvent être bouchés par le sédiment externe, par un ciment fibreux (Davies, 1977) ou encore les parois des pores sont encroûtées par des organismes épibiontes (Beauchamp *et al.*, 1989a).

Les organismes encroûtants (*Tubiphytes* et foraminifères) associés aux *Palaeoaplysina* se fixent préférentiellement sur la face comportant les protubérances, qui est considérée comme la face supérieure (Breuninger, 1976). Toutefois, les *Palaeoaplysina* se développent également de manière érigée ou semi-érigée. Elles s'accumulent pour former des biostromes et biohermes (Chuvashov, 1973). Elles sont très rarement préservées en position de vie mais sont souvent conservées entières. Leur structure rigide semble susceptible de résister à l'action hydrodynamique du milieu de dépôt.

Cette association est constituée d'organismes dont le rôle essentiel est la filtration (*Palaeoaplysina*, bryozoaires) et, dans une moindre mesure, la liaison (*Tubiphytes*, foraminifères). La majeure partie des organismes est suspensivore.

- Successions écologiques

Les effets d'une intense dolomitisation qui affecte plus du tiers de l'affleurement, rendent la description de toutes les successions écologiques très difficile. Cependant, la présence de fantômes de bioclastes, conservés en surface des affleurements altérés, permet de disposer d'une information utile.

Sept types de successions écologiques, plus ou moins complètes, peuvent être isolées dans les lentilles bioconstruites du système de Plakoon (fig. 2.6). Toutes les phases théoriques de la succession de Walker & Alberstadt (1975) sont reconnues (stabilisation, colonisation, diversification et domination) :

(1) les successions écologiques de type 1 sont constituées par la superposition, lors des phases de diversification et de domination, d'organismes liants autotrophes (algues ou pseudo-algues) et de ceux formant une charpente (coraux);

(2) les successions écologiques de type 2 sont caractérisées, lors des phases de colonisation-diversification et de domination, par la superposition d'organismes liants autotrophes (algues), filtrants suspensivores (*Palaeoaplysina*) et ceux formant une charpente rigide (coraux);

(3) les successions écologiques de type 3 sont caractérisées, lors de la phase de diversification, par la superposition d'organismes liants (algues) et filtrants (*Palaeoaplysina*);

(4) les successions écologiques de type 4 correspondent, lors de la phase de diversification, au développement d'organismes liants (algues ou pseudo-algues);

(5) les successions écologiques de type 5 correspondent, lors de la phase de diversification, au développement d'organismes filtrants (*Palaeoaplysina*);

(6) les successions écologiques de type 6 se distinguent par la superposition, lors des phases de diversification et de domination, d'organismes filtrants (*Palaeoaplysina*) et liants (algues);

(7) les successions écologiques de type 7 sont caractérisées, lors de la phase de diversification, par le développement d'un organisme constructeur dominant capable d'élaborer une charpente rigide (coraux), et associés à des foraminifères (fusulines).

- Remplacements de communautés

Les unités de remplacements présentent la tendance évolutive suivante (fig. 2.6) : les organismes filtrants (*Palaeoaplysina*) dominent dans la partie intermédiaire de la coupe, où ils y sont associés épisodiquement à des pseudo-algues. Les organismes liants (pseudo-algues) alternent tout au long de l'affleurement; ils sont associés à des foraminifères, des *Palaeoaplysina*, des coraux, des bryozoaires, des crinoïdes et des brachiopodes. Les organismes susceptibles d'élaborer une charpente rigide (coraux) dominent à la base de l'affleurement et ponctuellement au sommet.

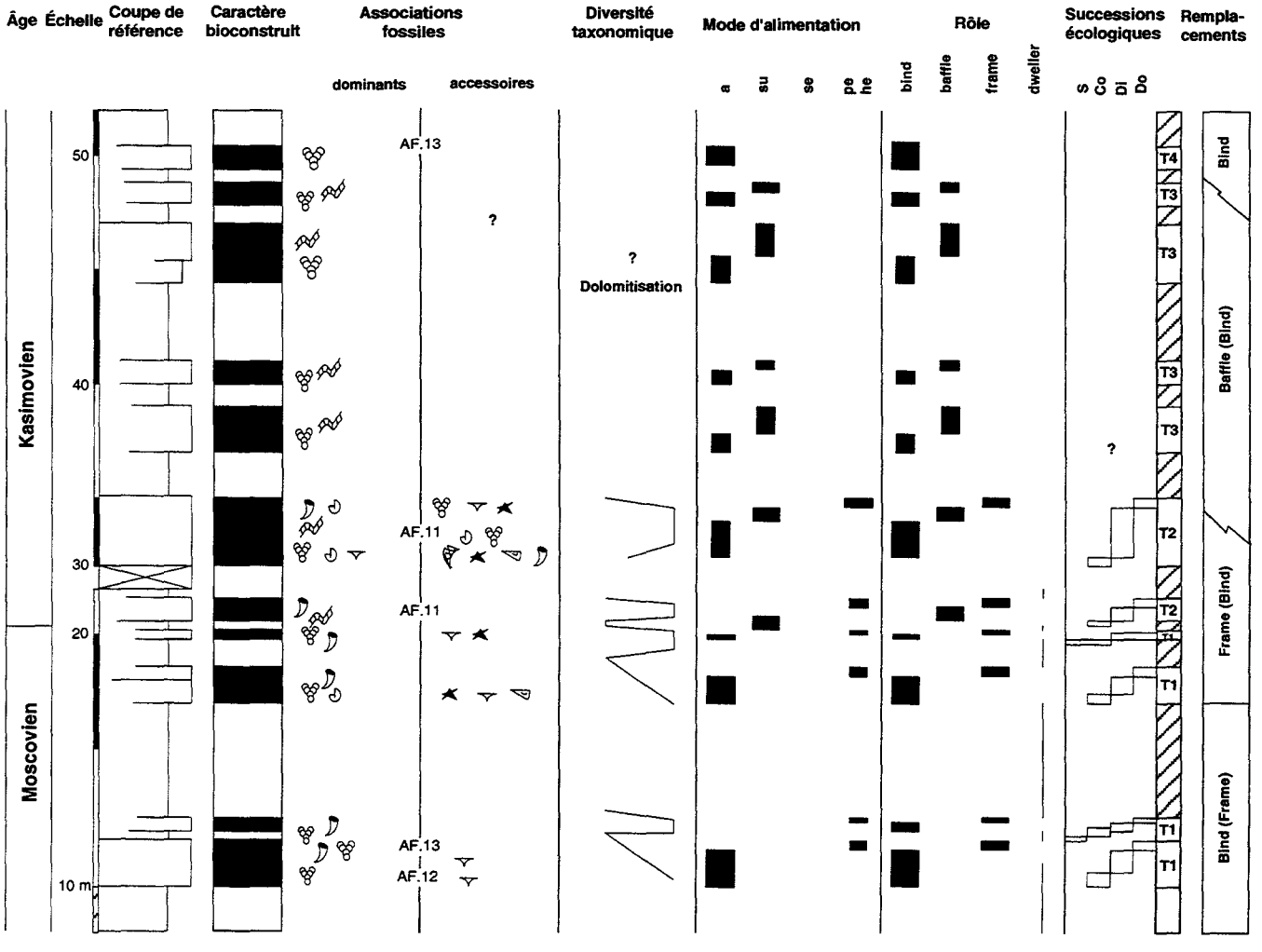


Fig. 2.6a : Schéma de synthèse des principaux caractères paléoécologiques de l'affleurement de Plakoon-1; a : autotrophe; su : suspensivore; se : sédimentivore; pe : prédateur; he : herbivore; s : stabilisation; co : colonisation; di : diversification; do : domination.

Fig. 2.6a: Simplified diagram exhibiting main paleoecological features described in the Plakoon-1 buildup complex; a, autotrophe; su, suspension-feeder; se, sediment-feeder; pe, predator and scavenger; he, herbivorous; seral stages: s, stabilisation; co, colonisation; di, diversification; and do, domination.

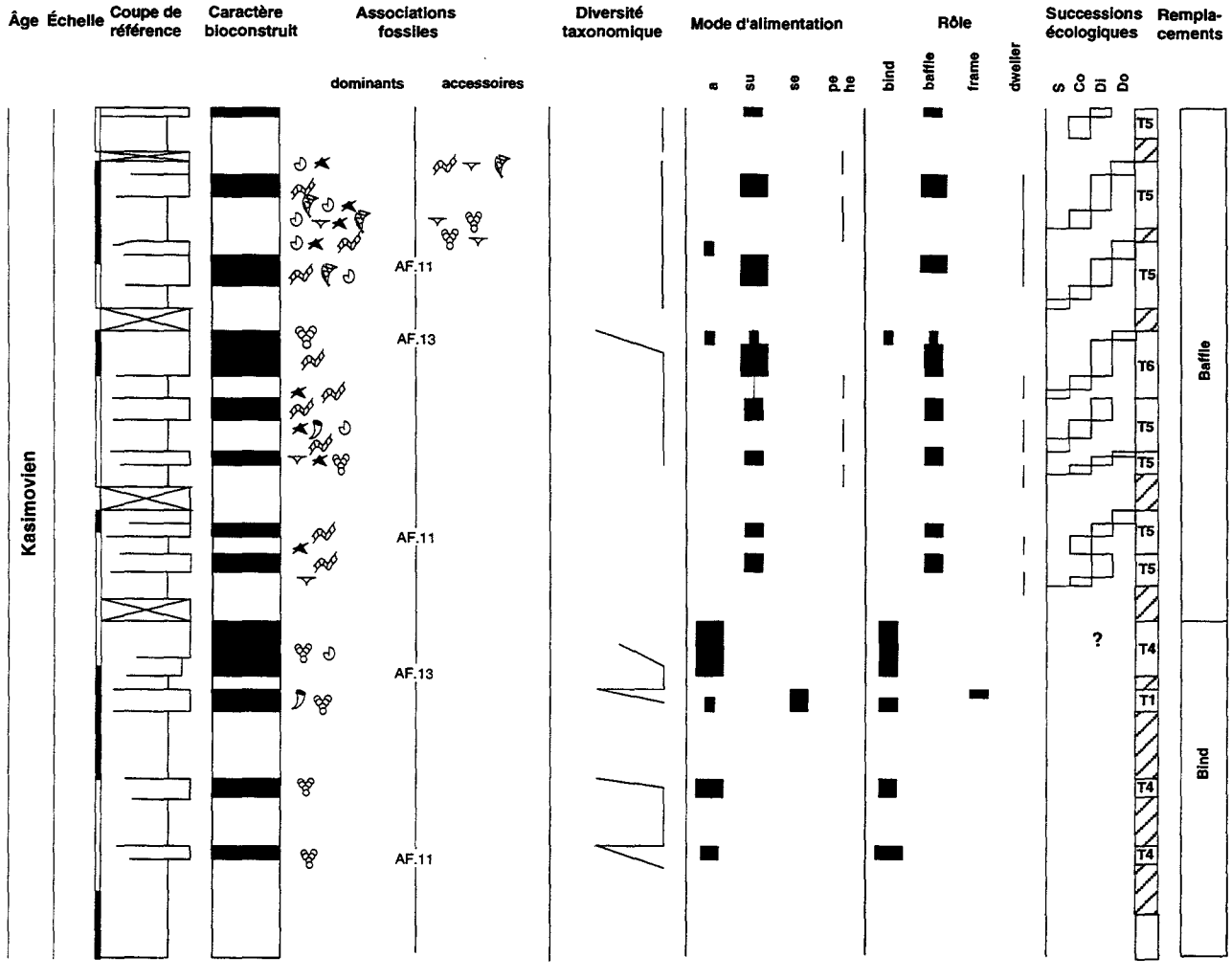


Fig. 2.6b : Schéma de synthèse des principaux caractères paléoécologiques de l'affleurement de Plakoon-2; a : autotrophe; su : suspensivore; se : sédimentivore; pe : prédateur; he : herbivore; s : stabilisation; co : colonisation; di : diversification; do : domination.

Fig. 2.6b: Simplified diagram exhibiting main paleoecological features described in the Plakoon-2 buildup complex; a, autotrophe; su, suspension-feeder; se, sediment-feeder; pe, predator and scavenger; he, herbivorous; seral stages: s, stabilisation; co, colonisation; di, diversification; and do, domination.

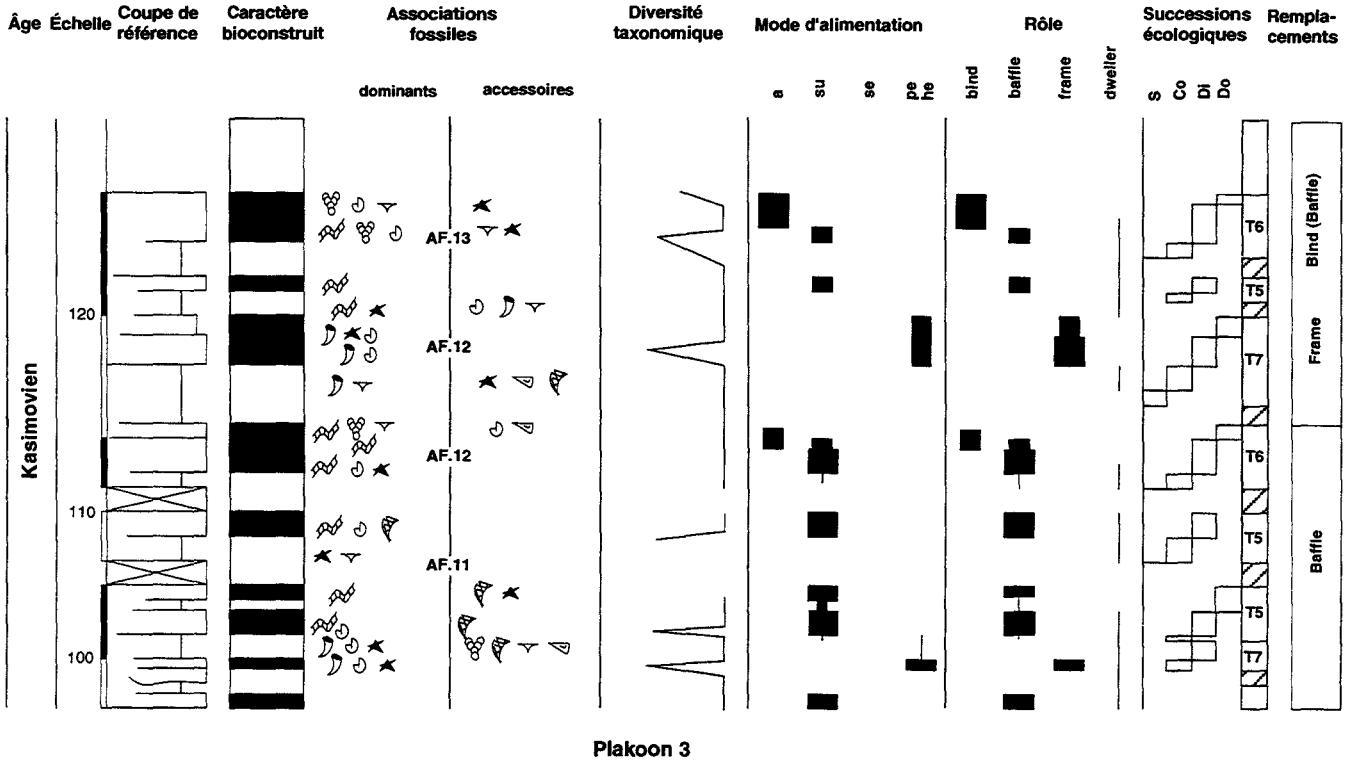


Fig. 2.6c : Schéma de synthèse des principaux caractères paléoécologiques de l'affleurement de Plakoon-3; a : autotrophe; su : suspensivore; se : sédimentivore; pe : prédateur; he : herbivore; s : stabilisation; co : colonisation; di : diversification; do : domination.

Fig. 2.6c: Simplified diagram exhibiting main paleoecological features described in the Plakoon-3 buildup complex; a, autotrophe; su, suspension-feeder; se, sediment-feeder; pe, predator and scavenger; he, herbivorous; seral stages: s, stabilisation; co, colonisation; di, diversification; and do, domination.

2.4 Analyse séquentielle

L'analyse paléoécologique permet d'observer l'évolution et la relation entre les organismes dans l'espace et dans le temps; l'analyse séquentielle permettra d'envisager l'architecture de la bioconstruction et le comportement des organismes face aux facteurs externes.

Huit faciès ont été individualisés pour les dépôts de la région de Chussovoï (affleurements de Plakoon). Les dépôts interprétés ont permis de reconstituer une séquence virtuelle (de CC.1 à CC.8) qui fait apparaître les principaux environnements.

- Unités génétiques

Sept unités génétiques sont déterminées pour cet affleurement, dont leur épaisseur varie de 0,5 à 5 m (fig. 2.7). Ces unités génétiques peuvent être regroupées en deux ensembles.

Les unités du premier ensemble (types III et V) présentent un caractère composite, et s'organisent en une tendance rétrogradante qui s'inverse pour devenir progradante. Elle montre le passage de milieux internes à protegés (CC.1), ou situés dans la zone d'action des vagues (CC.2), à des milieux bioconstruits en domaine de offshore (CC.7). Le sommet des unités génétiques est ensuite caractérisé par une diminution de l'espace d'accommodation et le passage à des faciès de floatstones situés en arrière des bioconstructions. Ces unités sont limitées par une surface basale ravinante et une surface sommitale marquée par un arrêt de sédimentation et un encroûtement ("hard ground"). Ces unités présentent un caractère bioconstruit dominant.

Les unités génétiques du seconde ensemble (types I, II, IV, VI, VII; fig. 2.7) montrent une tendance à la diminution de la bathymétrie. Cette dernière est soulignée par le passage depuis des domaines d'offshore, bioconstruits ou non, à des milieux de shoreface (CC.2, CC.3). Ces unités sont limitées à leur base et leur sommet par une surface érosive, qui correspond à une rupture dans l'agencement normal des dépôts. Le sommet de ces unités est caractérisé par l'augmentation des fossiles attribués à des milieux plus restreints (CC.1), des encroûtements et des structures sédimentaires qui témoignent de conditions hydrodynamiques élevées.

- Eléments architecturaux

L'empilement des unités génétiques forme trois type d'éléments architecturaux :

(1) Le premier type montre une tendance progradante des dépôts ou "seaward stepping", depuis des milieux d'offshore inférieur (CC.7 et CC.8) vers des milieux d'offshore supérieur (CC.4, CC.5, CC.6, CC.7 et CC.8), puis de shoreface (CC.1, CC.2 et CC.3). Il peut atteindre une épaisseur de plus de 20 à 30 m. Sa base est limitée par une surface d'inondation maximum (MFS), souvent difficile à individualiser, caractérisée par la présence de marnes; son sommet correspond à une surface de discontinuité (SB ou "sequence boundary"), caractérisée par l'encroûtement par des foraminifères, des brachiopodes et plus rarement des pseudo-algues, et qui montre des traces d'émersion qui disparaissent localement sous l'effet d'une intense dolomitisation. Il est composé des unités génétiques de type I, II, IV, VI et VII, à tendance de type "shallowing-upward".

(2) Le second type d'élément architectural (de 20 à 35 m d'épaisseur) montre une tendance agradante associée à une période de remontée du niveau marin. Il est composé de l'empilement vertical des unités génétiques de type III et V (à caractère bioconstruit) et traduit une constance dans la succession verticale des dépôts. Les unités génétiques qui le composent montrent un agencement interne composite.

(3) Le troisième type d'élément architectural montre une tendance rétrogradante ou "landward stepping". Il est caractérisé par le passage de milieux protegés à des milieux plus profonds et ouverts de la plate-forme *s.l.* Il est caractérisé par les unités génétiques de type III et V. Son épaisseur varie de 15 à 30 m. Sa base est caractérisée par une surface de ravinement (RS), ou une rupture nette dans l'agencement des faciès, et son sommet est limité par une surface d'inondation maximum.

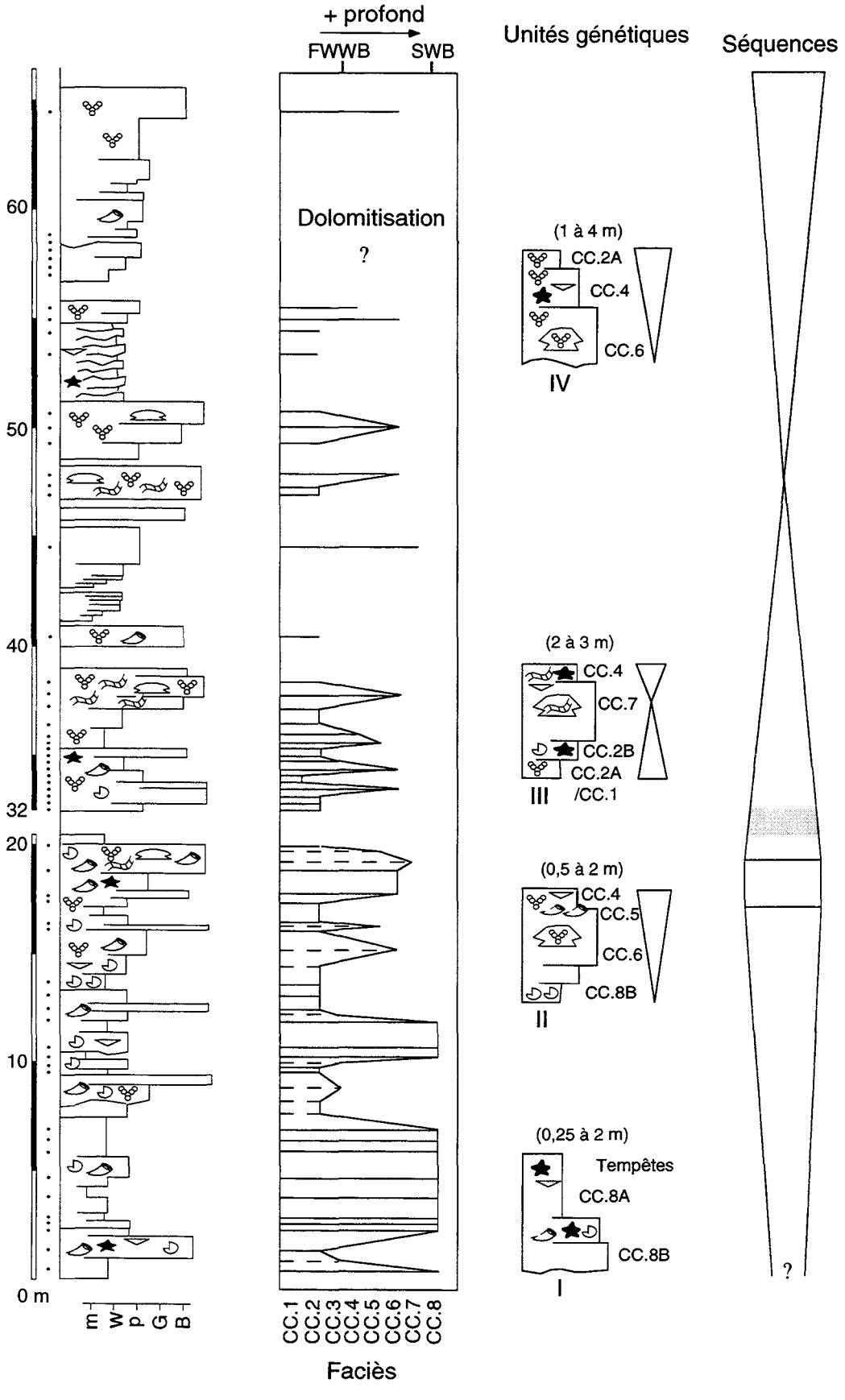


Fig. 2.7a : Organisation séquentielle des dépôts de l'affleurement de Plakoon et distribution verticale des différentes unités génétiques.

Fig. 2.7a: Sequential framework of the Plakoon buildup complex and location of genetic units.

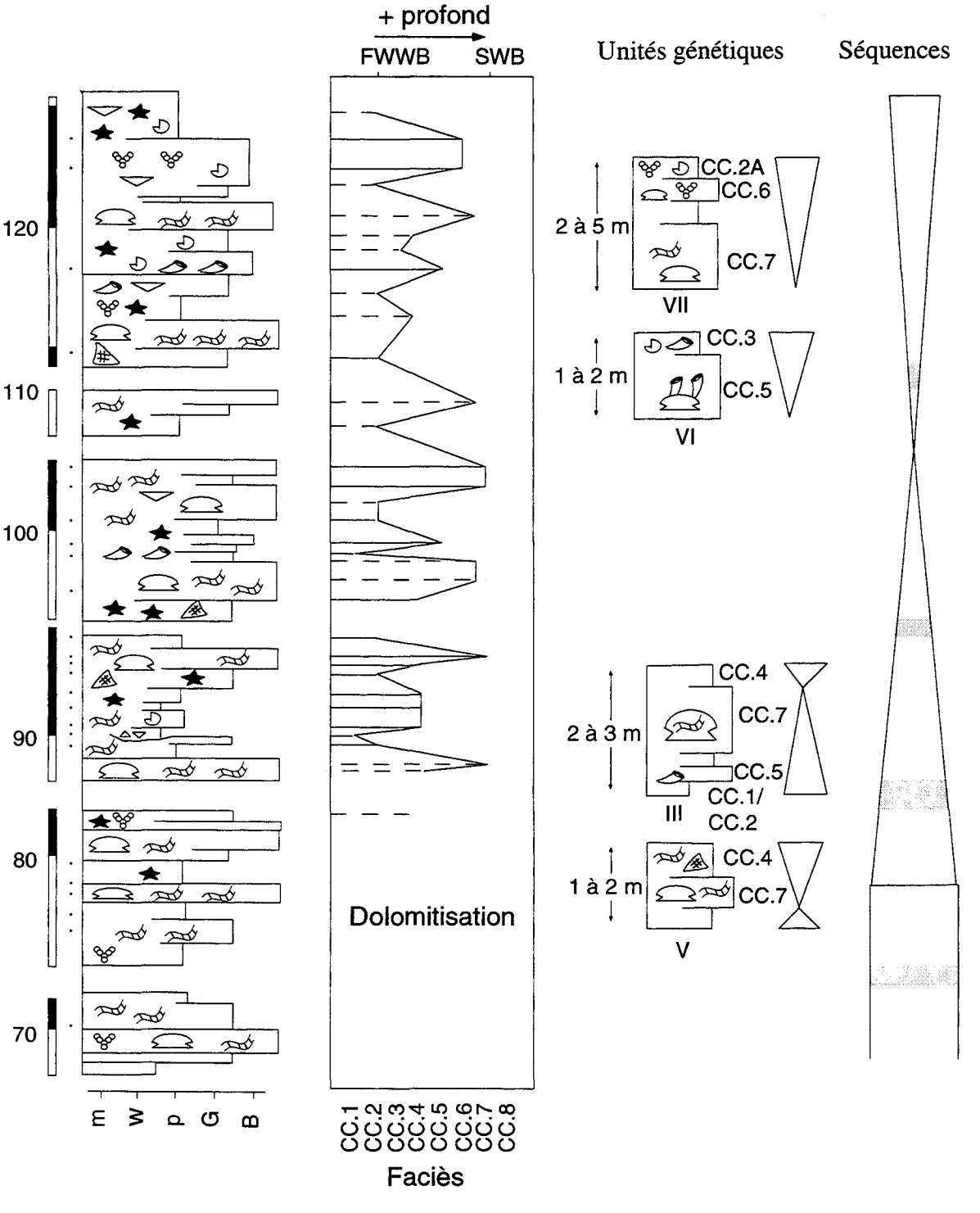


Fig. 2.7 b: Organisation séquentielle des dépôts de l'affleurement de Plakoon et distribution verticale des différentes unités génétiques.

Fig. 2.7b: Séquential framework of the Plakoon buildup complex and location of genetic units.

- Séquences de dépôt

Ces éléments architecturaux s'empilent pour former des séquences de dépôt, qui sont limitées par des surfaces de discontinuité. Trois séquences sont individualisées :

La première séquence (S1), de 22 m d'épaisseur et incomplète, est uniquement composée d'un élément architectural à caractère progradant, limité vers le sommet par une surface de discontinuité majeure (SB). Elle est caractérisée par l'empilement d'unités génétiques de type I et II qui enregistrent une diminution de la bathymétrie. Cette tendance souligne le passage depuis des milieux situés dans la zone d'action des tempêtes (CC.8) vers des milieux de barres hydrauliques situés dans la zone d'action des vagues de beau temps (CC.1).

La seconde séquence (S2, de 50 m d'épaisseur) comprend tous les éléments architecturaux. L'élément architectural agradant (de 4 m d'épaisseur) est composé d'unités génétiques de type II et III, dont la tendance traduit le maintient d'une bathymétrie constante. Il correspond à l'empilement de petits corps bioconstruits à *Palaeoaplysina*, dont l'association avec des foraminifères, des algues, des échinodermes et des brachiopodes fragmentés, traduit des conditions d'énergie élevée. L'élément architectural rétrogradant (de 25 m d'épaisseur) est composé d'unités génétiques de type III, à caractère composite, qui correspondent à l'installation de petites bioconstructions. Ces bioconstructions passent vers le haut, après avoir rattrapé le niveau marin, dans la zone d'action des vagues. Cette tendance des bioconstructions à compenser le niveau marin s'amenuise tout au long du cortège rétrogradant. L'élément architectural progradant (de 20 m d'épaisseur) est constitué des unités génétiques de type IV à pseudo-algues. Il est intensément dolomitisé.

La troisième séquence (S3, de 58 m d'épaisseur), complète, est caractérisée par une première tendance à l'approfondissement des dépôts; elle est soulignée par l'augmentation de la matrice micritique, la diminution de la diversité fossile dans les faciès bioconstruits, et la présence des faciès de barres hydrauliques qui recouvrent les bioconstructions. Ces faciès de forte énergie disparaissent totalement vers le haut de l'élément architectural rétrogradant. Cette tendance s'inverse et les unités génétiques présentent à nouveau une tendance unique à la diminution de bathymétrie (unités génétiques VI et VII). Le toit des lentilles bioconstruites enregistre l'influence des vagues de beau temps. La colonisation des algues reprend, depuis le toit de la séquence précédente (S2), et elles occupent à nouveau de nombreuses niches écologiques où elles prolifèrent.

En conclusion, les faciès de framestones à coraux, de boundstones à pseudo-algues et de platestones à *Palaeoaplysina* participent à l'élaboration des biostromes et biohermes. Les biostromes à pseudo-algues se retrouvent essentiellement en tendance progradante, associés ou non à de petites barres bioclastiques ("shoals"). Par contre, les biohermes à *Palaeoaplysina* dominants apparaissent essentiellement en tendance rétrogradante et agradante. Il semble que, dans ce cas précis et uniquement pour le modèle de Plakoon, l'abondance de *Palaeoaplysina* peut être considérée comme un des indicateurs des variations relatives du niveau marin.

La taille restreinte des bioconstructions (de 2 à 3 m d'épaisseur), l'absence d'un relief important, et le passage en leur sommet dans la zone d'action des vagues de beau temps, témoignent de l'existence d'un espace d'accommodation peu important comblé par le taux de croissance des organismes constructeurs. Aucune pente importante n'est enregistrée sur les flancs de ces petites bioconstructions. Le taux de croissance tend à compenser et parfois égaler les variations du niveau marin relatif en période de hausse, et le dépasse en période de haut niveau marin. Le passage des crêtes bioconstruites dans la zone d'action des vagues de beau temps a pour effet d'arrêter la croissance des bioconstructions. L'installation de nouveaux faciès bioconstruits correspond à un approfondissement de la tranche d'eau.

2.5 Discussion et conclusions

A l'issue des analyses séquentielle et paléoécologique précedentes, quelques enseignements peuvent être proposés qui permettront de préciser le cadre géodynamique. Cette étude permet de montrer que les petits biohermes et biostromes (de 2 à 3 m d'épaisseur), du Moscovien supérieur-Kasimovien, sont gouvernés par un mode de croissance verticale, probablement dépendant de l'énergie du milieu. L'agencement biogène vertical au sein de chaque petite bioconstruction peut être assimilé aux successions écologiques de Walker & Alberstadt (1975). Un détail de ces bioconstructions à *Palaeoaplysina* montre de la base vers le sommet (fig. 2.8) :

Une "semelle" : la base est composée de sédiments boueux avec peu d'organismes bioconstructeurs. Elle correspond à la phase de stabilisation de Walker & Alberstadt (1975).

Un "coeur" : il est composé de *Palaeoaplysina* développées sous la zone d'action des vagues de beau temps. Il correspond aux phases de colonisation et de diversification d'une succession écologique.

Un "toit" : la crête récifale, constituée de nombreux bioclastes remaniés, est assimilée au passage dans la zone d'action des vagues de beau temps. Elle peut correspondre à une phase de domination où prolifèrent des organismes encroûtants.

Malgrè la taille restreinte des bioconstructions et leur passage rapide dans la zone d'action des vagues de beau temps, l'architecture de chaque bioconstruction semble gouvernée par des processus autostratigraphiques favorisant la production carbonatée.

Chacune de ces successions écologiques représente une petite bioconstruction et s'inscrit au sein d'une unité génétique. Il existe une relation directe entre l'organisation verticale des bioconstructions et l'architecture séquentielle des dépôts carbonatés. Les unités génétiques inscrites dans une tendance progradante correspondent à des successions écologiques le plus souvent incomplètes; au contraire, les unités génétiques en tendance rétrogradante ou agradante sont caractérisées par des successions écologiques complètes.

Les remplacements des communautés fossiles au cours du temps coincïdent avec les fluctuations du niveau marin relatif (fig. 2.9). Le passage des communautés composées de *Palaeoaplysina* (filtrants) à des communautés composées de pseudo-algues (liants) correspond à la transition entre une tendance rétrogradante et une progradante. Le passage des communautés de coraux à celles de *Palaeoaplysina* repond à une augmentation de l'espace d'accommodation et à l'installation d'organismes dans des niches écologiques plus profondes.

Un modèle de rampe homoclinale (Arh, 1973; Read, 1985; Burchette & Wright, 1992) est déduit de l'étude de l'affleurement de Plakoon. Les critères utilisés sont les suivants :

(1) l'absence de dépôts de pente turbiditique et brèchique (James & Mountjoy, 1983),

(2) l'absence d'un récif-barrière; les lentilles bioconstruites à *Palaeoaplysina* ou pseudo-algues ne forment pas de barrière franche et leur continuité latérale est restreinte,

(3) une évolution graduelle des dépôts, depuis les zones internes de la plate-forme *s.l.* vers les domaines externes (Read, 1985; Sarg, 1988),

(4) la présence de nombreux dépôts attribués à une dynamique de tempêtes qui traduisent une connection importante avec le milieu marin ouvert,

(5) la faible abondance des dépôts lagunaires développés de préférence en arrière des barrières récifales (Read, 1985), et

(6) le développement de packstones et grainstones dans les zones internes de la plate-forme *s.l.* (ou "shoals").

Sur cette rampe, l'éventail des principaux environnmements de dépôt se distribue de la manière suivante (fig. 2.10) :

(1) Les dépôts de rampe interne se situent dans les parties inférieure et médiane de la coupe, et sont respectivement d'âge Moscovien supérieur et Kasimovien. Ils correspondent à l'installation de

barres bioclastiques, composées de nombreux débris bioclastiques (CC.2). Quelques petits biostromes pseudo-algaires (CC.6) ou "patches" à coraux (CC.3), susceptibles de résister à l'action des vagues de beau temps, s'installent également dans ce domaine interne de la rampe. D'autres faciès restreints et protégés (CC.1) se développent parfois en arrière des dépôts bioconstruits ou en arrière des barres hydrauliques.

(2) Les dépôts de rampe médiane sont répartis suivant deux types d'environnements de dépôt.

Le premier, d'âge Moscovien supérieur et localisé à la base de la coupe, répond à une dynamique de tempêtes. Il est caractérisé par des grainstones et packstones (CC.8) granodécroissants reposant, par l'intermédiaire d'une base érosive, sur des mudstones. Ces dépôts présentent des structures de type "hummocky cross stratification".

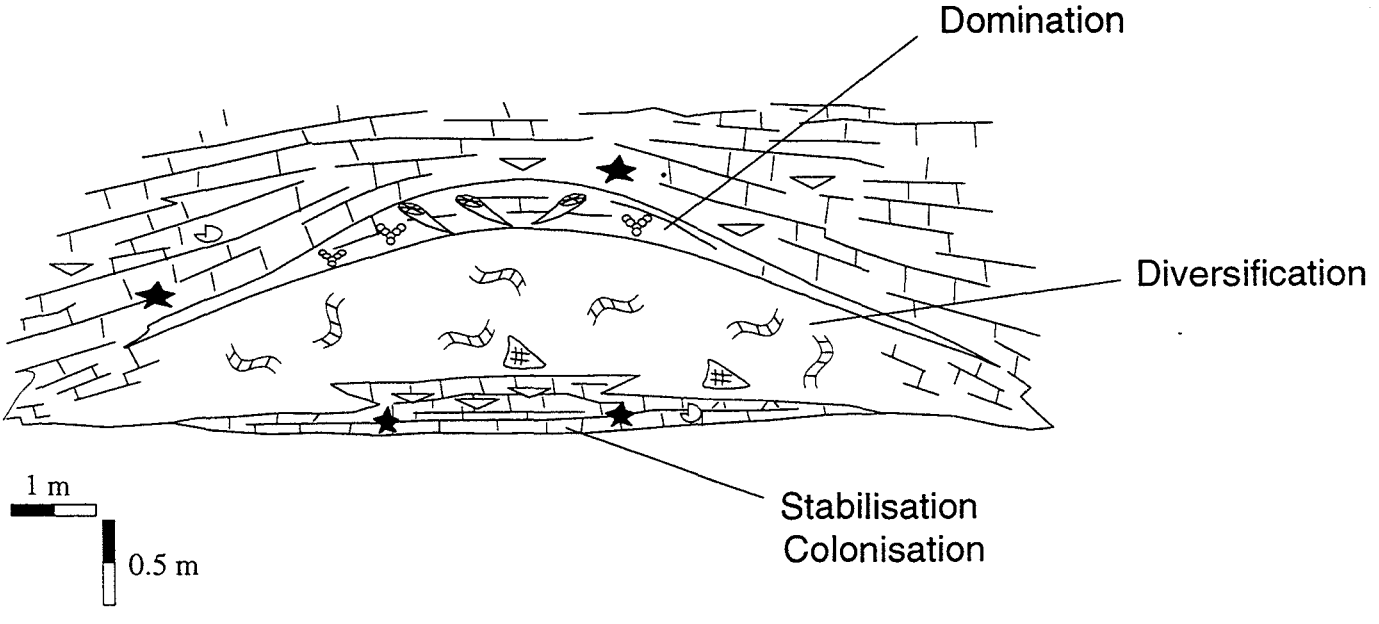


Fig. 2.8: Schéma reprenant les principaux caractères paléoécologiques de l'une des bioconstructions de Plakoon d'âge Moscovien supérieur-Kasimovien.

Fig. 2.8: Synthetic sketch illustrating relationships between paleoecological features in a buildup of Plakoon (late Moscovian to Kasimovian).

Le second, d'âge Kasimovien, expose une grande variété faunistique et floristique, représentée par des pseudo-algues (bereselles et donezelles), des *Palaeoaplysina*, des bryozoaires, des coraux, des crinoïdes, des foraminifères et des brachiopodes. Les biostromes à coraux (*Syringopora*) et algues ou pseudo-algues (CC.6) envahissent les domaines situés à proximité de la zone d'action des vagues de beau temps et sont, par la suite, fréquemment recouverts par des faciès bioclastiques de forte énergie (CC.2a et CC.2b). Cependant, la discussion est plus incertaine en ce qui concerne les bindstones à pseudo-algues, qui sont constitués d'une bio-accumulation d'organismes rarement conservés en position de vie. Les biohermes à *Palaeoaplysina* et bryozoaires (CC.7) s'élèvent dans des milieux gouvernés par des conditions calmes, en dessous de la zone d'action des vagues de beau temps mais dans la zone d'action des tempêtes. L'abondance et la diversité du registre fossile témoignent d'environnements marins ouverts. Les faciès à algues ou pseudo-algues deviennent une composante mineure, au profit des fusulinides et des crinoïdes, vers les domaines les plus distaux de la rampe médiane.

(3) Les dépôts de rampe externe sont peu abondants et d'âge Kasimovien. Seulement, quelques biohermes à *Palaeoaplysina* (CC.7) se développent dans ces environnements de dépôt. Ces biohermes contiennent plus de 80% de matrice micritique pour 20% modal d'organismes conservés. Les effects des tempêtes n'ont pas été enregistrées, par conséquent, ces biohermes peuvent être situés sous ou dans la zone d'action des tempêtes et dans la zone photique.

En conclusion, la région de Plakoon montre le passage au cours du Moscovien supérieur, de milieux de rampe médiane vers des milieux de rampe interne. Au cours du Kasimovien s'enregistre une certaine constance des conditions de rampe médiane ponctuée, dans un premier temps, par le retour vers des conditions de rampe interne (biostromes algaires) et, dans un second temps, par l'installation de conditions de rampe externe (biohermes à *Palaeoaplysina*).

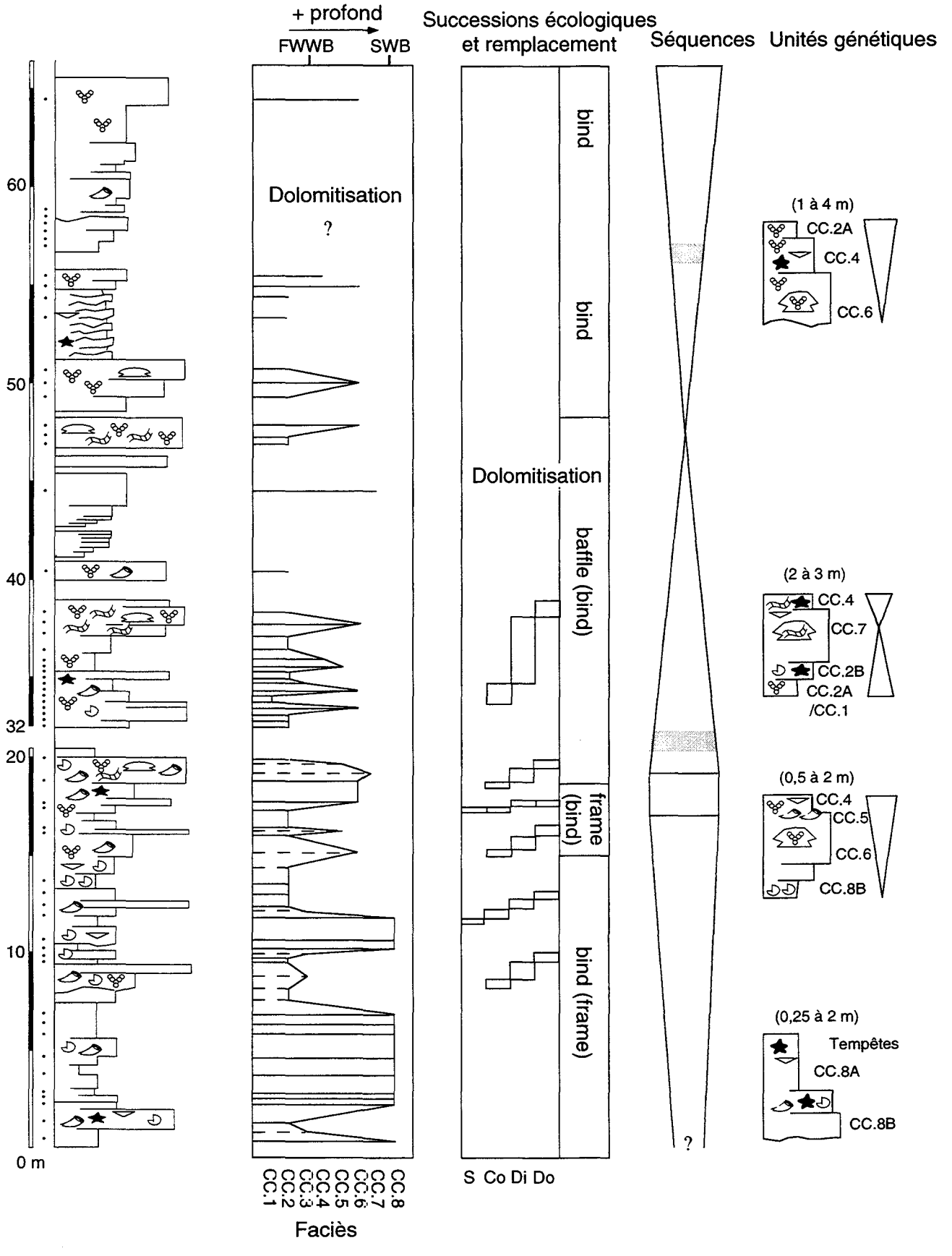


Fig. 2.9: Schéma de comparaison de l'analyse de faciès, de l'organisation séquentielle et des principaux caractères paléoécologiques de l'affleurement de Plakoon d'âge Moscovien supérieur-Kasimovien.

Fig. 2.9: Synthetic sketch illustrating relationships between facies analysis, sequential framework and paleoecological features interpreted from the Plakoon buildup complex (late Moscovian to Kasimovian).

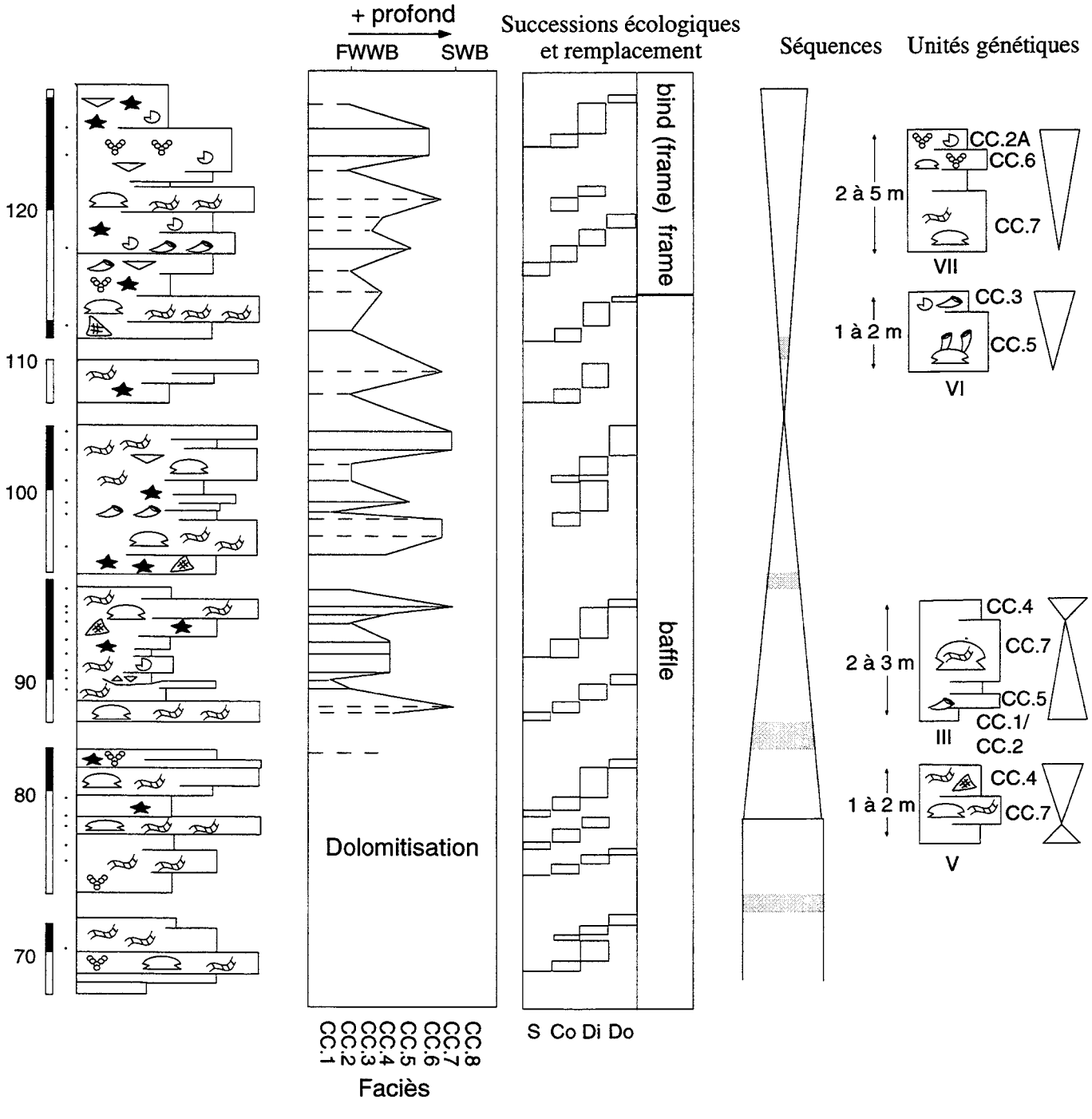


Fig. 2.10 : Schéma de comparaison de l'analyse de faciès, de l'organisation séquentielle et des principaux caractères paléoécologiques de l'affleurement de Plakoon d'âge Moscovien supérieur-Kasimovien.

Fig. 2.10: Synthetic sketch illustrating relationships between facies analysis, sequential framework and paleoecological features interpreted from the Plakoon buildup complex (late Moscovian to Kasimovian).

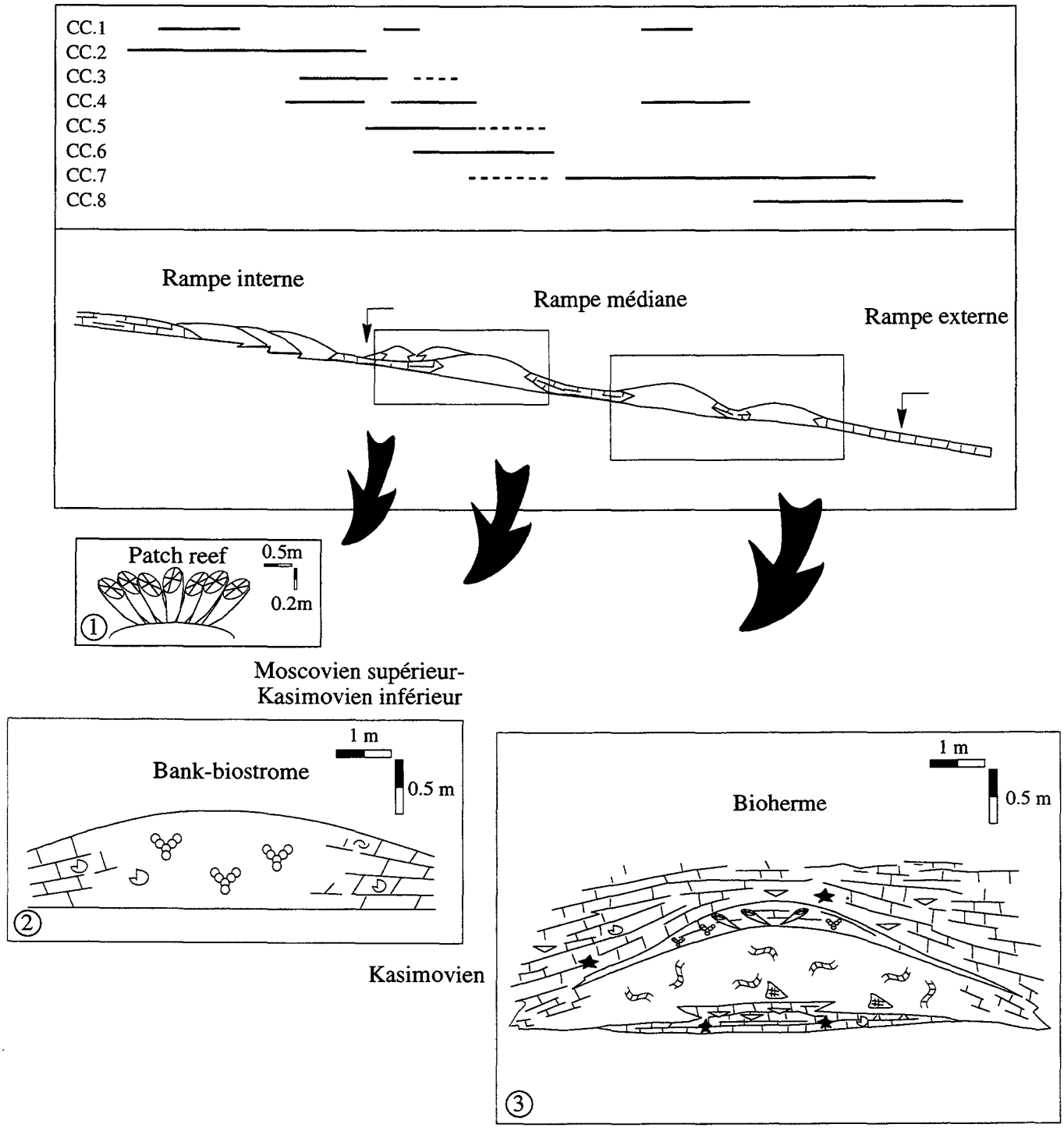


Fig. 2.11 : Schéma de repartition paléogéographique des faciès suivant un modèle de rampe homoclinale et détail des bioconstructions à coraux, pseudo-algues et *Palaeoaplysina* installées en domaine de rampe interne à externe.
Fig. 2.11: Schematic distribution of facies types across an interpreted homoclinal ramp: (1) pseudo-algal and coral buildup facies located in inner-to-mid ramp environments, and (2) Palaeoaplysinid buildup facies located in mid-ramp environments.

CHAPITRE III. BIOCONSTRUCTION DE KYN STATION (GZHÉLIEN)

Chapitre III

Bioconstruction de Kyn Station, région de Chussovoï (Gzhélien)

3.1 Introduction

Cet édifice carbonaté se situe le long de la voie de chemin de fer qui traverse la ville de Kyn, située à 13 km à l'ouest de la rivière Choussovaya (fig. 3.1). L'affleurement s'élève à une vingtaine de mètres au dessus de la rivière Kyn (fig. 3.2). Il s'agit de dépôts datés du Gzhélien (Vachard, commun. pers.)

Une succession sédimentologique a été levée à flanc de colline, sur 42 m d'épaisseur (fig. 3.3). Elle est caractérisée, à sa base, par une alternance marno-calcaire, substituée vers le sommet par une barre calcaire massive partiellement bioconstruite, d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Cette barre est stratifiée en sa base et devient massive au sommet.

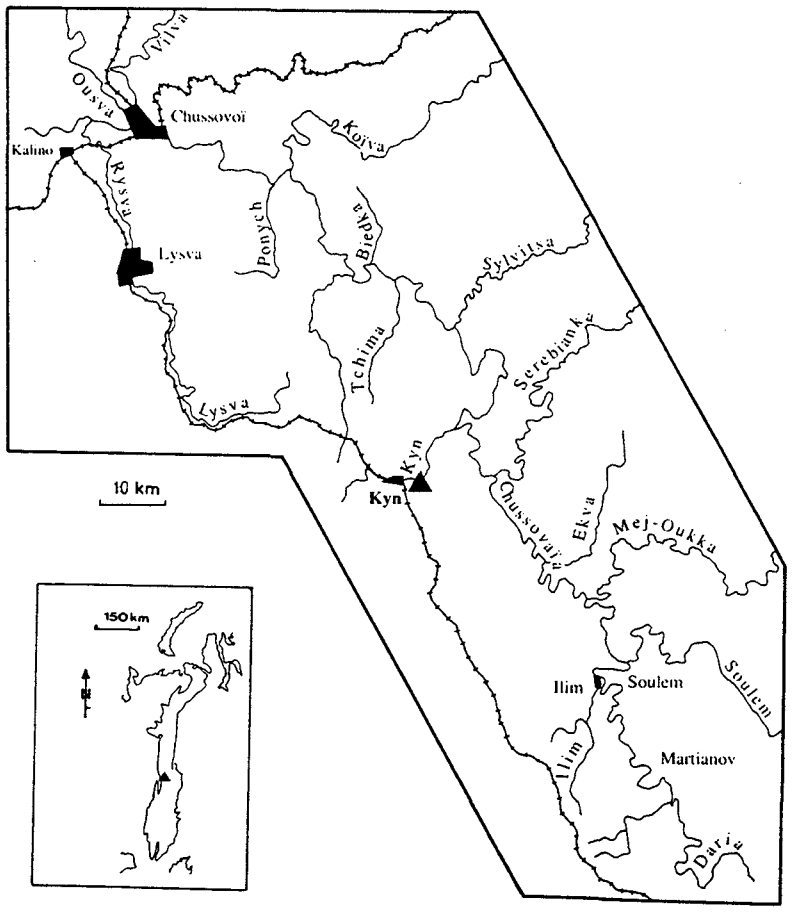


Fig. 3.1 : Schéma de localisation géographique de l'affleurement de Kyn Station (Oural central, Russie).
Fig. 3.1: Sketch map of part of central Urals showing the Kyn Station outcrop.

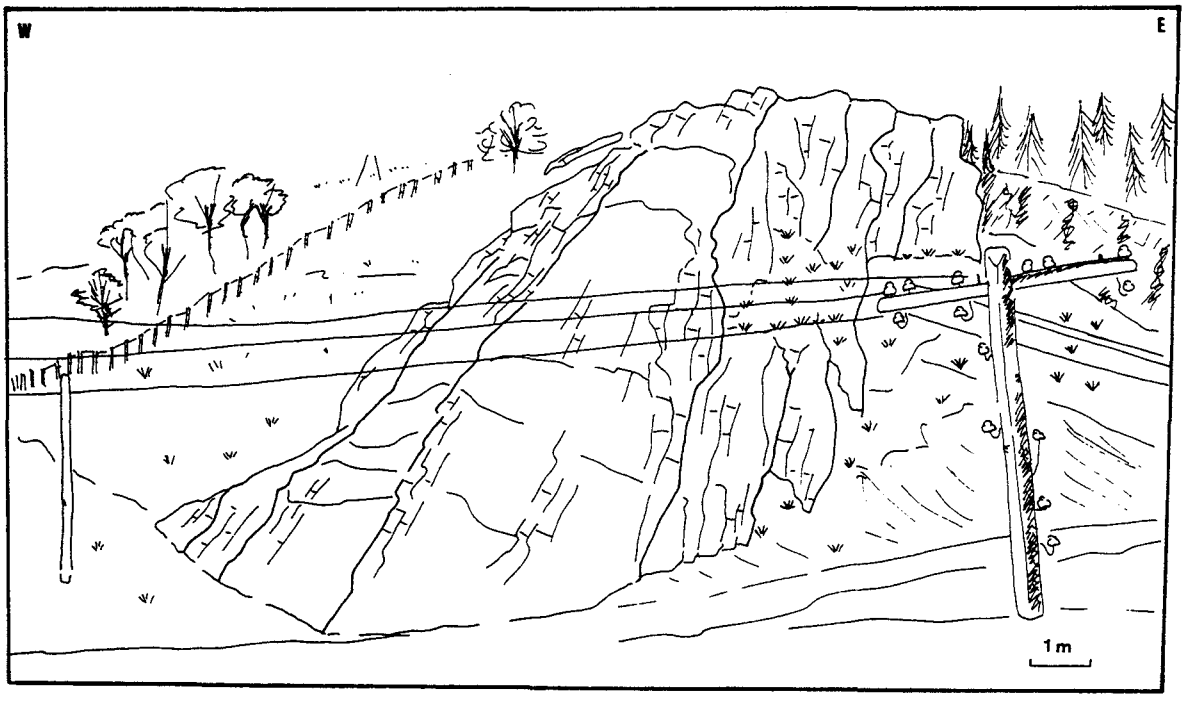


Fig. 3.2 : Représentation schématique de l'affleurement de Kyn Station montrant l'aspect subvertical des bancs carbonatés d'âge Gzhélien (Oural central, Russie).
Fig. 3.2: Drawing of the Kyn Station outcrop illustrating the subvertical dipping of Gzhelian carbonate beds.

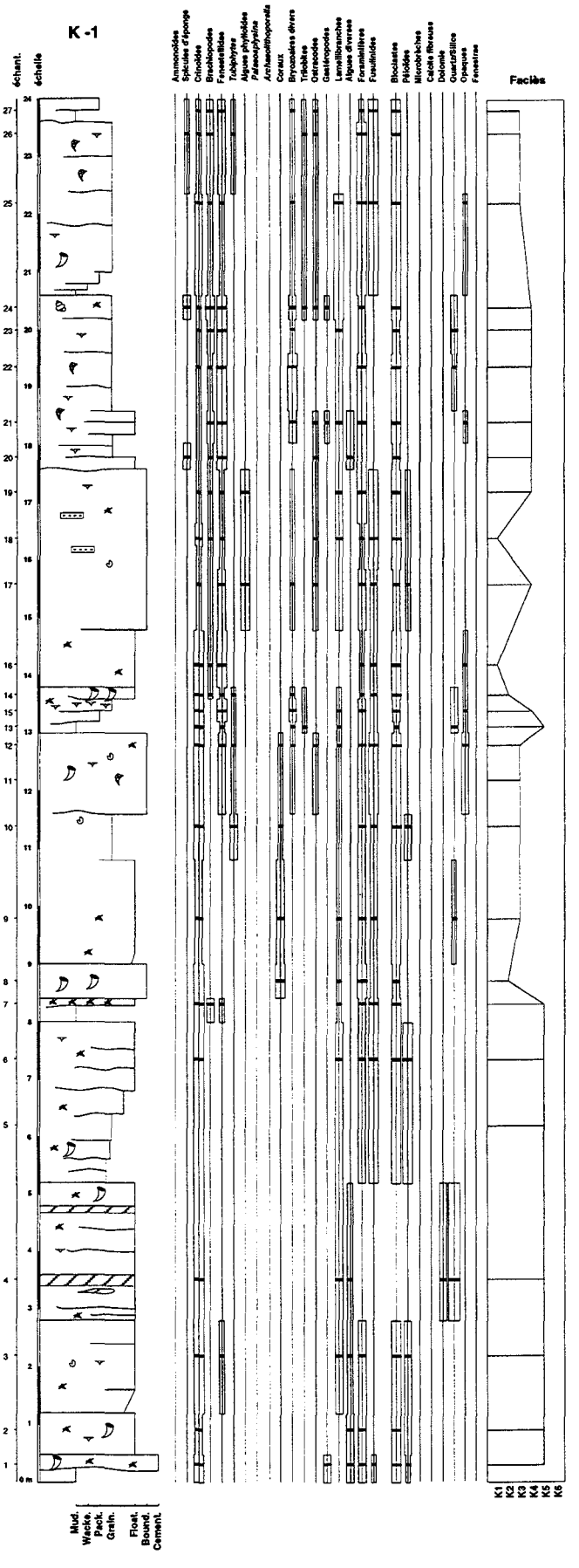


Fig. 3.3a : Affleurement de Kyn Station (Oural central, Russie): coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (KS.).

Fig. 3.3a: KS sedimentological column and sequential analysis of the Kyn Station outcrop (central Urals).

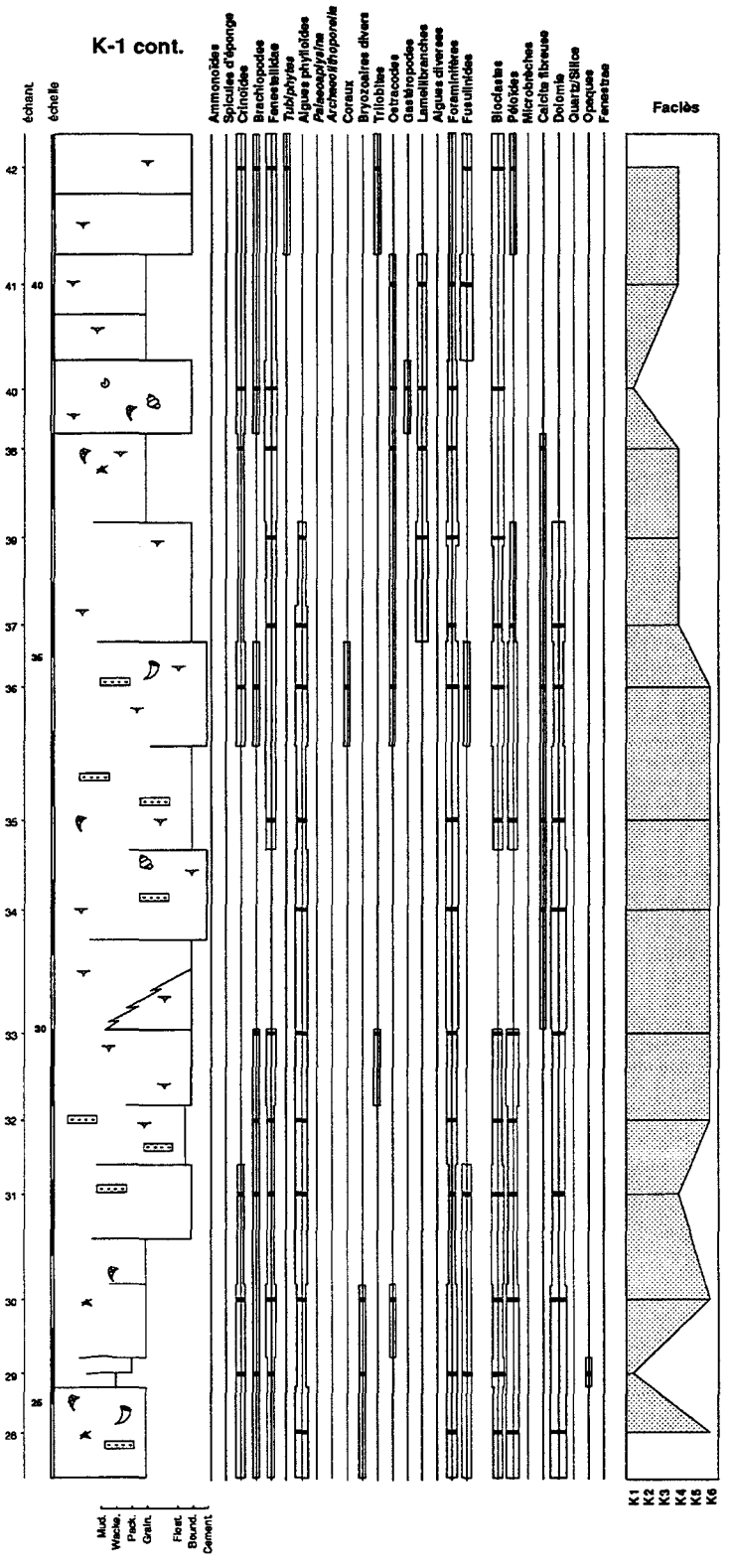


Fig. 3.3b : Affleurement de Kyn Station (suite; Oural central, Russie): coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (KS.).

Fig. 3.3b: KS sedimentological column and sequential analysis of the Kyn Station outcrop (central Urals).

3.2 Description et interprétation des faciès

Six faciès principaux ont été individualisés pour la bioconstruction de Kyn Station. Ils sont décrits suivant une polarité proximale-distale. Pour les faciès identiques à ceux du chapitre II, la description complète n'est pas reprise et seules les différences sont évoquées. Le contenu fossile est cité dans l'ordre décroissant d'abondance relative.

Packstones-grainstones à bioclastes divers (KS.1)

Ce faciès est très semblable au faciès CC.2c décrit précédemment. Le contenu fossile ne se différencie que par la présence de quelques fragments de trilobites, de *Tubiphytes* et d'algues phylloïdes (pl. 2, fig. 1). Les critères sédimentologiques sont identiques et permettent de reprendre l'interprétation proposée pour le faciès CC.2c. Les foraminifères sont représentés par *Lasiotrochus, Triticites,* etc.

Ce faciès est attribué à des environnements de dépôt situés dans la zone d'action des vagues de beau temps, et correspond à la formation de barres hydrauliques bioclastiques en milieu de shoreface. La nature et la diversité des bioclastes témoignent d'un milieu marin ouvert.

Framestones à coraux (KS.2)

Ce faciès correspond à de petites bioconstructions coralliennes, lenticulaires et pluri-centimétriques à décimétriques. Il est semblable au faciès CC.5 décrit précédemment.

Seul l'assemblage fossile diffère des observations présentées pour le faciès CC.5. Il est caractérisé essentiellement par la présence de lamellibranches et de foraminifères (*Triticites*) associés aux coraux (pl. 2, fig. 2). Les lamellibranches conservent leurs valves disjointes, fines et de taille moyenne centimétrique, orientées de façon quelconque dans le plan de stratification. La quantité de matrice micritique est très variable (de 5 à 30% modal).

Les coraux rugeux et les *Syringopora* conservés en position de vie (autochtones) sont susceptibles de s'associer pour former de petites colonies résistantes à l'action des vagues de beau temps. Les grainstones et packstones bioclastiques, associés aux petites bioconstructions, et la faible abondance de matrice micritique, témoignent du régime de forte énergie auquel est soumis ce substrat. Webel & Longenheim (1987) ont décrits des dépôts semblables dans les bioconstructions du Nevada.

Packstones à fusulines (KS.3)

Ce faciès apparaît en bancs calcaires bioclastiques de 50 à 80 cm d'épaisseur. La base et le toit sont irréguliers et le sédiment est fortement bioturbé.

Il s'agit de packstones à fusulines qui se différencient du microfaciès CC.2b par l'absence d'algues calcaires et la présence de nombreux foraminifères (*Bradyina, Lasiodiscus, Paleonubecularia, Triticites*), et de débris de bryozoaires et d'échinodermes (pl. 2, fig. 3). Les fusulines représentent plus de 50% modal du sédiment.

L'interprétation de ce faciès est très semblable à celle du faciès CC.2b. Il s'agit d'un milieu de dépôt de forte énergie en contact avec un milieu marin ouvert.

Wilson (1975) décrit un faciès à fusulines similaire et l'interprète comme une bioaccumulation déposée sur une plate-forme de quelques mètres à dizaines de mètres de profondeur. Selon Beauchamp (1987), les faciès à fusulines ou "fusulinites" peuvent être attribués à

différents environnements de dépôt. Dans la Péninsule de Roaves (bassin du Sverdrup), ils correspondent à des processus de transport sélectif par l'effet de tempêtes, depuis des milieux de shoreface vers des environnements d'offshore.

Floatstones à algues phylloïdes et/ou bryozoaires (KS.4)

Il s'agit de lentilles carbonatées massives bioclastiques, d'épaisseur décimétrique, et de longueur métrique à pluri-métrique. Aucune structure sédimentaire n'apparaît clairement dans ce faciès hormis quelques traces de bioturbations.

Deux microfaciès peuvent être différenciés en fonction de leur assemblage fossile et de leurs structures sédimentaires (pl. 2, fig. 4) :

Floatstones à algues phylloïdes (KS.4a)

Les floatstones sont caractérisés par un biofaciès composé d'algues phylloïdes, de fusulines, de brachiopodes, de bryozoaires, d'ostracodes, de gastéropodes, de foraminifères encroûtants, d'échinodermes, de lamellibranches et de fragments de coraux rugueux.

La recristallisation des algues phylloïdes rend leur diagnose particulièrement délicate. Elles sont fréquemment encroûtées par des foraminifères et sont fortement micritisées. Les algues, les lamellibranches et les brachiopodes favorisent la formation d'une importante porosité d'ombrelle comblée par une cimentation calcitique. Les brachiopodes sont caractérisés par un remplissage interne qui forme des figures géotropes d'orientation quelconque. Les bioclastes sont orientés de façon divers dans une matrice micritique riche en péloïdes. Le taux de fragmentation des bioclastes est variable suivant les taxons et leur classement est mauvais.

Floatstones à bryozoaires (KS.4b)

Il s'agit de floatstones à bryozoaires et, accessoirement, à foraminifères (*Globivalvulina*, *Tolypannina*, *Triticites* et fusulines), échinodermes, lamellibranches, *Tubiphytes*, ostracodes, coraux, spicules d'éponges, trilobites et gastéropodes. Les bryozoaires, désarticulés et fréquemment fragmentés, sont représentés par des Fenestellidae, des Rhombopora et des Fistuliporidae. Les foraminifères sont abondants et variés; certains d'entre eux encroûtent les bryozoaires et les valves de brachiopodes. Les valves de brachiopodes, de lamellibranches et d'ostracodes sont désarticulées. Le taux de fragmentation des bioclastes est variable, et leur taille varie de 150 µm à plusieurs millimètres. Ils sont altérés et présentent une orientation quelconque ou fruste parallèle au plan de stratification.

L'interprétation des deux microfaciès est commune. Le taux de désarticulation et de fragmentation élevés des bioclastes témoignent de leur remaniement important dans des conditions de forte énergie. Par contre, l'abondance de matrice micritique indique un milieu de faible énergie, comme celui que l'on peut rencontrer dans les zones protégées situées en arrière des bioconstructions. En effet, la proximité des bioconstructions est attestée par la présence de nombreux bryozoaires et d'algues phylloïdes. L'énergie du milieu est insuffisante pour permettre le lavage de la matrice.

Packstones/grainstones à crinoïdes et fusulines (KS.5)

Ce faciès apparaît en bancs carbonatés de 0,1 à 0,5 m d'épaisseur. Leur limite inférieure est ondulée et leur limite supérieure plane. Ce faciès comprend des lits amalgamés, à base érosive et de 1 à 5 cm d'épaisseur, granodécroissants, dont le toit est bioturbé. Les laminations sont planes parallèles à angle faible, parfois ondulées et plus apparentes au sommet des bancs.

Les grainstones et packstones sont composés d'ossicules d'échinodermes, de fusulines, de brachiopodes, de foraminifères encroûtants, de lamellibranches, de bryozoaires, de *Tubiphytes*, de coraux et, plus rarement, de trilobites (pl. 2, fig. 5). Les bioclastes sont fortement fragmentés et souvent micritisés. Leur taille moyenne varie de 0,15 à 3 mm. Ils s'orientent de manière quelconque à fruste dans le plan de stratification.

La base irrégulière et érosive des lits, leur amalgamation, la granodécroissance, les laminations à angle faible et le fort taux de fragmentation des bioclastes témoignent du transport des bioclastes dans un domaine d'énergie élevée. Le biofaciès varié et l'abondance de bioclastes sont caractéristiques de milieux marins ouverts. Le caractère grossier de la granulométrie, l'amalgame des bancs bioclastiques, et les laminations témoignent de l'action intense de courants. Ces dépôts soumis à de fortes conditions d'énergie sont assimilés à des "tempestites" (Aigner, 1985; Guillocheau, 1991).

Platestones à algues phylloïdes (KS.6)

Ce faciès est organisé en lentilles bioclastiques d'épaisseur métrique et de longueur plurimétrique, rarement décamétrique. Les lentilles sont empilées les unes sur les autres sur une épaisseur de 20 m environ. Elles contiennent de petites accumulations bioclastiques centimétriques intercalées dans une matrice micritique. Les bioclastes soulignent des laminations planes parallèles ou ondulées.

Ce microfaciès est caractérisé par des wackestones, packstones et boundstones (platestones) à algues phylloïdes, fusulines, *Tubiphytes*, brachiopodes, ossicules d'échinodermes, bryozoaires, foraminifères, ostracodes, trilobites et, plus rarement, coraux rugueux isolés (pl. 2, fig. 6). Les thalles d'algues phylloïdes, fortement recristallisés, peuvent atteindre 2 à 3 cm de long. Les ossicules d'échinodermes sont peu abondants, micritisés, altérés et parfois désarticulés. Quelques brachiopodes montrent des figures géotropes concordantes avec le plan de stratification. Le taux de fragmentation des bioclastes est faible, et leur taille varie de 0,15 à 5 mm. Les bioclastes sont souvent encroûtés par des foraminifères et entourés d'une enveloppe micritique. La matrice contient de nombreux péloïdes. Localement, les bioclastes sont entourés de ciments fibro-radiaires.

Les boundstones à algues phylloïdes sont aussi dénommés platestones (Davies & Nassichuk, 1990). Cette nomenclature est appliquée pour les algues phylloïdes afin d'insister sur leur aspect lité et leur orientation parallèle au plan de stratification.

Selon Konishi & Wray (1961) et Wray (1964; 1977), il s'agit d'algues rouges (assimilées à la famille des Squariamaceae) se développant à une bathymétrie inférieure à 30 m; ou encore selon Mamet *et al.* (1987) et Moshier & Kirkland (1993) d'algues vertes. Leur rôle dans l'élaboration des bioconstructions est encore très controversé. Les algues phylloïdes sont considérées soit comme des organismes filtrants, érigés et fixés sur un substrat par des rhizomes (Wilson, 1975; Wray, 1977; Cross & Klosterman, 1981; Pol, 1985; Beauchamp, 1989a), ou soit comme des organismes qui contribuent à la formation de débris et n'exercent pas la fonction de filtration. La décomposition rapide des algues entraînerait un changement des conditions de pH et la précipitation accrue de $CaCO_3$ (Ball *et al.*, 1976). Selon Schatzinger (1983), elles forment des voiles algaires ("algal meadows"). Leurs relations synécologiques avec les foraminifères, *Tubiphytes* et brachiopodes sont caractérisées par des encroûtements. Ces algues se développent dans des environnements de faible turbulence (Schatzinger, 1983), d'eau claire et limpide, et sous la zone d'action des vagues de beau temps (Beauchamp, 1989a). Les algues phylloïdes présentent un taux de croissance très rapide (Ball *et al.*, 1976; Tedesco & Wanless, 1995), et semblent se développer dans la zone photique. Le biofaciès indique des conditions de salinité normale dans une eau relativement peu profonde. Mazzulo & Cys (1977, 1979) et Pol (1985) décrivent ce type de dépôts dans les bioconstructions

d'âge Permien (Nouveau Mexique) et d'âge Pennsylvanien (Virgilien, El Paso Country, Texas).

Cette synthèse bibliographique concernant l'affinité paléoécologique des algues, permet d'insister sur la variabilité des environnements de dépôt propices à leur développement. Les algues phylloïdes ont été placées en domaine péritidal, et en arrière de bioconstructions à bryozoaires et éponges. Elles sont parfois placées dans des milieux marins peu profonds associés à des systèmes de barres hydrauliques (Cys, 1985), et peuvent également se développer en bordure de plate-forme (Toomey, 1969; Wilson, 1975; Toomey, 1980; Flügel, 1981; Pol, 1985; Beauchamp, 1989a).

Dans le faciès KS.6, le faible taux de fragmentation des bioclastes, leur encroûtement, l'abondance de matrice micritique, et la présence de brachiopodes à figures géotropes concordantes avec le plan de stratification, témoignent de conditions de faible énergie du milieu de dépôt. Les algues phylloïdes disposées *post mortem* parallèlement au plan de stratification soulignent leur faible transport et la faible énergie du milieu. Toutefois, les faciès à algues phylloïdes de l'affleurement de Kyn Station semblent se développer sous l'influence des tempêtes. Dans ce faciès, on observe l'association de mudstones à wackestones à algues phylloïdes conservées *in situ*, et de grainstones et packstones grenus. Ces deux faciès coexistent, bien qu'antagonistes en terme d'énergie. La comparaison avec les dépôts holocènes de la Baie de Biscayne (Floride) et les dépôts pennsylvaniens du Texas (Tedesco & Wanless, 1995) permet de constater la coexistence des deux faciès. Selon ces auteurs, les grainstones présents dans le sédiment sont attribués à la combinaison de deux phénomènes : (1) la perforation et bioturbation du sédiment, et (2) le remplissage par un matériel grossier sous l'effet de tempêtes. L'individualisation de perforations est très délicate pour la bioconstruction de Kyn Station. Toutefois, l'accumulation des grainstones en poches dans un encaissant boueux permet de proposer un mode de formation semblable à celui de Tedesco & Wanless (1995). Ces poches de grainstones sont souvent constituées d'un matériel exotique par rapport à l'encaissant. Ce matériel est composé d'organismes provenant de niveaux de position inférieure de la bioconstruction. Il est remobilisé par l'action des tempêtes et viendrait s'accumuler dans les perforations.

La matrice micritique, chargée de bioclastes, est piégée entre les laminations algaires. Ces algues ont joué vraissemblablement le rôle de filtration mais sont également intervenues dans la liaison des grains. Elles ont eu un rôle actif dans l'élaboration des bioconstructions en contribuant à la stabilisation du substrat. La matrice micritique peut provenir de la désintégration des algues, de la forte productivité de la communauté biogène ou de la décantation de particules en suspension, provenants d'environnements plus profonds, et transportées par des tempêtes (Aigner *et al.*, 1978; Aigner, 1985; Wanless & Tagett, 1989; Bosence, 1995; Tedesco & Wanless, 1995), ou encore par décantation lors d'une période calme de sédimentation prolongée entre deux événements de forte énergie (Wanless *et al.*, 1995).

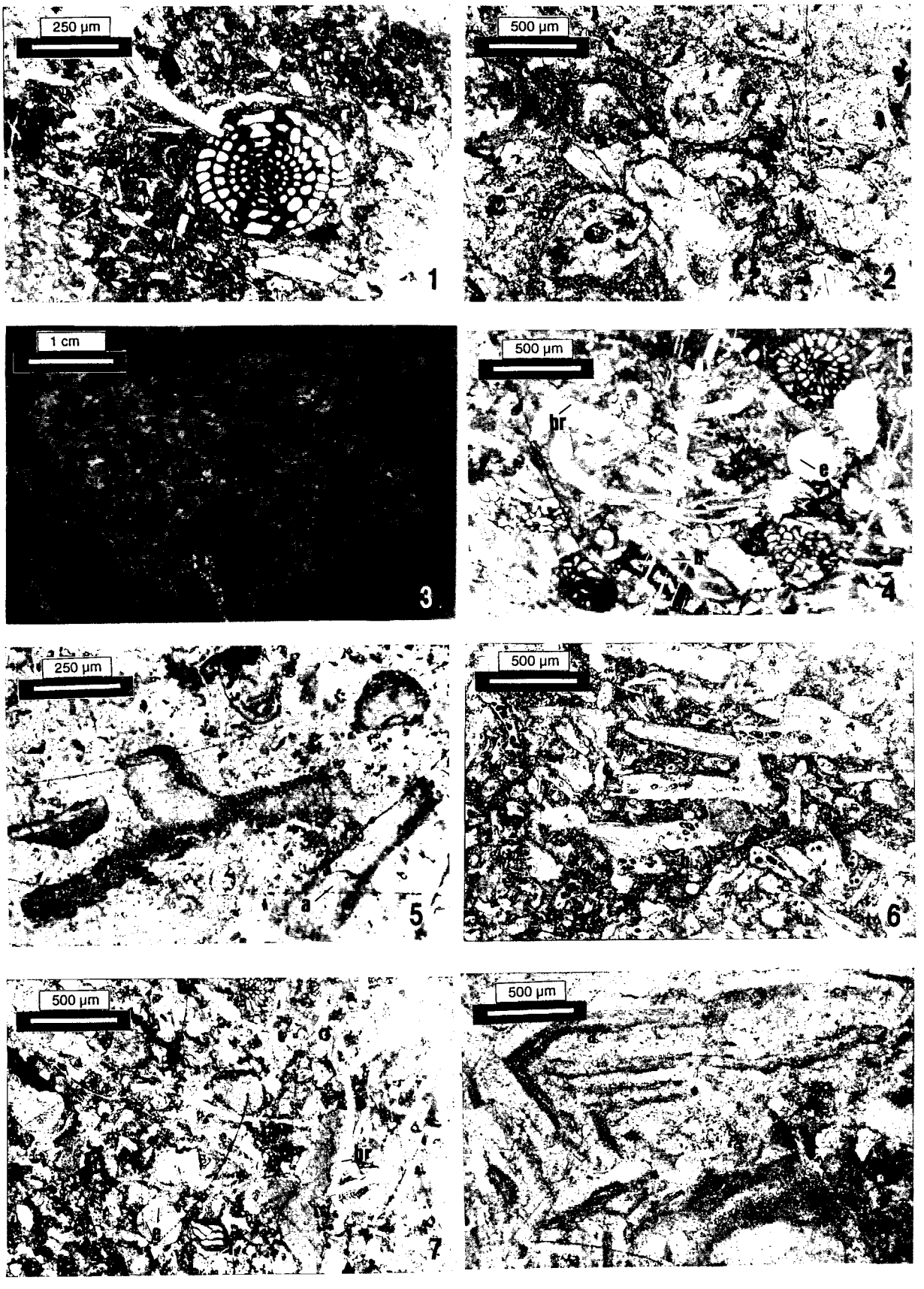


Planche photographique II : bioconstruction de Kyn station

Analyse du partitionnement des faciès

La synthèse des faciès de Kyn Station est reprise sur la figure 3.4. Un diagramme de partitionnement des faciès peut également être proposé pour la bioconstruction de Kyn Station (fig. 3.5). Il montre les variations d'énergie en fonction du caractère proximal-distal des faciès, et permet de situer les faciès bioconstruits dans le secteur le plus distal, et de plus faible énergie de la plate-forme. L'ensemble des faciès bioconstruits correspond à des environnements de faible énergie, avec toutefois des framestones à coraux ayant résisté à une énergie plus forte, dans la zone d'action des vagues de beau temps. Les faciès s'articulent autour de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps. Ce schéma permet de déterminer l'abondance des faciès bioconstruits dans ce secteur, mais également la proportion relative des faciès. Les faciès bioconstruits sont représentés, par ordre d'abondance croissante, par des framestones à coraux et des platestones à algues phylloïdes.

Les faciès non bioconstruits dominent dans les dépôts d'âge Gzhélien inférieur et sont représentés, en majeure partie, par des packstones et /ou floatstones bioclastiques situés, respectivement, dans et sous la zone d'action des vagues de beau temps.

Deux types d'environnements sédimentaires se détachent de l'étude de ce schéma; chacun d'entre eux correspond à un âge différent. Les faciès qui ont enregistré l'action des tempêtes se développent essentiellement au Gzhélien inférieur, et les faciès bioconstruits ne prennent leur essor qu'au Gzhélien supérieur.

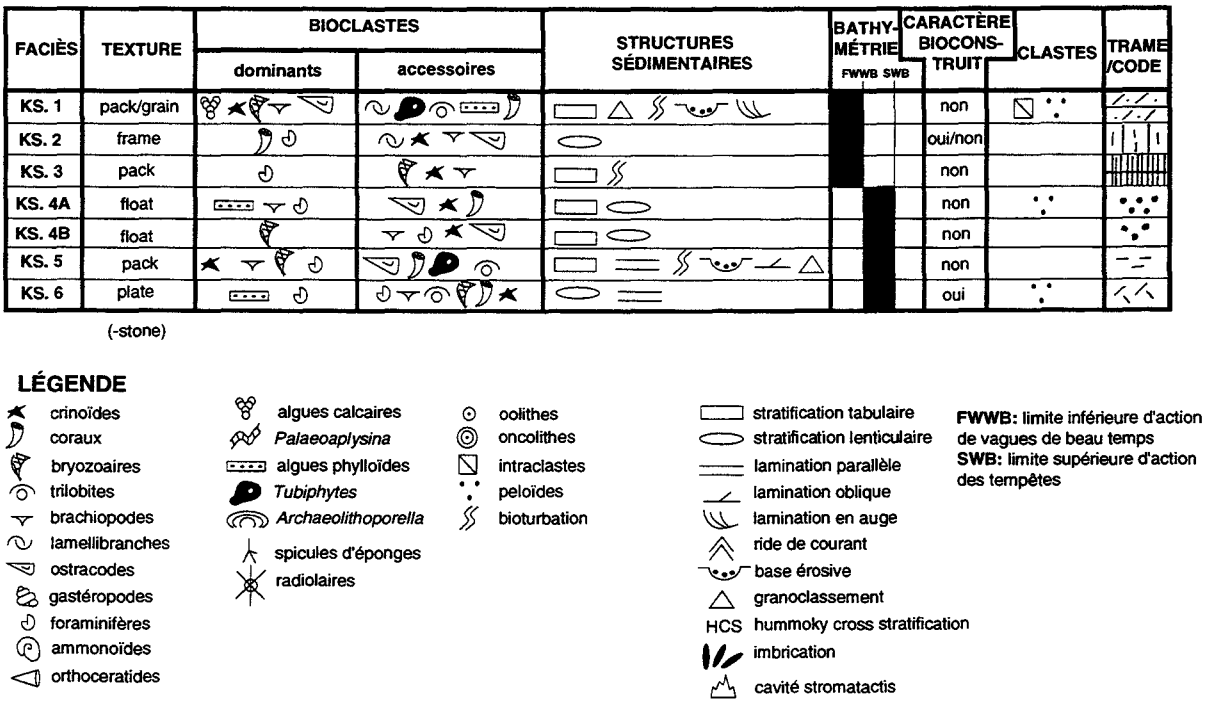


Fig. 3.4 : Schéma de synthèse de l'ensemble des faciès définis pour l'affleurement de Kyn station (KS) d'âge Gzhélien.
Fig. 3.4: Simplified sketch illustrating facies characters of the Kyn Station (K) buildup complex, Gzhelian.

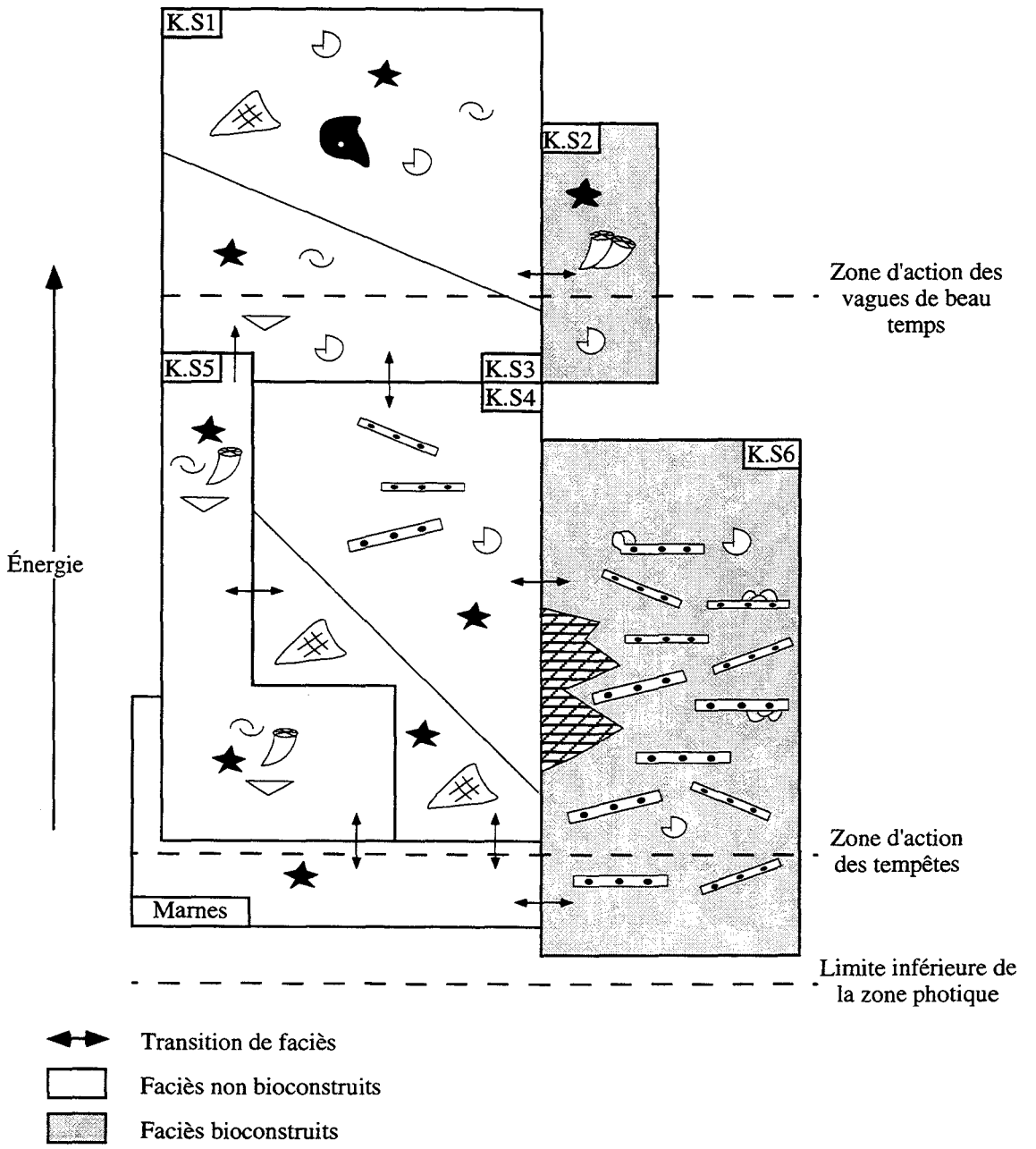


Fig. 3.5 : Diagramme de partitionnement des faciès de la famille de bioconstructions d'âge Gzhélien; en abscisse suivant le caractère proximal-distal, et en ordonnée suivant les facteurs limitants de la plate-forme (la limite inférieure d'action des vagues de beau temps, la limite inférieure d'action des tempêtes et la limite de la zone photique). Chaque boîte représente un faciès et leur taille correspond à l'abondance relative des faciès. La zone de recouvrement entre les différents faciès correspond au domaine de transition entre deux faciès.

Fig. 3.5: Distribution plan of the Gzhelian buildup facies. Horizontal axis represents proximal-distal character and vertical axis the relative water depth with fair-weather wave base and photic zone limits as reference. The box areas are approximately proportional to the relative facies abundance.

3.3 Paléoécologie

- Associations fossiles

Quatre associations fossiles ont été identifiées dans la bioconstruction de Kyn Station. Les associations fossiles à foraminifères (AF.3) et à coraux (AF.12) ont déjà fait l'objet d'une description pour la bioconstruction de Plakoon (chapitre II). Elles sont reconnues dans les faciès KS.3 et KS.2. Les associations fossiles supplémentaires sont décrites ci-dessous :

(1) Association à bryozoaires, *Tubiphytes* et échinodermes (AF.5), qui est reconnue dans le faciès KS.4.

Cette association fossile est constituée de bryozoaires, de *Tubiphytes* et d'échinodermes. Les bryozoaires sont représentés par plusieurs groupes taxonomiques parmi lesquels les Fenestellidae, les bryozoaires ramifiés et quelques bryozoaires encroûtants sont les plus fréquents. Cette association est composée d'organismes suspensivores et autotrophes.

Les Fenestellidae, conservés en position de vie, sont immergés dans une matrice micritique ou entourés de ciments fibro-radiaires précoces. La plupart des Fenestellidae se développent dans des eaux tranquilles (Cuffey, 1967; Duncan, 1969; Mc Kinney & Cuffey, 1977; Ausich *et al.*, 1979). Toutefois, ce dernier critère n'est pas une généralité et certains d'entre eux ont été observés dans des milieux agités (Duncan, 1969; Mc Kinney & Cuffey, 1977; Mc Kinney & Gault, 1980). Les Fenestellidae peuvent être parfois segmentés ou altérés par des processus de bioérosion.

Les bryozoaires encroûtants sont rares, mais sont conservés en position de vie. Leur rareté pourrait être attribuée à l'absence d'un substrat dur favorable à leur développement ou à la présence d'un taux de sédimentation élevé.

(2) Association à algues phylloïdes (AF.10), reconnue dans les faciès KS.4 et KS.6.

Elle est composée d'algues phylloïdes couchées dans le plan de stratification, accessoirement accompagnées de *Tubiphytes*, de brachiopodes et de foraminifères. Cette association correspond à une communauté benthique spécialisée et peu diversifiée.

Ces algues se développent sur un substrat micritique non induré et servent de support à d'autres organismes (*Tubiphytes*). Une discussion concernant le rôle, la contribution aux bioconstructions et le mode de croissance de ces algues a été envisagée lors de la description du faciès à algues phylloïdes. Un comportement autotrophe et filtrant de ces algues qui participent à la production de sédiments biodétritiques ressort de cette discussion. Elles peuvent parfois jouer le rôle d'agent de liaison.

- Successions écologiques

Les associations fossiles s'empilent verticalement pour former sept successions écologiques plus ou moins complètes (fig. 3.6). Elles peuvent être regroupées en trois types particuliers, qui se substituent progressivement de la base vers le sommet de l'affleurement :

(1) les successions écologiques T1 sont caractérisées, lors des phases de colonisation et de diversification, par le développement d'organismes constructeurs susceptibles d'élaborer une charpente rigide (coraux);

(2) les successions écologiques T2 sont caractérisées par le développement d'organismes filtrants et suspensivores dominants (bryozoaires);

(3) les successions écologiques T3 présentent des organismes dominants filtrants et autotrophes (algues phylloïdes), qui participent également à la liaison du sédiment.

Les successions écologiques T3 sont composées de quatre stades successifs de Walker & Alberstadt (1975). Le premier stade (de stabilisation) est représenté par l'installation d'un wackestone à échinodermes reposant sur des marnes. Ce substrat est ensuite colonisé par des bryozoaires, des algues phylloïdes et des brachiopodes. Les stades de diversification et de

domination (climax) sont caractérisés par l'invasion du substrat par des algues phylloïdes, auxquelles sont associées quelques bryozoaires, brachiopodes et foraminifères. Le stade de domination se différencie du précédent par la présence de nombreux foraminifères encroûtants.

Chaque succession écologique est séparée de la précédente par un niveau d'accumulation bioclastique (faciès KS.5) ou par un niveau marneux, qui marquent des périodes de stress écologique.

- Remplacements de communautés

La bioconstruction de Kyn Station enregistre un remplacement suivant la verticale du rôle dominant exercé par les organismes (fig. 3.6). Le remplacement progressif (T1 à T3) des associations fossiles, dont les organismes exercent des fonctions variables (frame, baffle et bindstone, respectivement), et présentent un mode d'alimentation différent (suspensivore et autotrophe), traduit des modifications de paléobathymétrie, de l'occupation épisodique des niches écologiques et du style géométrique de la bioconstruction. La base de l'affleurement est caractérisée par des framestones à coraux (T1), qui passent progressivement à des bafflestones à bryozoaires (T2). Les successions écologiques T3, qui occupent le toit de l'affleurement, sont composées d'organismes dont les fonctions principales sont celles de filtration et de liaison. Ces changements expriment un approfondissement du milieu de dépôt et l'installation d'organismes mieux adaptés aux nouvelles conditions de dépôt.

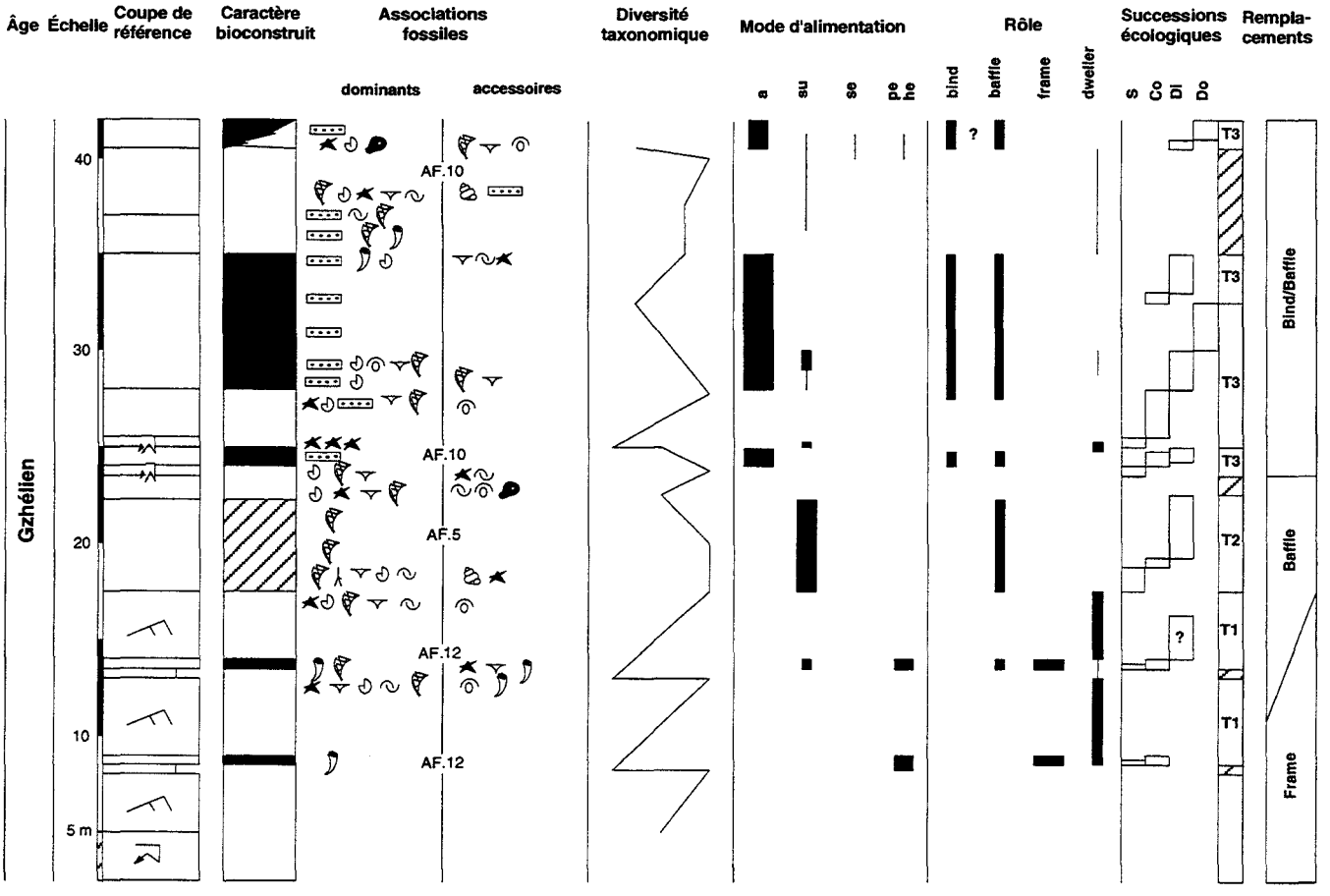


Fig. 3.6 : Schéma synthétique des principaux caractères paléoécologiques observés pour l'affleurement de Kyn station. a: autotrophe; su : suspensivore; se : sédimentivore; pe : prédateur; he : herbivore; s : stabilisation; co : colonisation; di : diversification; do : domination.

Fig. 3.6: Simplified diagram exhibiting main paleoecological features described in the Kyn Station succession (Gzhelian); a, autotrophe; su, suspension-feeder; se,sediment-feeder; pr, predator and scavenger; he, herbivorous; seral stages: s, stabilisation, co, colonisation; di, diversification; and do, domination.

3.4 Analyse séquentielle

L'étude paléoécologique des faciès permet d'illustrer l'évolution verticale des relations synécologiques des organismes au sein d'une bioconstruction. L'analyse séquentielle permet d'aborder l'architecture des bioconstructions et de discuter l'influence des facteurs allostratigraphiques. Six faciès dominants ont été définis pour les dépôts carbonatés de Kyn Station. La séquence virtuelle déduite de l'analyse des faciès permet de déterminer plusieurs unités génétiques. Ces unités sont regroupées en deux types principaux, qui ne se répètent pas de manière identique tout au long de la coupe (fig. 3.7) :

(a) Unités génétiques

Cinq unités génétiques de type I peuvent être distinguées dans la partie inférieure de la coupe. Leur épaisseur varie de 2 à 5 m. Elles enregistrent le passage depuis des faciès d'offshore supérieur (KS.5) à des faciès bioconstruits à coraux, recouverts de faciès bioclastiques de shoreface (KS.3, KS.1). Elles sont biodétritiques et limitées, à leur base par une surface érosive et à leur sommet par une surface d'encroûtement (Hardground). Ces surfaces correspondent à un approfondissement marqué et à une reprise de la sédimentation. Ces unités génétiques montrent une tendance régressive en raison du :

- remplacement de faciès de milieux marins ouverts (faciès KS.4, KS.5) par des faciès de milieux plus restreints (faciès KS.1, KS,2),
- l'augmentation des faunes de milieux plus restreints vers leur sommet, et
- des structures hydrodynamiques, qui se localisent essentiellement vers le sommet des unités génétiques et qui correspondent aux faciès les plus proximaux de la séquence virtuelle.

Quatre unités génétiques de type II ont été individualisées dans les 20 derniers mètres de la coupe. Leur épaisseur varie de 2 à 10 m. Elles sont limitées par des surfaces d'érosion. Ces unités sont caractérisées tout d'abord par une tendance à l'approfondissement, et enregistrent le passage depuis des milieux non bioconstruits démantelés (KS.3 et KS.4) vers des faciès bioconstruits (KS.6). Cette tendance transgressive s'inverse et montre une diminution de profondeur, marquée par le retour à des faciès de démantèlement (KS.4) correspondant à un régime hydrodynamique élevé. Ces deux tendances sont séparées par une surface d'inondation maximum (MFS) individualisée par un mudstone.

(b) Eléments architecturaux et séquences de dépôt

Les unités génétiques s'empilent pour former des éléments architecturaux qui font partie intégrante d'une séquence de dépôt majeure. Cette séquence, de 40 m d'épaisseur, est limitée par deux surfaces d'inondation maximum. Elle est composée de deux éléments architecturaux séparés par une surface de discontinuité. Le premier montre une tendance progradante et comprend des unités génétiques de type I d'épaisseurs croissantes. Le second enregistre une tendance rétrogradante et est composé de faciès bioconstruits (unités génétiques de type II). Cette séquence se termine par une augmentation de la bathymétrie soulignée par l'apparition de petites bioconstructions en contexte micritique, et la transition progressive vers des calcaires en plaquettes à ammonoïdes (Chuvashov & Dyoupina, 1973; Chuvashov, 1993). L'épaisseur importante des unités génétiques à caractère bioconstruit témoigne d'un taux de production important des organismes, dans un domaine où l'espace d'accommodation est favorable à leur développement.

Les faciès bioconstruits à algues phylloïdes se localisent en tendance rétrogradante ou en période de remontée du niveau marin (de troisième ordre, *sensu* Vail *et al.*, 1977). L'étude des successions écologiques et de l'organisation séquentielle à l'échelle des unités génétiques (de quatrième ou de cinquième ordre) montrent que le taux de croissance des algues phylloïdes compense les variations de niveau marin relatif dans la partie inférieure du cortège rétrogradant. En

contexte micritique boueux dominant (dans la partie supérieure du cortège rétrogradant), où le taux d'élévation du niveau marin dépasse probablement celui de l'accrétion des organismes, les successions écologiques deviennent incomplètes et leur taille est considérablement réduite. Les faciès bioconstruits sont ensuite recouverts par des alternances marno-calcaires riches en ammonoïdes, foraminifères et crinoïdes. Ces dépôts enregistrent à un ennoiement de la plate-forme carbonatée. Enfin, le passage à un régime transgressif franc semble provoquer l'arrêt de la croissance des biohermes et favoriser le dépôt des marnes.

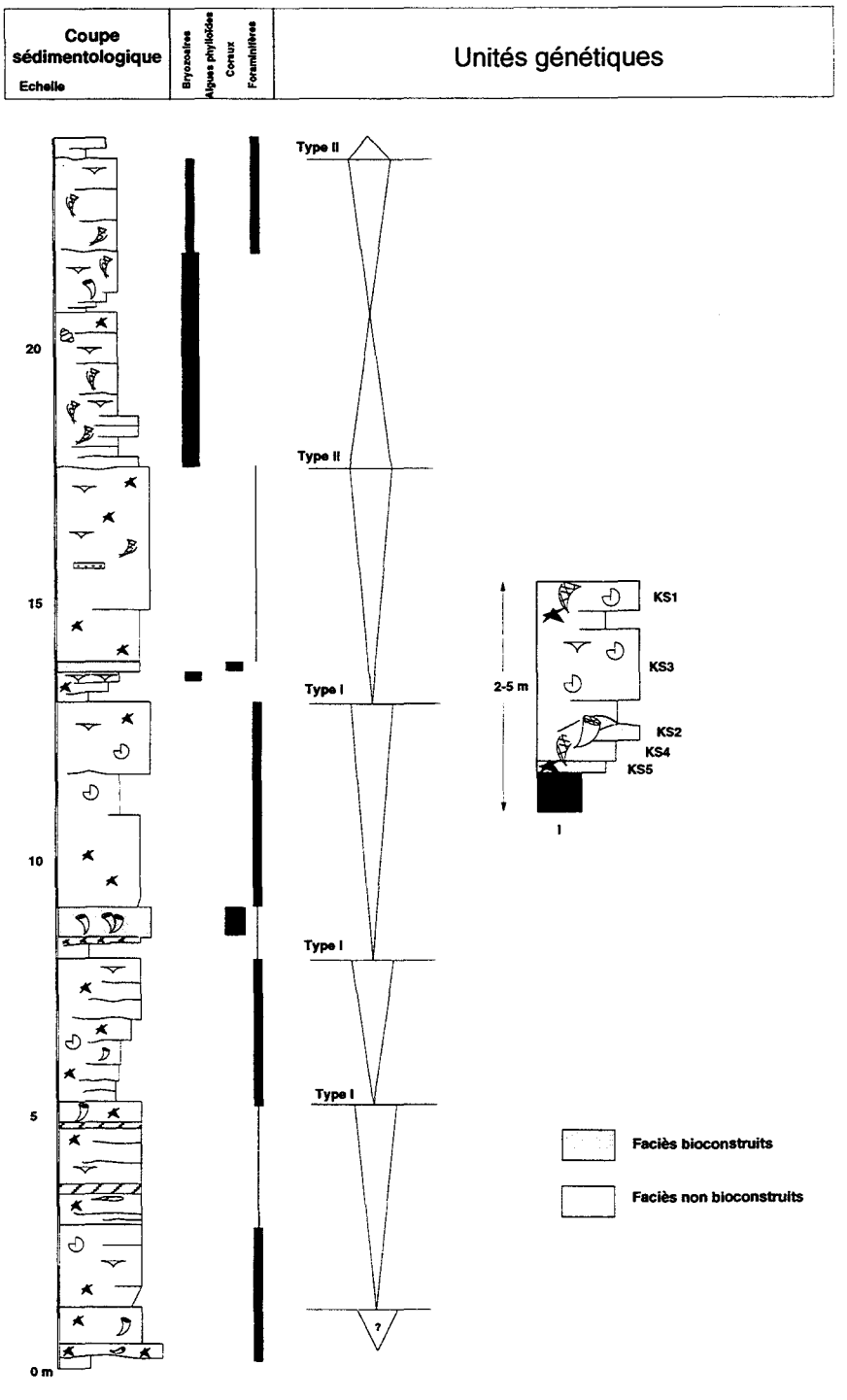


Fig. 3.7a : Organisation séquentielle des dépôts de Kyn station et localisations des différentes unités génétiques.
Fig. 3.7a: Sequential framework of the Kyn Station succession and location of genetic units.

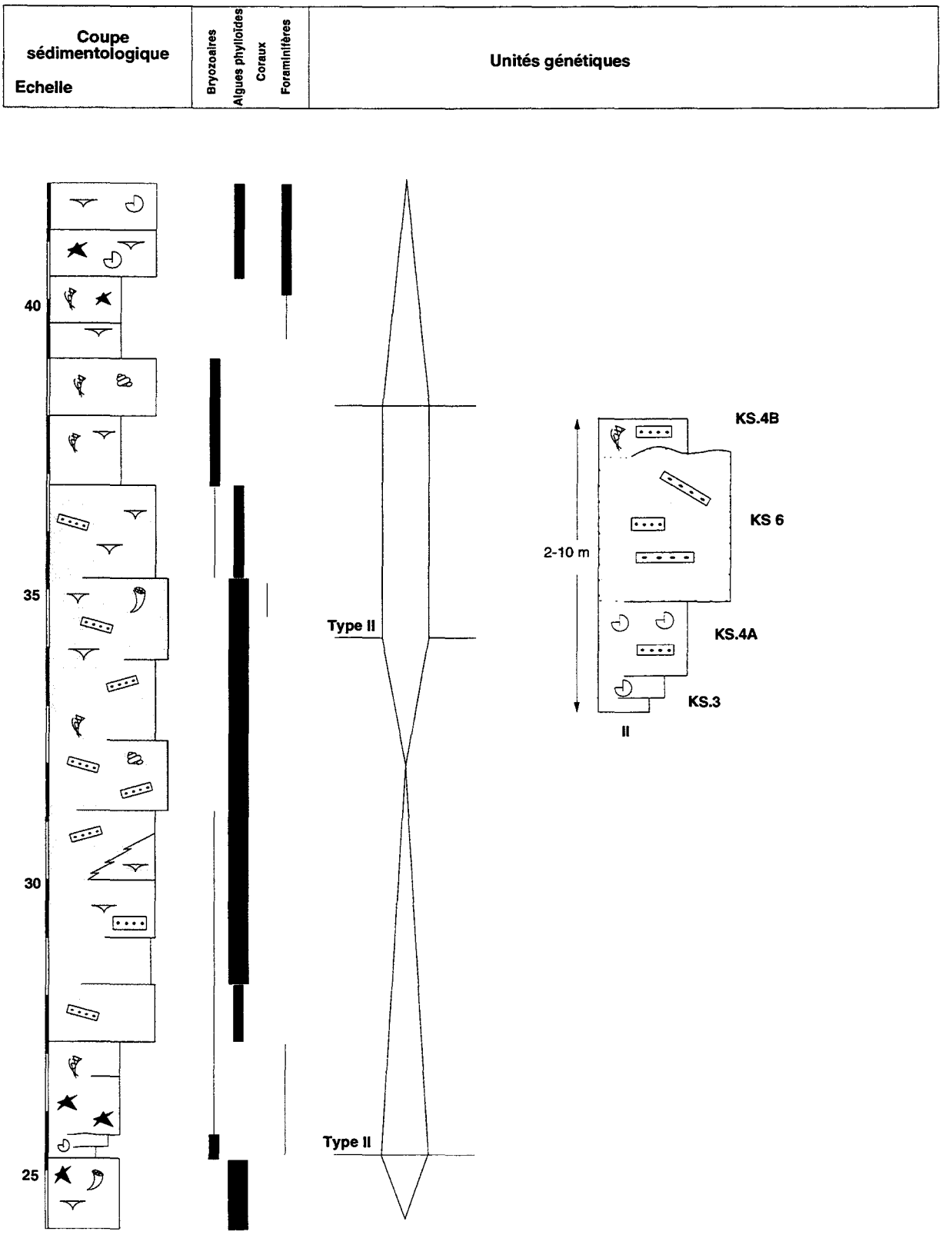


Fig. 3.7b : Organisation séquentielle des dépôts de Kyn station et localisations des différentes unités génétiques.
Fig. 3.7b: Sequential framework of the Kyn Station succession and location of genetic units.

3.5 Discussion et conclusions

La discussion relative à la situation paléogéographique des faciès bioconstruits et biodétritiques de Kyn Station s'appuie sur les résultats paléoécologiques et séquentiels décrits précédemment. L'organisation verticale des faciès bioconstruits est gouvernée principalement par le facteur d'énergie (James & Bourque, 1992). Une bioconstruction complète (comprenant une succession écologique) peut être individualisée vers le sommet de l'affleurement de Kyn Station. Elle appartient à l'une des unités génétiques de type II. Ce mode d'organisation est très semblable au modèle proposé par Wilson (1975) pour les monticules algaires du Paléozoïque supérieur.

Le détail de ce bioherme à algues phylloïdes permet d'envisager son architecture interne (fig. 3.8).

La semelle : la base du bioherme est caractérisée par des packstones et wackestones à bryozoaires (KS.4b), dont l'installation correspond à une inondation de la plate-forme *s.l.*

Le coeur : à cette phase d'installation succèdent des mudstones et wackestones boueux, sur lesquels s'installent les algues phylloïdes, quelques crinoïdes et des bryozoaires. Ces faciès s'étendent sous la zone d'action des vagues de beau temps mais dans la zone d'action des tempêtes. La croissance des algues phylloïdes correspond à une phase de diversification importante de la bioconstruction.

Le toit : la crête est caractérisée par la présence d'organismes encroûtants. L'augmentation de la fragmentation des bioclastes témoigne en faveur d'un changement probable des conditions d'énergie au sommet de la bioconstruction. La crête de la bioconstruction représente une phase écologique de domination de 2 m d'épaisseur. Cette phase est prématurément interrompue par le passage dans la zone d'action des vagues de beau temps. Le taux de croissance des organismes devient supérieur à celui de variation du niveau marin relatif.

Le passage du toit de la bioconstruction dans la zone d'action des vagues de beau temps, la taille restreinte des biohermes et biostromes (de 15 m d'épaisseur maximum), et l'absence d'un relief important témoignent de l'existence d'un espace d'accommodation peu important, rapidement comblé par la productivité des organismes constructeurs.

L'ennoiement progressif de la plate-forme est signalé par le découpage séquentiel qui montre l'installation des faciès bioconstruits en contexte rétrogradant. L'analyse paléoécologique montre le remplacement progressif des successions écologiques à coraux par des successions écologiques à algues phylloïdes filtrantes et liantes. Une relation directe peut être établie entre les remplacements de communautés et les variations relatives du niveau marin, qui montre l'invasion et colonisation des différentes niches écologiques par les algues phylloïdes au cours d'une augmentation de l'espace d'accommodation (fig. 3.9).

Les dépôts bioconstruits du Gzhélien recouvrent plus de 100 m de dépôts de plate-forme kasimovienne, composés d'alternances marno-calcaires et de *Palaeoaplysina*. Ils sont recouverts par des marnes gzhéliennes qui passent progressivement à plus de 450 m de turbidites asséliennes et sakmariennes (ICWPS.P, 1991).

Les dépôts gzhéliens de Kyn Station ne forment pas de récifs barrières, sont dépourvus de dépôts lagunaires et enregistrent très souvent des tempêtes. Ces différents arguments favorisent l'hypothèse d'un modèle sédimentaire de rampe homoclinale. L'absence de relief est indiqué par le passage latéral des faciès bioconstruits à algues phylloïdes (KS.6) à des faciès biodétritiques (KS.4, KS.5).

Cet affleurement présente un grand éventail d'environnements de dépôt, depuis des milieux de rampe interne à des milieux de rampe externe (fig. 3.10) :

(1) Le domaine de rampe interne apparaît dans le premier tiers de la coupe. Il correspond à des dépôts de barres bioclastiques ("shoals"), mis en place dans la zone d'action des vagues de beau temps (KS.1). Les barres progradent entre des petits "patches" à coraux rugueux et *Syringopora* (KS.2).

(2) Le domaine de rampe médiane domine dans les deux tiers restant de la coupe. Il est soumis à l'action des tempêtes. La base est non bioconstruite (KS.5), tandis que le sommet est occupé par des bioconstructions à algues phylloïdes (KS.6). Ces bioconstructions s'installent sur des floatstones à bryozoaires (KS.4b), et sont parfois intercalées de floatstones et packstones bioclastiques (KS.3 et KS.4).

(3) Le domaine de rampe externe est très peu représenté à Kyn Station et n'apparaît qu'au sommet de la coupe. Il est caractérisé par une diminution régulière de la taille des lentilles bioconstruites à algues phylloïdes, progressivement remplacées par dans des dépôts micritiques fins.

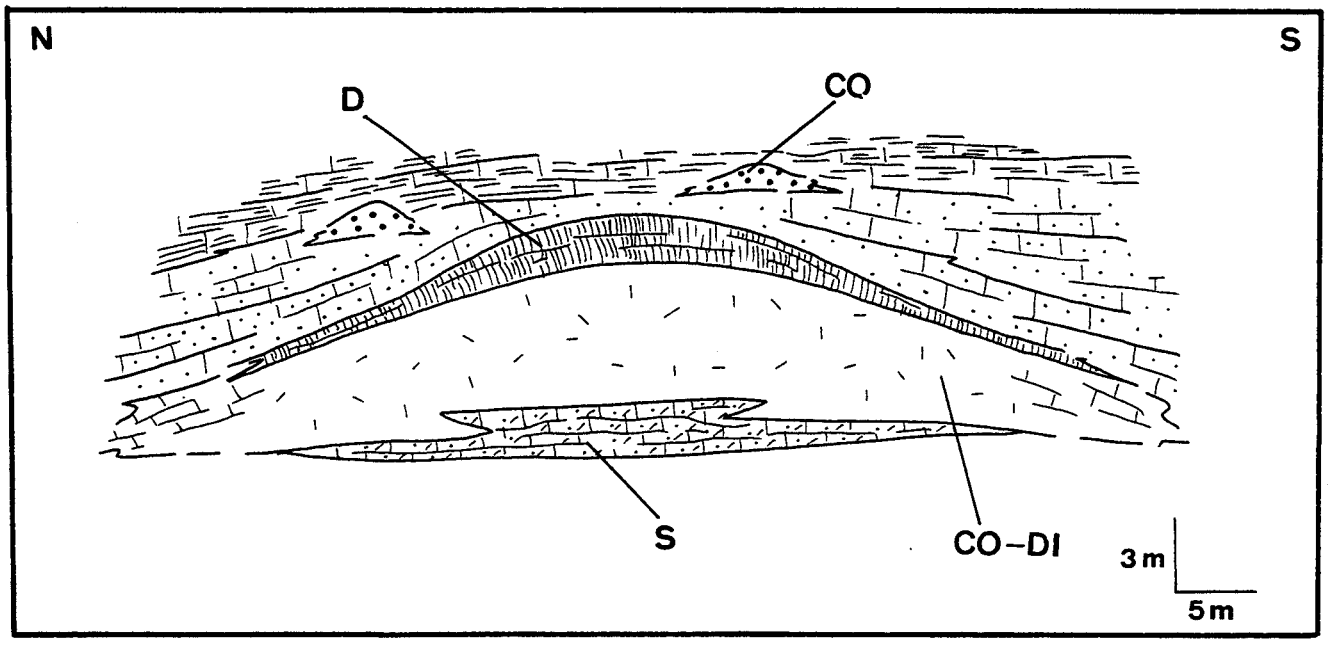


Fig. 3.8 : Modèle de bioconstruction de l'affleurement de Kyn Station, d'âge Kasimovien (Oural central, Russie); S, stabilisation; Di, diversification; Co, colonisation; D, domination (légende en fig. 3.4).

Fig. 3.8: Schematic cross-section of the Kyn Station buildup (Kasimovian, southern Urals) showing lateral facies relationships; S, stabilisation; Di, diversification; Co, colonisation; and D, domination phases (legend in fig.3.4).

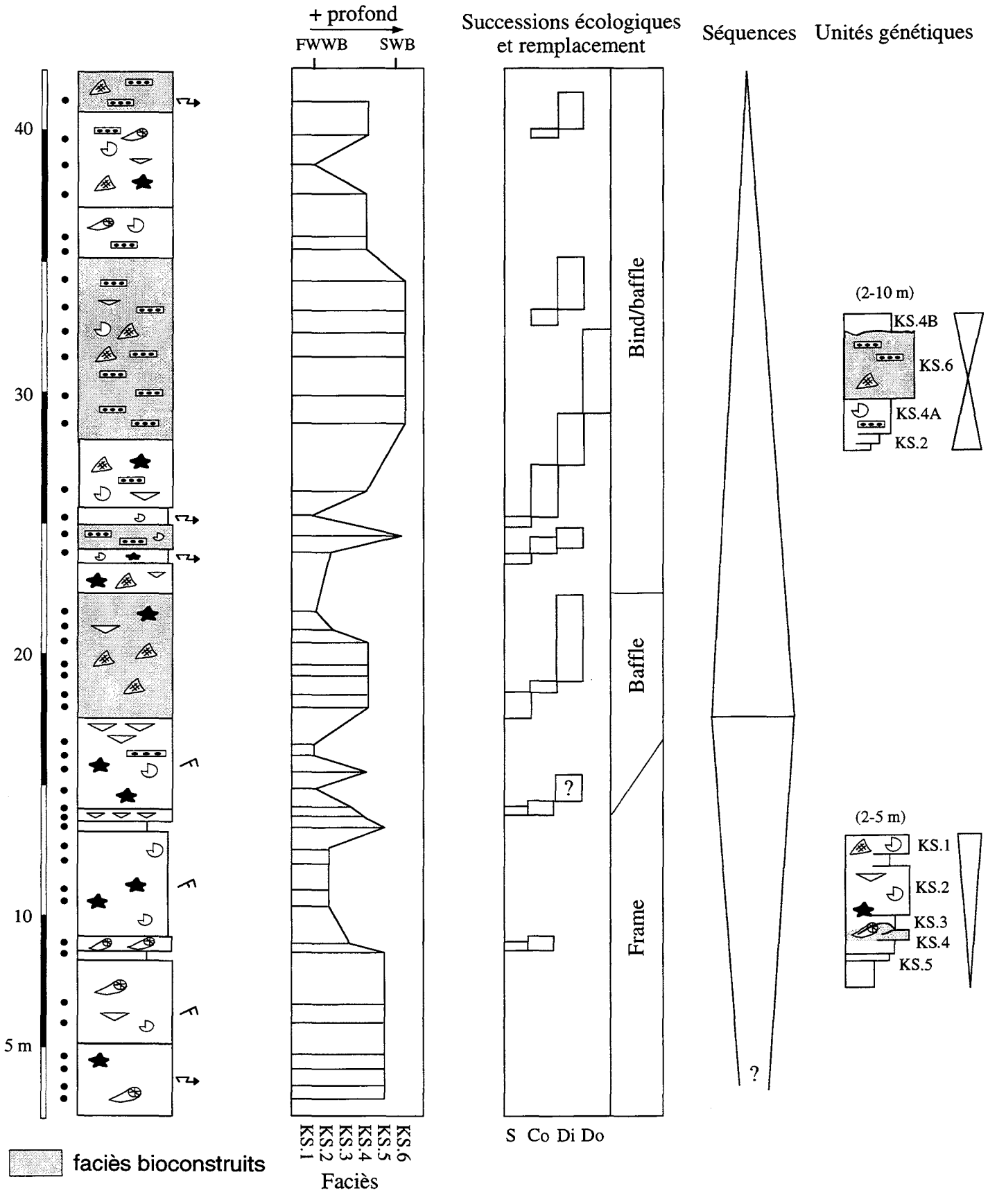


Fig. 3.9 : Schéma de corrélation de l'analyse de faciès, l'organisation séquentielle et les caractères paléoécologiques de l'affleurement de Kyn Station d'âge Gzhélien.

Fig. 3.9: Synthetic sketch illustrating relationships between facies analysis, sequential framework and paleoecological features interpreted in the Kyn Station succession (Gzhelian).

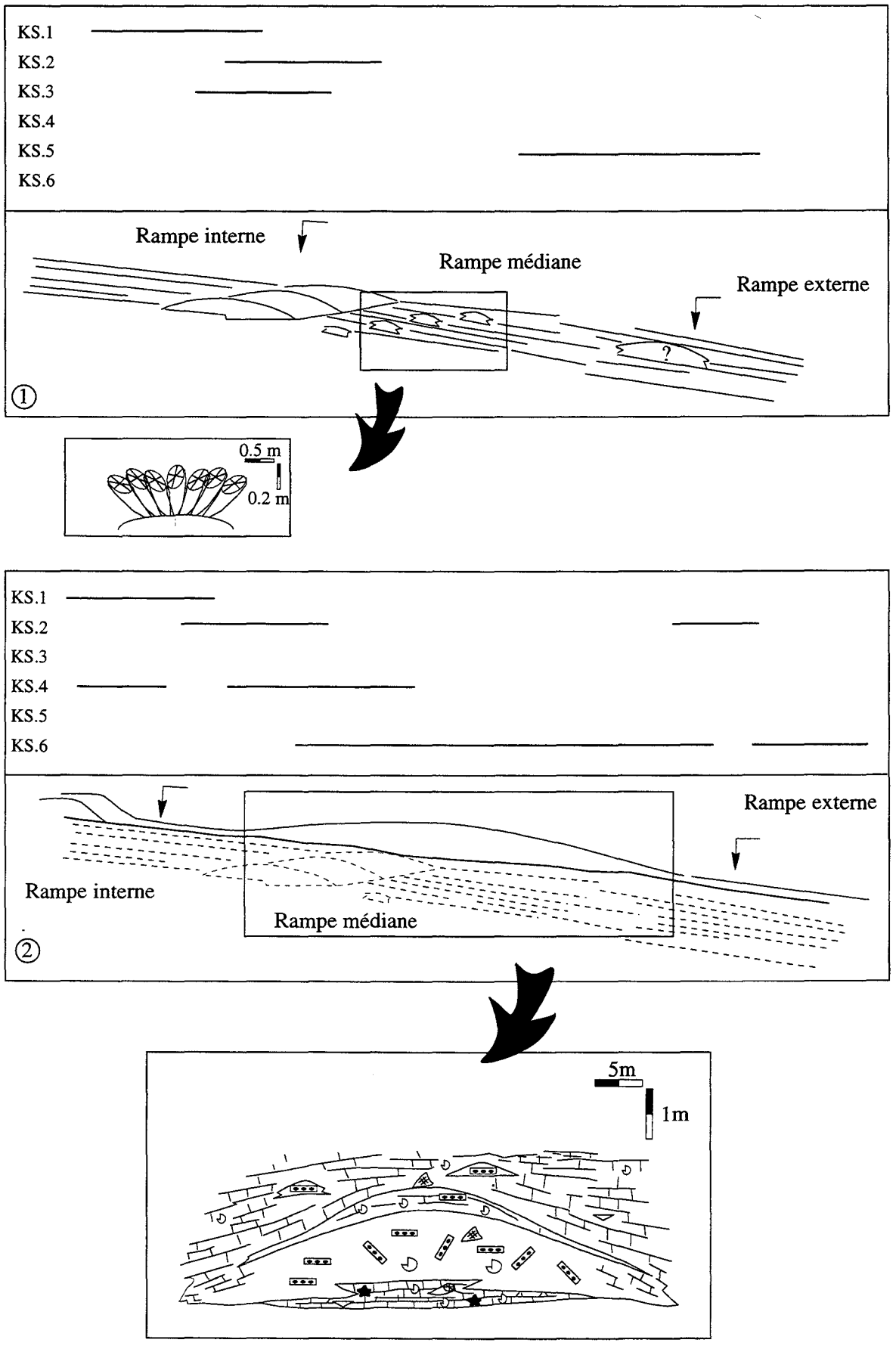


Fig. 3.10 : Distribution paléogéographique des dépôts de l'affleurement de Kyn Station et détail des différentes bioconstructions jalonnant la rampe carbonatée.

Fig. 3.10: Environmental reconstruction showing the distribution of Gzhelian buildups (interpreted from Kyn Station outcrops) across a carbonate ramp.

CHAPITRE IV. BIOCONSTRUCTIONS DE TYPE "SHIKHAN", RÉGION DE STERLITAMAK (ASSÉLIEN À ARTINSKIEN INFÉRIEUR)

CHAPITRE IV

Bioconstructions de type "Shikhan", région de Sterlitamak (Assélien à Artinskien inférieur)

4.1 Introduction

Deux affleurements ont été étudiés dans la région de Sterlitamak (fig. 4.1), dénommés Tratau et Shaktau. Chacun d'entre eux correspond à un "shikhan" (ou massif isolé, en russe) isolé dans le paysage. Les shikhany correspondent aux bioconstructions de type Duvansk d'âge Assélien à Sakmarien (Nalivkin, 1950). Les shikhany Tratau et Shaktau s'orientent suivant une polarité sub-méridienne. Vers le sud, le champ pétrolier d'Ishimbay montre par sondage des bioconstructions, épaisses d'environs 400 m, imprégnées d'huile (fig. 4.2), et analogues aux shikhany Tratau et Shaktau.

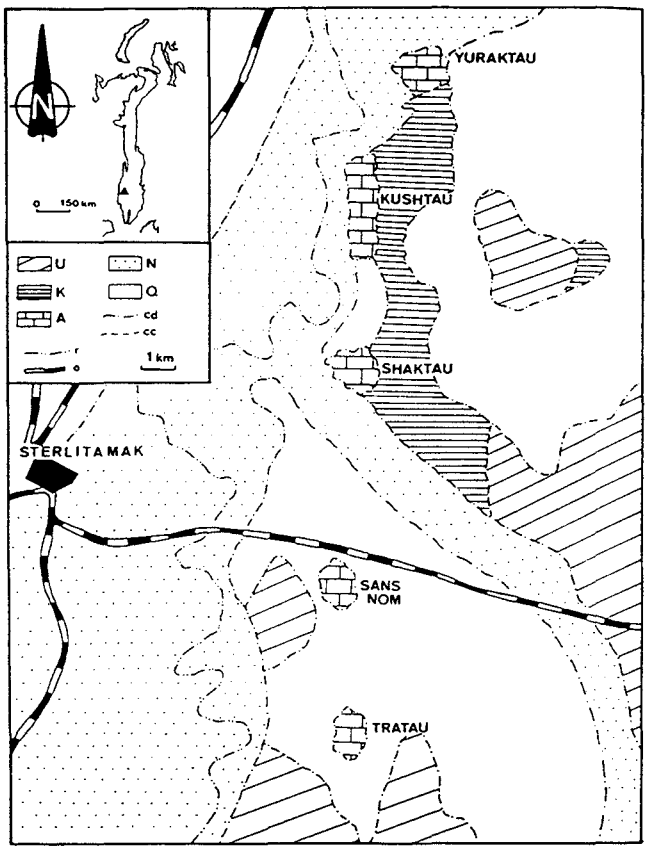


Fig. 4.1 : Localisation des affleurements d'âge Assélien, Sakmarien et Artinskien de la région de Sterlitamak (Shikhany de Tratau et de Shaktau) sur une carte géologique (Oural central, Russie).
Fig. 4.1: Drawing showing the location of the Tratau and Shaktau outcrops in the Sterlitamak area (Asselian to Artinskian in age), central Urals.

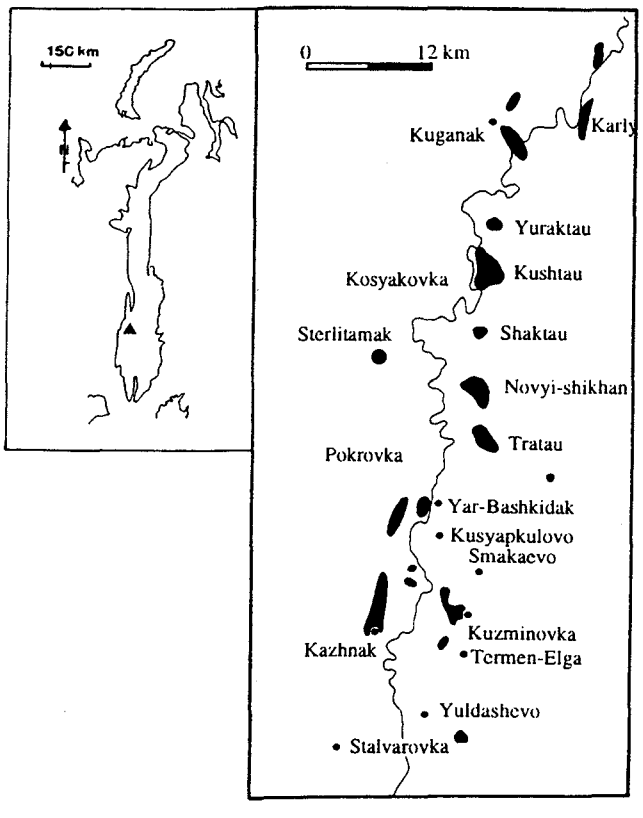


Fig. 4.2 : Localisation des bioconstructions dans la région de Sterlitamak-Ishimbaevo (Oural sud, Russie) depuis le champs pétrolier d'Ishimbay jusqu'à la zone des Shikhany, à l'est de Sterlitamak.
Fig. 4.2: Location of the main Upper Carboniferous to Lower Permian buildups, from the Sterlitamak-Ishimbaevo reservoir area to the Shikhany area.

- Shikhan Tratau

Le shikhan Tratau se situe à 10 km au sud-est de la ville de Sterlitamak (fig. 4.1). Cet édifice a éveillé l'intérêt des géologues depuis de nombreuses années (Murchisson *et al.*, 1885; Shamov, 1957; Rauser-Chernoussova, 1950; Elias, 1959; Aleksandrov *et al.*, 1975; Rauser-Chernoussova, 1975; Vissarinova, 1975; Rauser-Chernoussova *et al.*, 1977; Koroluyk, 1985; Lys & Moreau, 1989). Ils y ont réalisés des études cartographiques, stratigraphiques et paléontologiques.

Ce shikhan se dresse sur 270 m au dessus du niveau de la rivière Belaya, et présente un diamètre d'environ 1 km. Son épaisseur est évaluée à 400 m, en tenant compte de sa partie basale non affleurante mise en évidence par sondage (Shamov, 1984). Il affleure à flanc de colline sur une épaisseur de 50 m environ (pl. III, fig. 4.3), et est constitué essentiellement de dépôts d'âge Assélien. Quelques dépôts d'âge Sakmarien à Artinskien, érodés pour la plupart, persistent encore sur les flancs de la bioconstruction et au sein de différentes fractures. Cet édifice repose sur des carbonates de plate-forme d'âge Carbonifère supérieur (Chuvashov, commun. pers.).

Les sédiments du Carbonifère supérieur au Permien inférieur de cette région montrent des variations latérales d'épaisseur très importantes; on passe latéralement de dépôts bioconstruits à des dépôts biodétritiques carbonatés de plate-forme, et à des dépôts plus profonds de bassin (figs. 4.4 et 4.5).

Au sud-est et au nord-est du massif, une réduction progressive et rapide de l'épaisseur des dépôts est enregistrée. Ils sont réduits à une centaine de mètres (fig. 4.4). Ces variations latérales d'épaisseur apparaissent sur le profil (fig. 4.4) de Rauser-Chernoussova (1951).

Au nord-ouest, dans le secteur de Mali-Shikhan (à 1,5 km du massif de Tratau), le toit de l'Assélien se trouve affaissé sur plus de 1000 m par rapport au niveau de Tratau. Les sondages (figs. 4.4 et 4.5) montrent des dépôts d'âge Assélien, de 300 à 400 m d'épaisseur, surmontés de plus de 600 m de dépôts carbonatés d'âge Artinskien inférieur. Les dépôts carbonatés de ce secteur, d'âge Permien inférieur, correspondent à des faciès de plate-forme carbonatée non bioconstruite. Une telle épaisseur de sédiments artinskiens n'affleure nul part ailleurs aux environs de la ville de Sterlitamak. Ces variations latérales importantes d'épaisseur des sédiments ne semblent s'expliquer que par un contrôle structural développé au cours du Permien inférieur.

Le massif Tratau est entaillé de dépressions et de plusieurs éperons qui émergent de la surface lisse de la bioconstruction (figs. 4.6, 4.7 et 4.8). La face nord de cette bioconstruction est couverte de végétation, sous laquelle des couches métriques d'argiles apparaissent localement. Chacun des éperons a fait l'objet d'une étude détaillée et plusieurs coupes y ont été levées. Les flancs du massif présentent un pendage pouvant atteindre 60°, et plongent dans des azimuts disposés de façon radiaire autour d'un axe central fictif situé au coeur de la bioconstruction (fig. 4.9).

Trois coupes de référence ont été levées le long des éperons 3, 6 et 9. Les observations réalisées sur les éperons restants ont contribué à la réalisation d'une carte de faciès. Le coeur du massif n'affleure que très localement et peut être observé uniquement au niveau des dépressions ou ravins situés entre les éperons. Une dernière coupe a été levée à 1,6 km au nord-ouest du shikhan Tratau (fig. 4.1) qui permet d'observer les dépôts de couverture de la bioconstruction. Les dépôts attribués à cette coupe de Mali-shikhan sont constitués de marnes et de calcaires d'âge Artinskien, qui sont surmontés à proximité par des évaporites d'âge Kungourien. Les évaporites ont participé à la modification géomorphologique actuelle du paysage par la formation de dolines.

Planche photographique III: bioconstructions de Tratau

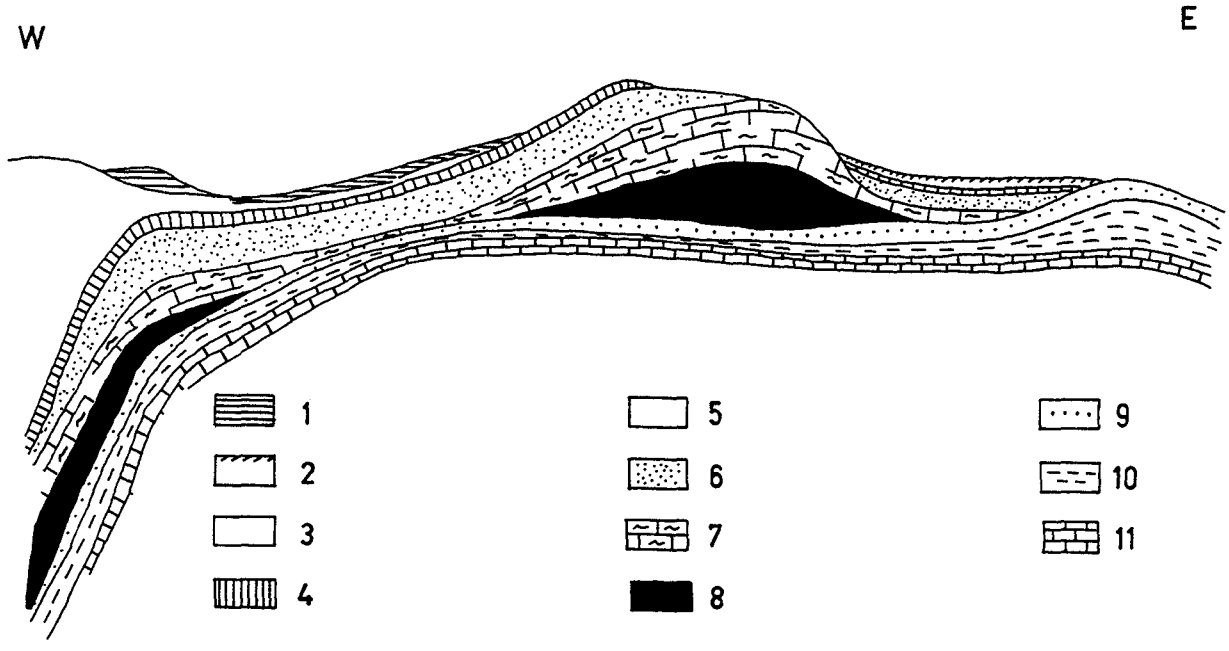


Fig. 4.4 : Section transversale du massif de Tratau selon une orientation W-E (Oural sud, Russie) d'après Rauser-Chernoussova (1950); 1) Horizon Sarginski (Artinskien), 2) H. Sterlitamaskien (Sakmarien), 3) H. Tastubskien moyen (Sakmarien), 4) H. Tastubskien inférieur (Sakmarien), 5) H. Tastubskien *s.l.*, 6) H. Schwagerina supérieur (Assélien), 7) H. Schwagerina moyen (Assélien), 8) H. Schwagerina inférieur (Assélien), 9) H. Pseudofusulina (Gzhélien), 10) H. Triticites (Kasimovien), et 11) Carbonifère moyen. Les limites des étages comprenant ces horizons ont été modifiées suivant les données internationales de stratigraphie. Les étages sont indiqués entre parenthèse.

Fig. 4.4: Diagrammatic W-E cross-section of the Tratau hill (southern Urals) after Rauser-Chernoussova (1950); 1) Sarginski Horizon (Artinskian), 2) Sterlitamaskian H. (Sakmarian), 3) middle Tastubskian H. (Sakmarian), 4) lower Tastubskian H. (Sakmarian), 5) Tastubskian s.l. H, 6) upper Schwagerina H. (Asselian), 7) middle Schwagerina H. (Asselian), 8) lower Schwagerina H. (Asselian), 9) Pseudofusulina H. (Gzhelian); 10) Triticites H. (Kasimovian), and 11) Middle Carboniferous. Russian horizons have been modified according to the stratigraphical nomenclature code; stages are represented between brackets.

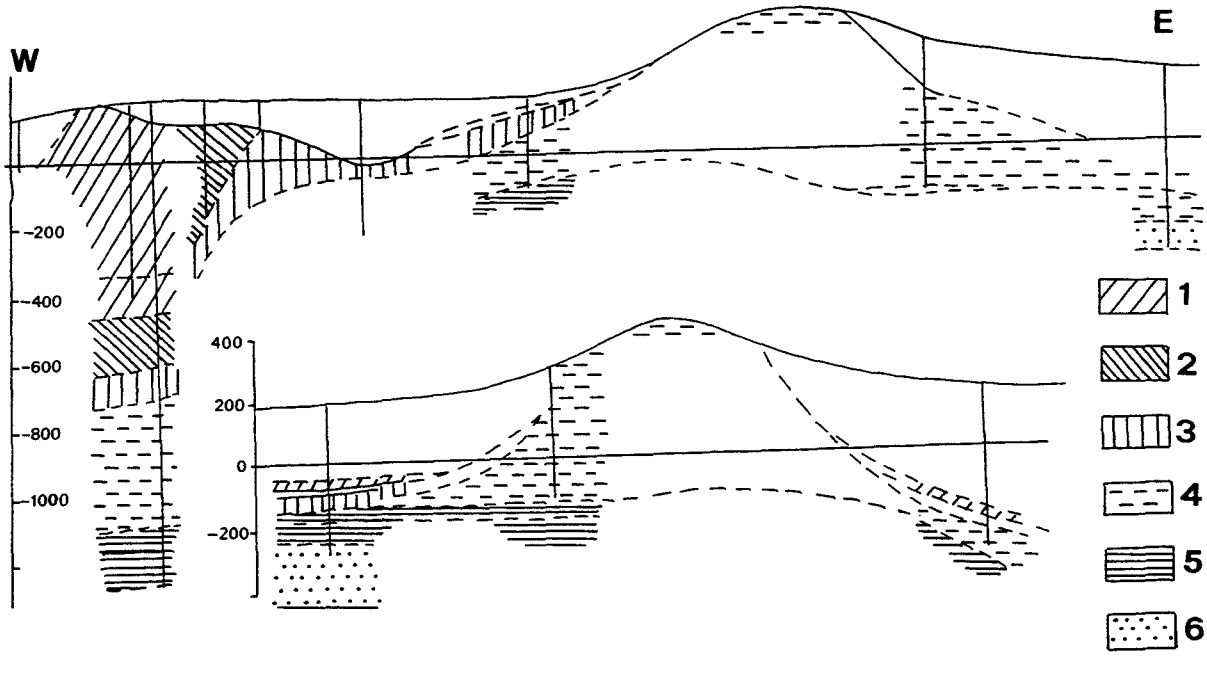
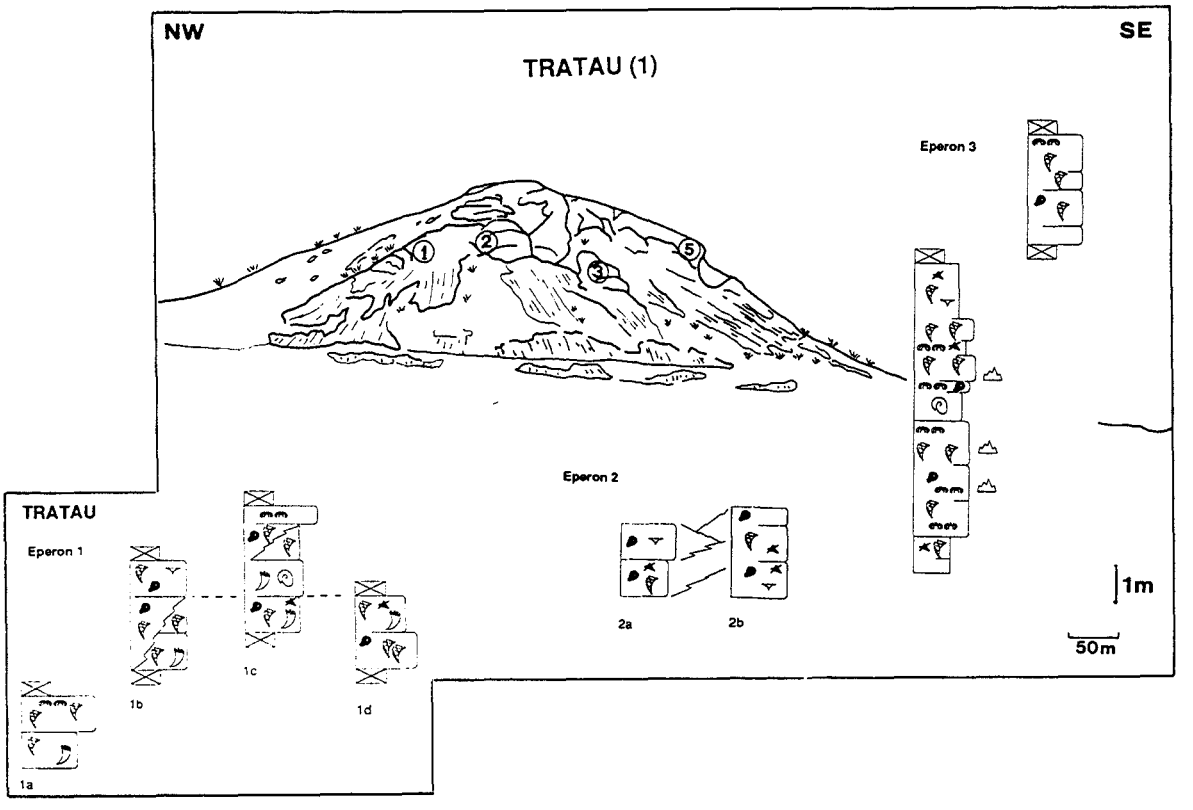
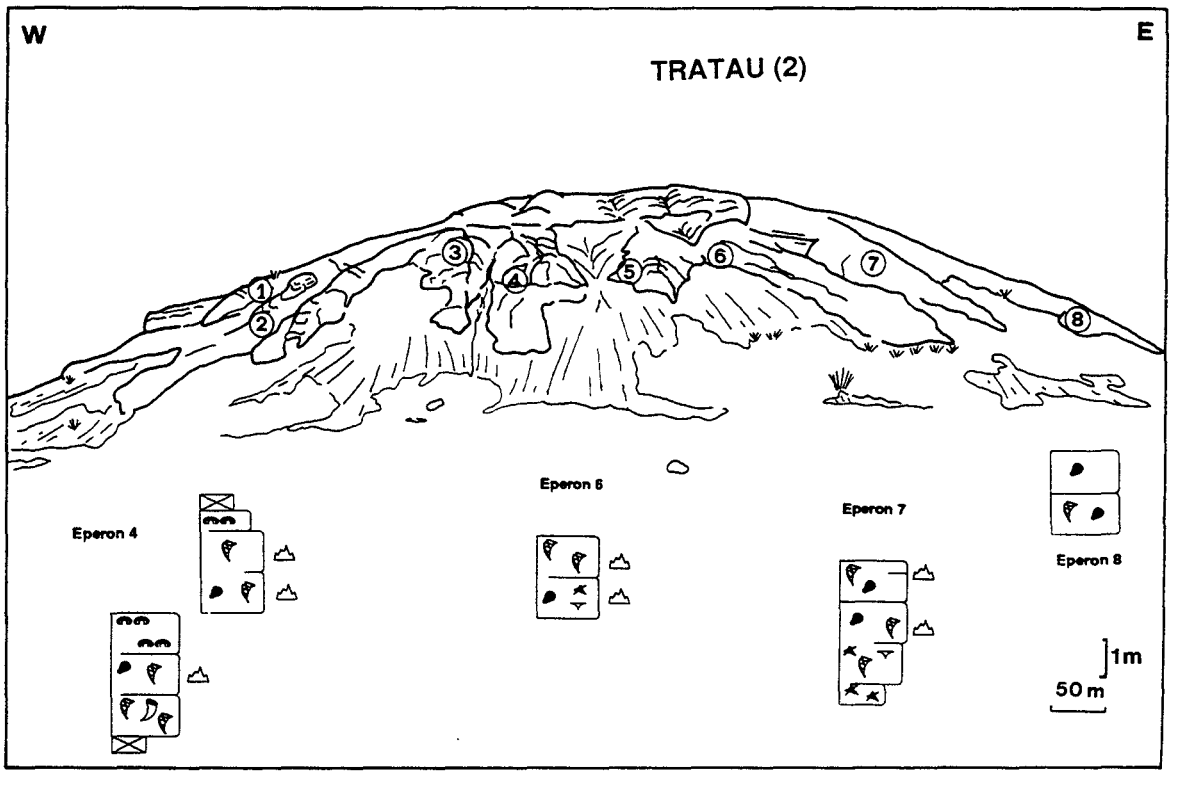


Fig. 4.5 : Section géologique transversale du massif de Tratau suivant une orientation W-E (Oural sud, Russie), d'après Shamov (1984).

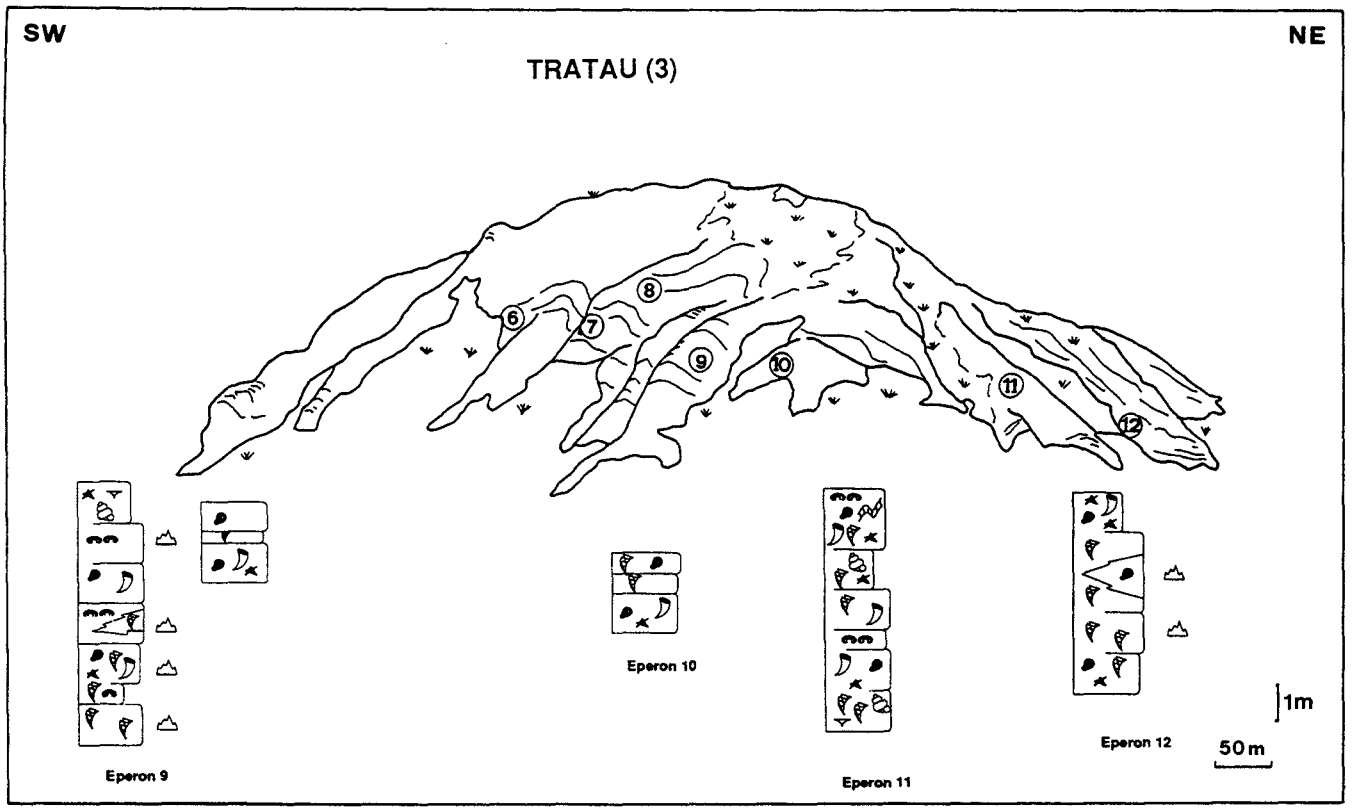
Fig. 4.5: Diagrammatic cross-section of the Tratau hill (southern Urals; after Shamov, 1984).



Figs. 4.6 : Représentation schématique de l'affleurement de Tratau suivant un plan N060 ; localisation des éperons jalonnant le massif et distribution des coupes sédimentologiques effectuées le long des éperons.
Figs. 4.6: Drawings exhibiting different faces of the Tratau hill according to different views (N 060°), and location of measured stratigraphical sections.



Figs. 4.7 : Représentation schématique de l'affleurement de Tratau suivant un plan N170; localisation des éperons jalonnant le massif et distribution des coupes sédimentologiques effectuées le long des éperons.
Figs. 4.7: Drawings exhibiting different faced of the Tratau hill according to different views (N 170°), and location of measured stratigraphical sections.



Figs. 4.8 : Représentation schématique de l'affleurement de Tratau suivant un plan N135; localisation des éperons jalonnant le massif et distribution des coupes sédimentologiques effectuées le long des éperons.
Figs 4.8: Drawings exhibiting different faces of the Tratau hill according to different views (N 135°), and location of measured stratigraphical sections.

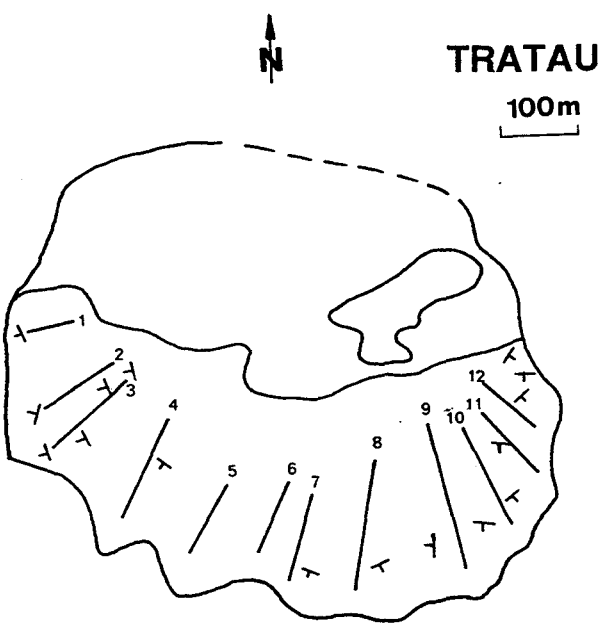


Fig. 4.9 : Orientation des plans de stratification mesurés le long des différents éperons du massif de Tratau .
Fig. 4.9: Strikes and dips of bedding surfaces from measured sections in the Tratau hill (southern Urals).

Coupe 1 (éperon 3, fig. 4.10) : de 10 m de puissance, levée à flanc de colline, sur l'éperon 3. Elle est constituée de bancs calcaires peu stratifiés et d'épaisseur métrique à pluri-métrique. Les bancs présentent une orientation N050°.

Coupe 2 (éperon 9, fig. 4.11) : d'une puissance de 10 m, et levée sur l'éperon 9. Elle est constituée de bancs calcaires massifs, métriques à pluri-métriques. Les bancs sont pratiquement horizontaux et présentent une orientation de N060°.

Coupes 3a et 3b (éperon 12, figs. 4.12 et 4.13) : deux coupes, distantes d'une dizaine de mètres, ont été levées sur cet éperon. Elles permettent de mettre en évidence des variations latérales de faciès. Elles sont constituées de calcaires massifs métriques à pluri-métriques, qui évoluent suivant la verticale vers des calcaires stratifiés en bancs décimétriques à métriques.

Coupe 4 (Mali-Shikhan, fig. 4.14) : d'une puissance de 10 m, correspond à un affleurement situé à proximité de Tratau. Elle est composée de dépôts carbonatés d'âge Artinskien intercalés entre des marnes brunes.

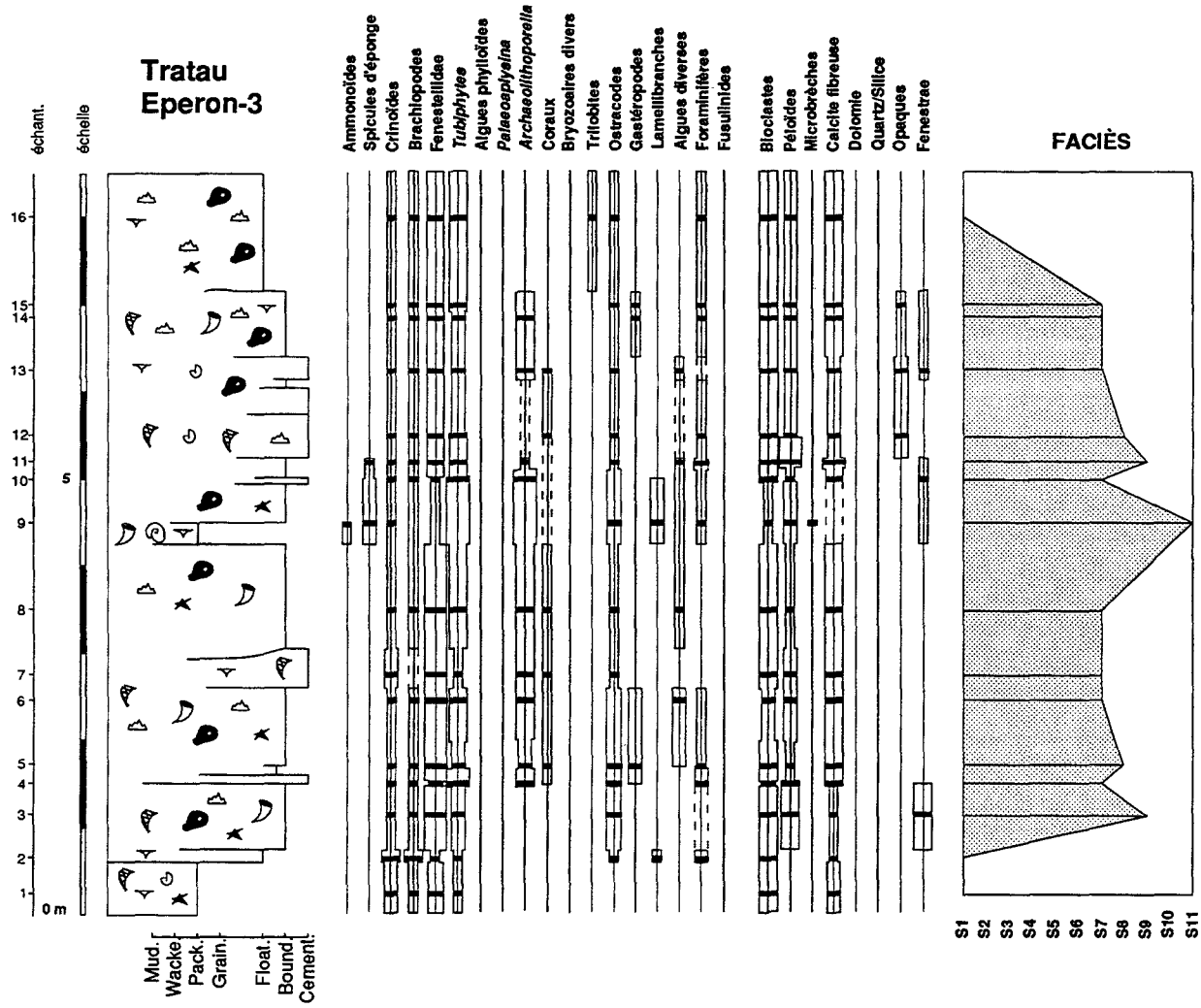


Fig. 4.10: Affleurement de Tratau, éperon 3 (Oural sud, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle.
Fig. 4.10: Sedimentological column and sequential analysis of the Tratau-3 section (southern Urals).

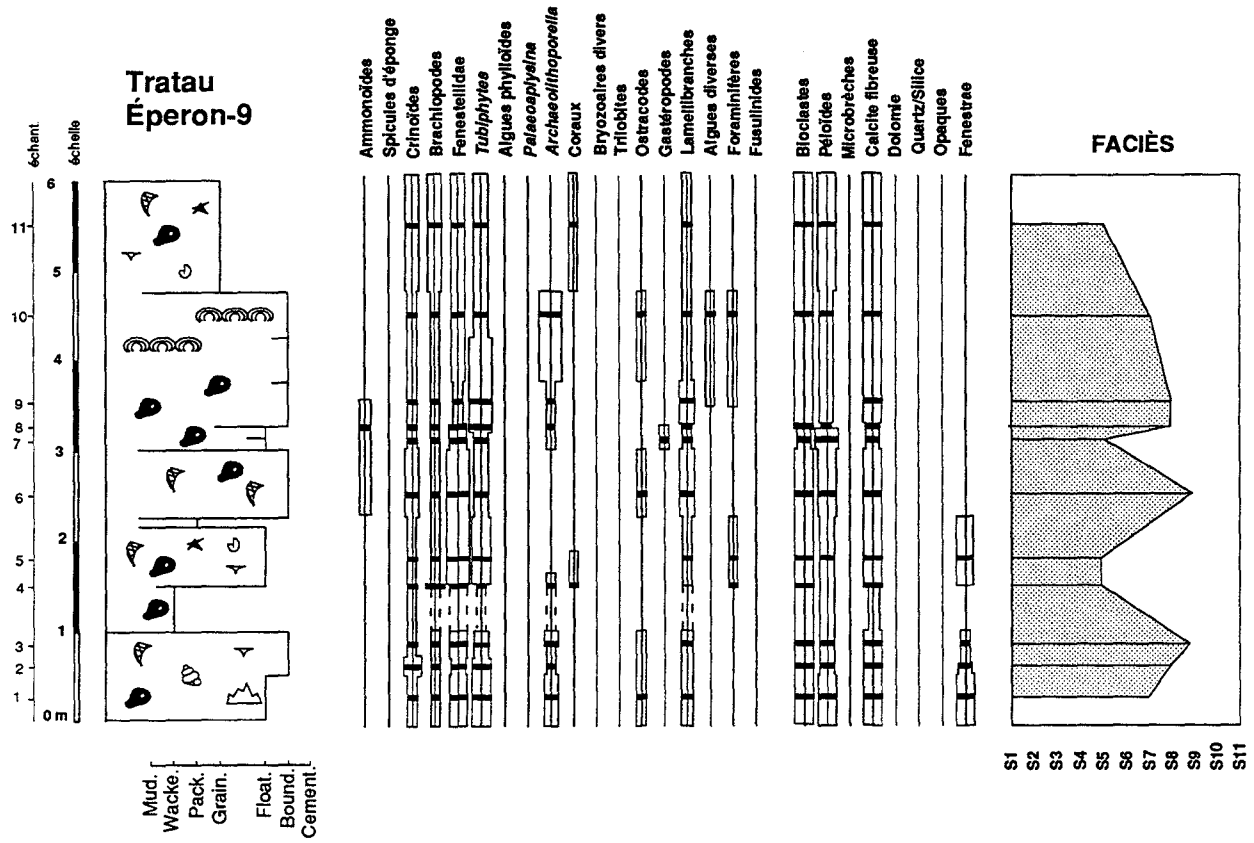


Fig. 4.11 : Affleurement de Tratau, éperon 9 (Oural sud, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle.

Fig. 4.11: Sedimentological column and sequential analysis of the Tratau-9 section (southern Urals).

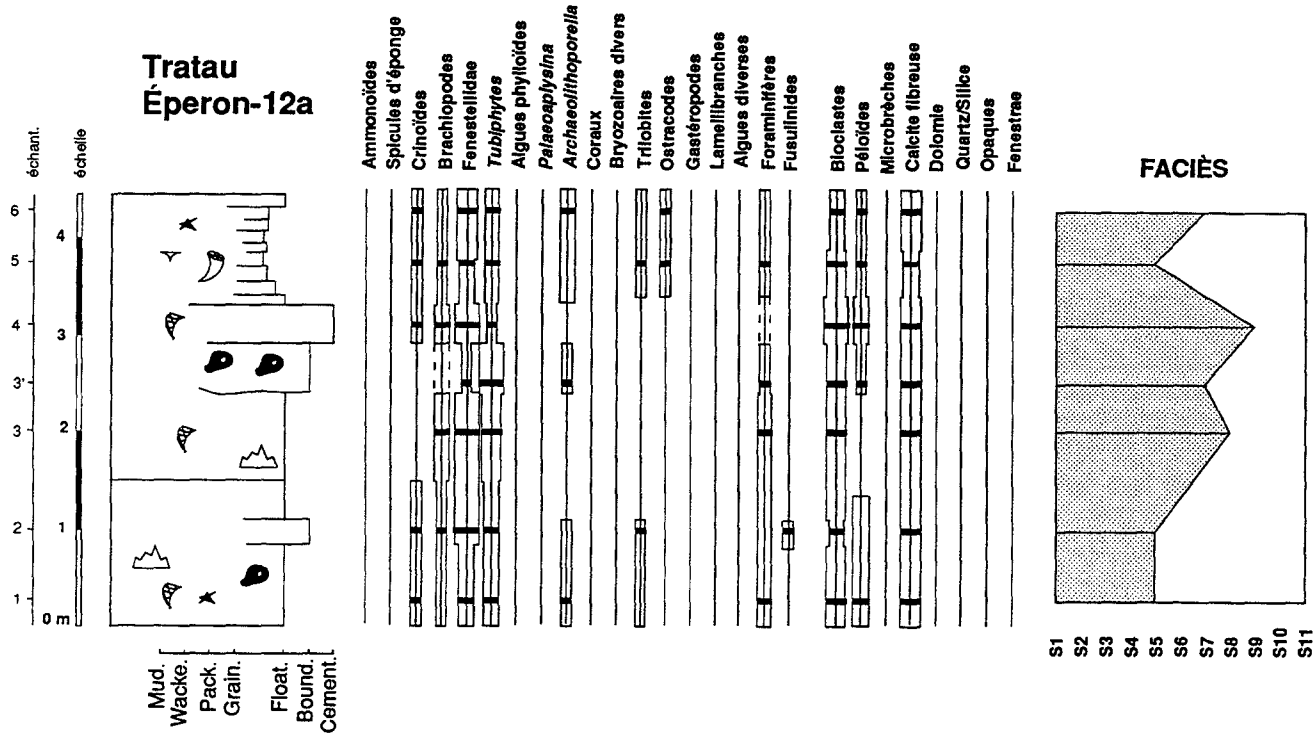


Fig. 4.12 : Affleurement de Tratau, éperon 12 (Oural sud, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle.

Fig. 4.12: Sedimentological column and sequential analysis of the Tratau-12a section (southern Urals).

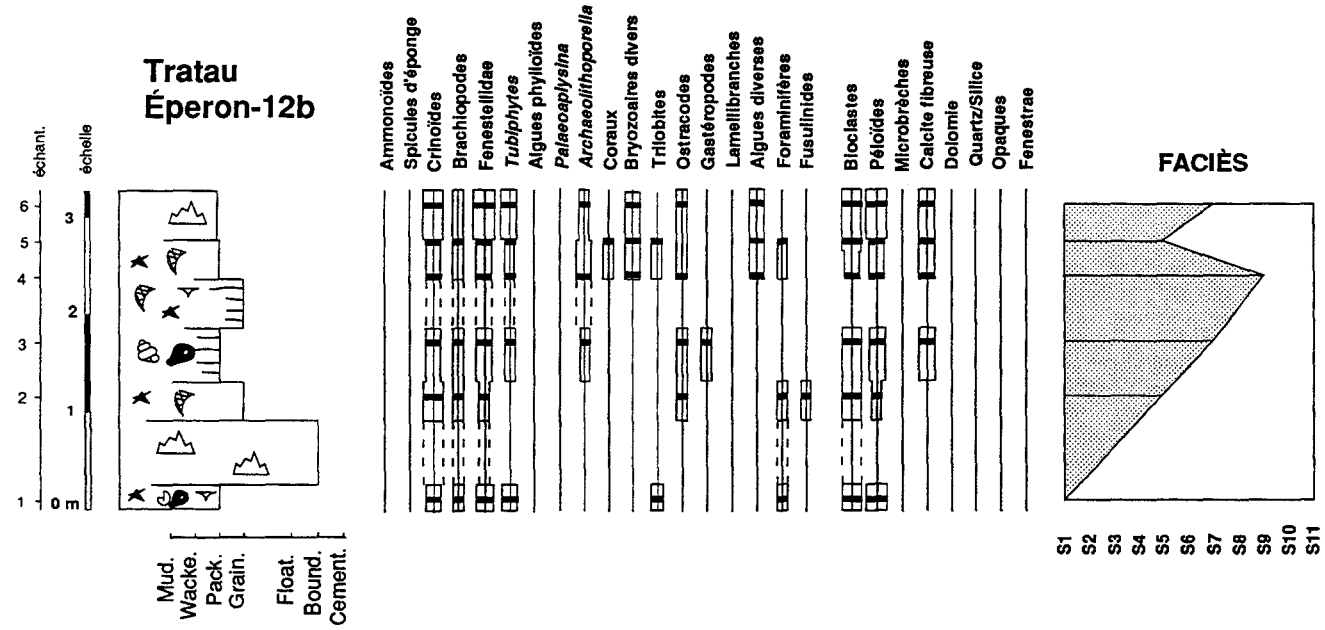


Fig. 4.13 : Affleurement de Tratau, éperon 12b (suite) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle.

Fig. 4.13: Sedimentological column and sequential analysis of the Tratau-12b section (southern Urals).

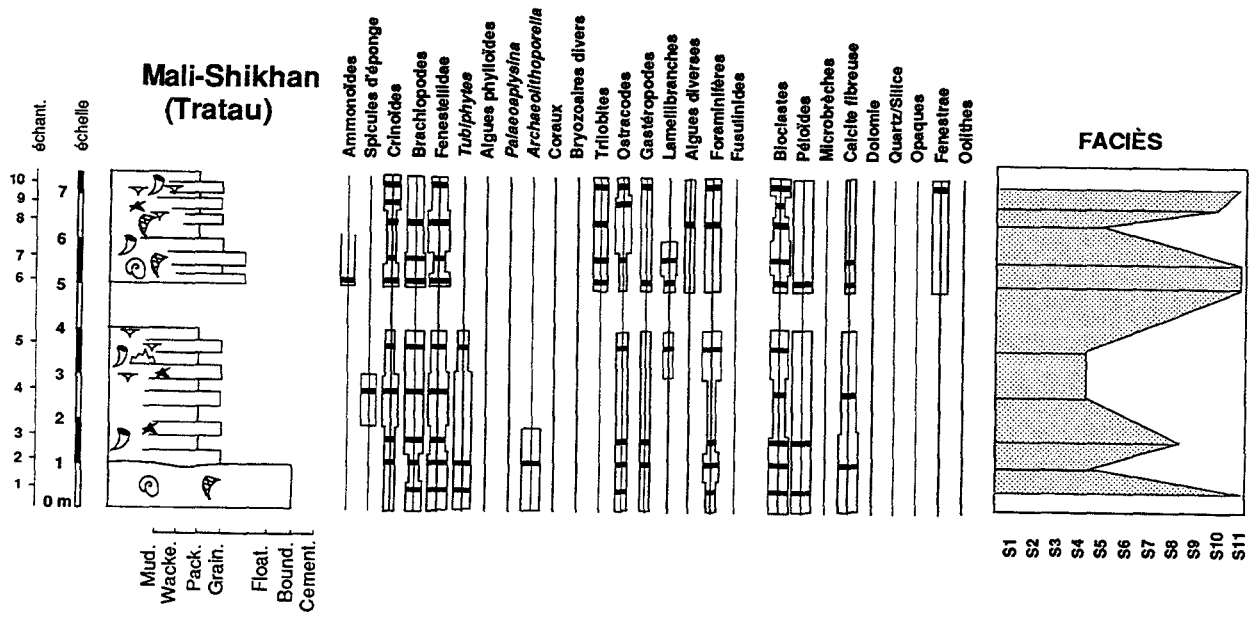


Fig. 4.14 : Affleurement de Mali-Shikhan (Oural sud, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle.

Fig. 4.14: Sedimentological column and sequential analysis of the Mali-Shikhan section (southern Urals).

- Shikhan Shaktau

Le shikhan Shaktau se situe à une dizaine de kilomètres au nord de Tratau, et à 10 km à l'est de la ville de Sterlitamak (fig. 4.1). Son hauteur initiale de 210 m, au dessus du niveau de la rivière Belaya, a été considérablement réduite au cours de son exploitation. Il affleure en carrière dont seuls trois niveaux d'exploitation sont encore accessibles. Ce shikhan, de 1,3 km de long, est l'un des plus importants du complexe bioconstruit de Sterlitamak. Il contient des dépôts d'âge Assélien, Sakmarien, Artinskien et Kungourien datés grâce aux ammonoïdes, aux foraminifères et aux coraux (Koroluyk & Kirillova, 1973; Rauser-Chernoussova *et al.*, 1977; Koroluyk, 1985; ICPSW.P, 1991; Rauser-Chernoussova *et al.*, 1991; Chuvashov *et al.*, sous presse).

Plusieurs coupes ont été levées sur les trois paliers de la carrière, qui permettent d'illustrer les domaines encore affleurants de la bioconstruction (fig. 4.15). L'agencement des paliers permet d'accéder au coeur de la bioconstruction, sur les flancs et au sommet de celle-ci. Les marnes brunes d'âge Artinskien affleurent au niveau du troisième palier.

Coupe 1 (fig. 4.16) est levée suivant l'horizontale tout le long du palier inférieur de la carrière. L'aspect peu stratifié des bancs rend complexe la prise des mesures d'orientation et de pendage des couches. Cependant, les extrémités septentrional et méridional de la carrière sont stratifiées. La coupe C.1 permet d'accéder au coeur et aux flancs de la bioconstruction; leurs dépôts y sont datés de l'Assélien et du Sakmarien.

Coupe 2 (fig. 4.17) correspond à l'observation du second palier de la carrière, et est levée suivant le même procédé que celui évoqué pour le palier antérieur. Elle montre également une succession, depuis le bord sud vers le bord nord du front de taille, de calcaires stratifiés, puis de calcaires massifs sans stratification nette, et de calcaires à nouveau stratifiés. La coupe C.2 montre des dépôts correspondant au coeur de la bioconstruction, datés de l'Assélien au sud de la carrière et du Sakmarien supérieur vers le nord-ouest.

Coupe 3 (figs. 4.18, 4.19) correspond au dernier palier d'exploitation de la carrière. Elle représente un levé de dépôts calcaires stratifiés (Sh.1), réalisé suivant la verticale sur une épaisseur de 11 m. Ce levé a été complété par une étude des variations latérales de faciès sur un front de la carrière d'une centaine de mètres de long. La coupe C.3 donne accès aux flancs de la bioconstruction. Ces dépôts sont d'âge Sakmarien inférieur.

Coupe 4 (fig. 4.20) correspond également au troisième palier de la carrière, et se localise plus précisément sur le bord septentrional du front de taille. La coupe C.4 montre, sur une épaisseur de 9 m et selon la verticale, la transition de calcaires massifs vers des calcaires lités peu épais de couleur ocre, qui sont surmontés par des marnes brunes d'âge Artinskien. Elle correspond à la transition entre les faciès du toit de la bioconstruction et les dépôts marneux de couverture (Sh. 2).

Coupe 5 (fig. 4.21), d'une puissance de 6 m, appartient également au troisième palier de la carrière, et correspond à la transition entre des calcaires massifs et des marnes artinskiennes contenant des niveaux calcaires stratifiés (Sh. 3; C.5).

Coupe 6 (fig. 4.22); aucune coupe n'a été levée sur la partie méridionale du front de taille, appartenant au troisième palier de la carrière. Cet affleurement (C.6) montre, suivant la verticale, des alternances marno-calcaires qui passent, latéralement, à des calcaires massifs d'âge Assélien. Les marnes artinskiennes, qui affleurent sur 10 m de haut, sont surmontées par des dépôts évaporitiques d'âge Kungourien.

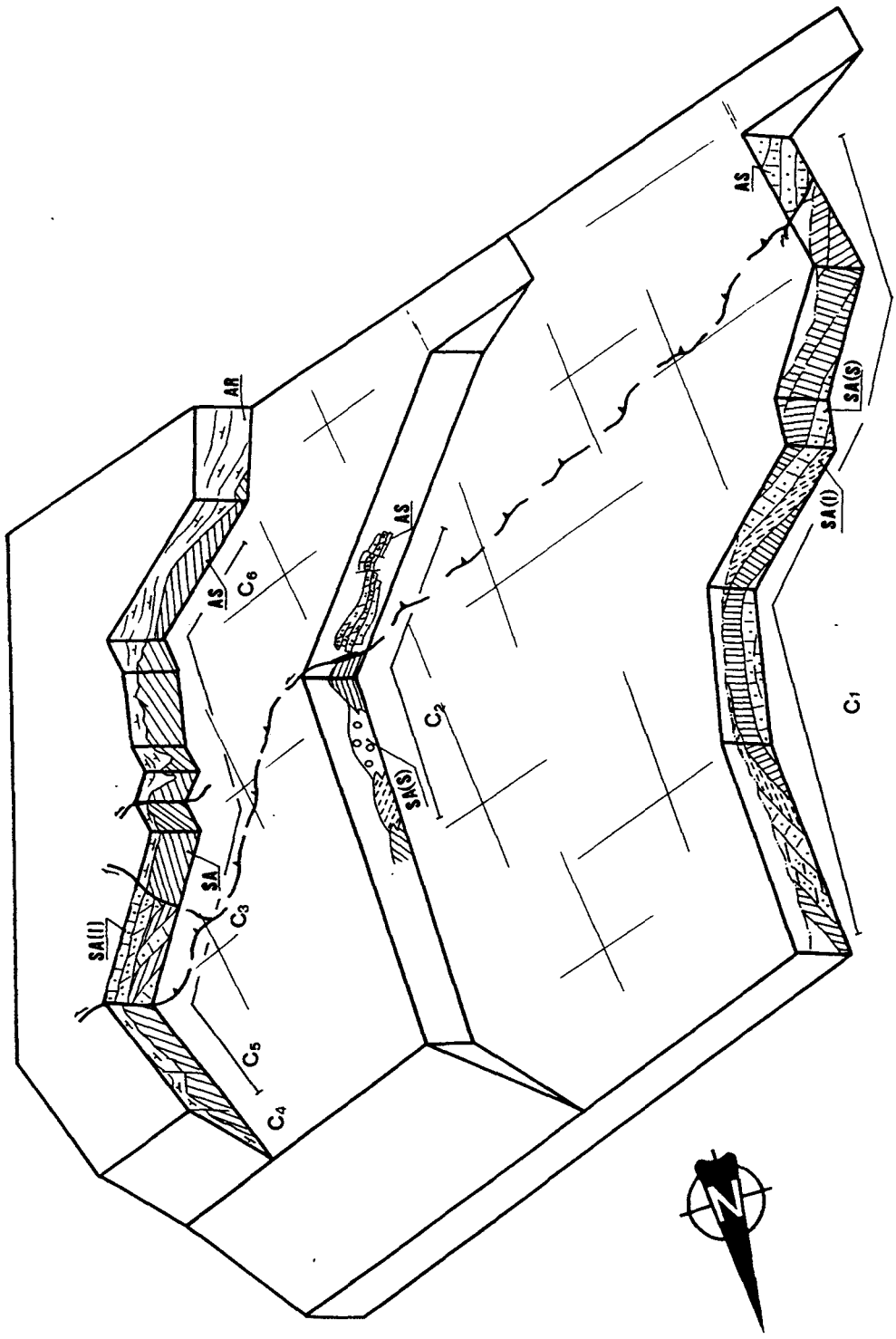


Fig. 4.15 : Distribution des faciès et de leur datation sur les trois paliers de la carrière de Shaktau; AS, Assélien; SA(I), Sakmarien inférieur; SA(S), Sakmarien supérieur; AR, Artinskien; C1 à C6, coupes levées dans la carrière.
Fig. 4.15 : Facies relationships in the third floors of the Shaktau open quarry; AS, Asselian; SA(I), lower Sakmarian; SA(S), upper Sakmarian; AR, Artinskian; C1 to C6, measured sections in the open quarry.

Fig. 4.16 : Premier palier de la carrière Shaktau (épaisseur 12 m) et localisation des échantillons.
Fig. 4.16 : Drawing showing the first floor of the Shaktau quarry (12 m thick) and location of samples.

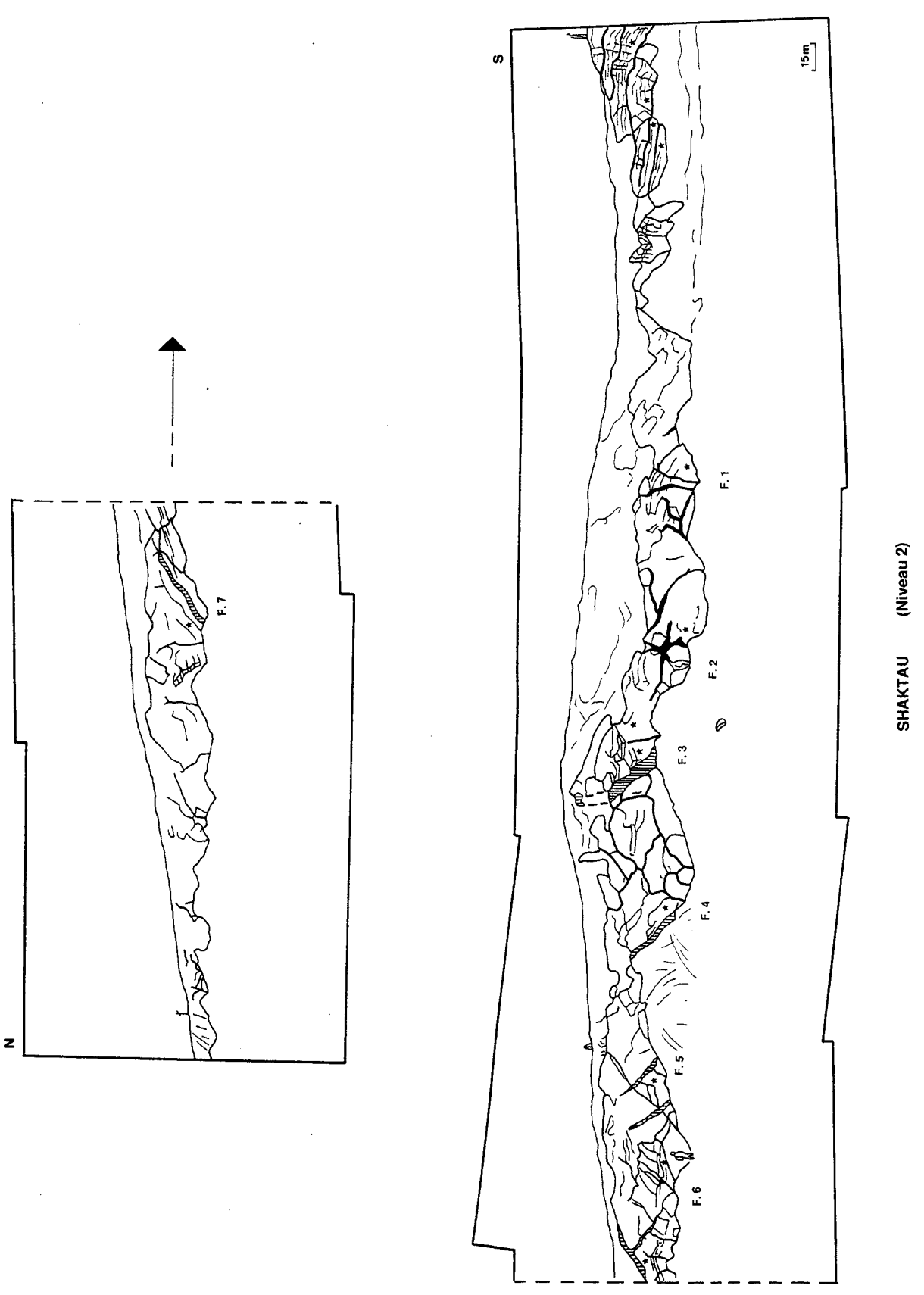


Fig. 4.17 : Deuxième palier de la carrière de Shaktau (épaisseur 12 m) , localisation des échantillons et position des principales fractures traversant la bioconstruction.

Fig. 4.17 : Drawing showing the second floor of the Shaktau quarry (12 m thick), and location of samples and fracture network.

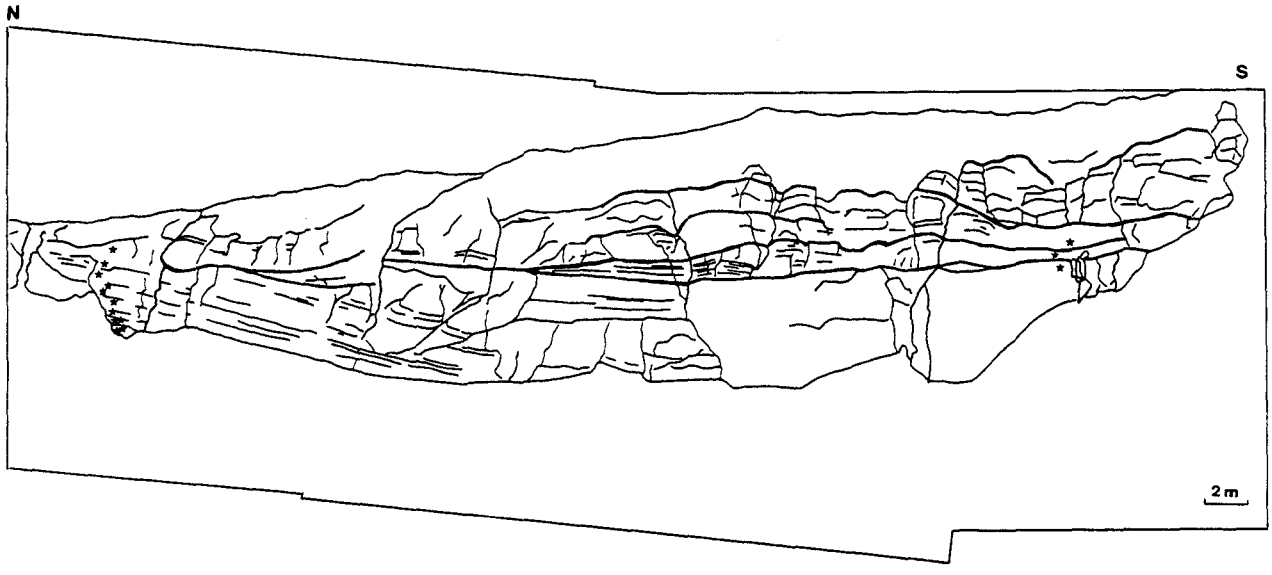


Fig. 4.18 : Affleurement localisé sur la bordure septentrionale du troisième palier de la carrière Shaktau (épaisseur 12 m) et localisation des échantillons; coupe C.3; Sh.1.
Fig. 4.18 : Drawing showing the northern side of the third floor in the Shaktau quarry (12 m thick) and location of samples; C.3 section (Sh.1).

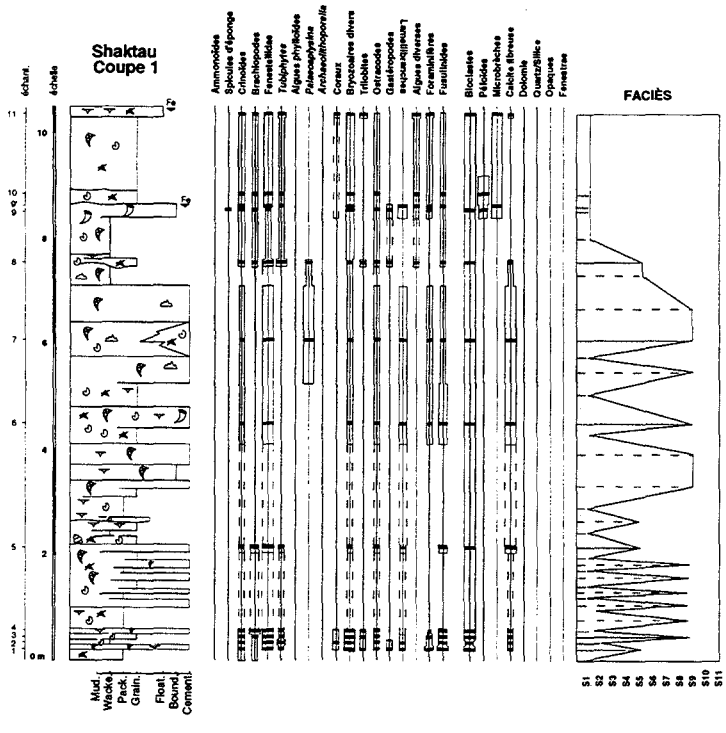


Fig. 4.19 : Affleurement localisé sur la bordure septentrionale du troisième palier de la carrière Shaktau : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (Sh.1).
Fig. 4.19 : Outcrop located on the southern side of the third floor in the Shaktau quarry. Sh.1 sedimentological column and sequential analysis of the Shaktau outcrop (central Urals).

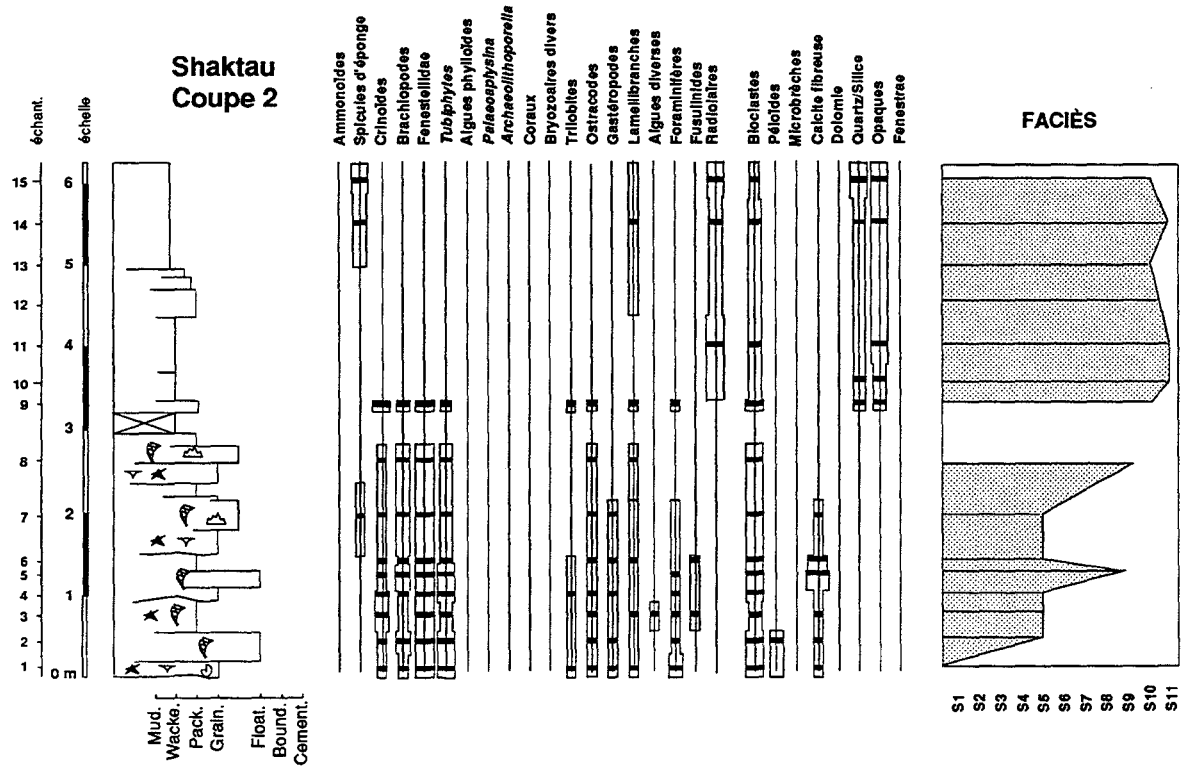


Fig. 4.20 : Affleurement localisé sur le troisième palier de la carrière Shaktau : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (Sh.2).

Fig. 4.20 : Outcrop located on the third floor of the Shaktau quarry. Sh.2, sedimentological column and sequential analysis of the Shaktau outcrop (central Urals).

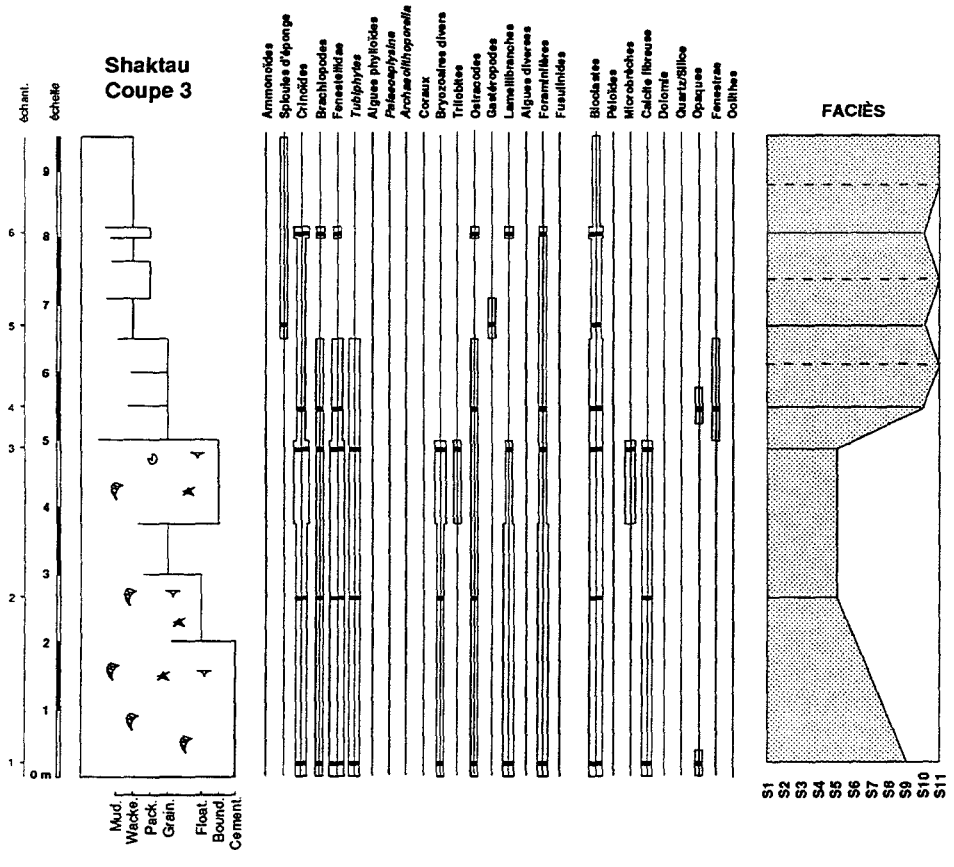


Fig. 4.21 : Affleurement localisé sur la bordure sud du troisième palier de la carrière Shaktau (Oural sud, Russie): coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (Sh.3).

Fig. 4.21 : Outcrop located on the southern side of the third floor in the Shaktau quarry. Sh.3, sedimentological column and sequential analysis of the Shaktau outcrop (central Urals).

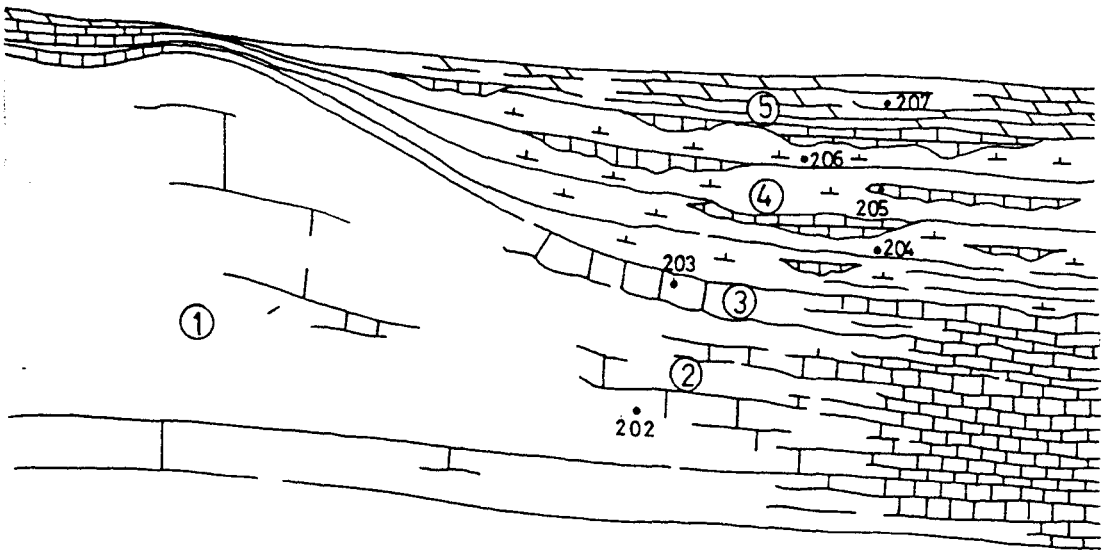


Fig. 4.22 : Argiles artinskiennes et relation avec l'encaissant carbonaté (troisième palier de la carrière Shaktau); 1) calcaire massif composé de cementstones à bryozoaires; 2) grainstones et packstones à crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires et orthoceratidae; 3) brèche; 4) mudstones à spicules d'éponges et ammonoïdes; 5) faciès dolomitique.
Fig. 4.22: Drawing showing a view of the third floor of the Shaktau quarry, in which the relationships of the Artinskian marls surrounded by carbonate sediments is illustrated; 1) massif limestones composed of bryozoan cementstones, 2) grainstones and packstones rich in crinoids, brachiopods, bryozoans and orthoceratids, 4) breccia, 5) mudstones rich in sponge spicules and ammonoids, and 5) dolomite facies.

4.2 Description et interprétation des faciès

Onze faciès (S) ont été individualisés pour les shikhany Tratau et Shaktau. Ils s'organisent suivant une polarité proximale-distale, et sont regroupés au sein d'une séquence virtuelle. Les faciès S.1, S.2, S.4 et S.5 correspondent à des faciès de flancs de bioconstructions, de semelle ou encore à des faciès de plate-forme. Les faciès S.3, S.6, S.7, S.8 et S.9 sont bioconstruits. Enfin, les faciès S.10 et S.11 correspondent à des faciès de flanc ou encore de talus en aval de la bioconstruction.

Grainstones-packstones à bioclastes divers (S.1)

Ce faciès affleure en bancs, tabulaires et lenticulaires, de 0,1 à 0,5 m d'épaisseur. Ces bancs présentent une base érosive, un granoclassement normal, des laminations planes parallèles et obliques en auge. Le sommet, perturbé par des bioturbations, montre quelques rides de vagues symétriques. Quatre microfaciès peuvent être individualisés au sein de ce faciès :

Grainstones-packstones à algues Dasycladaceae (S.1a)

Il s'agit de grainstones et packstones à algues calcaires, bryozoaires, foraminifères, échinodermes, brachiopodes, lamellibranches et *Tubiphytes* (pl. IV, fig. 1; pl. VI, fig. 1). Les algues sont représentées par des *Epimastopora*, *Osagia*, *Aoujgalia* et autres. Elles présentent des thalles millimétriques à centimétriques. Les bioclastes sont fortement fragmentés et micritisés. Leur taille moyenne varie de 0,5 à 6 mm. Ils représentent plus de 20% modal du sédiment.

Grainstones à packstones à fusulinides, brachiopodes et coraux (S.1b)

Il s'agit de grainstones et packstones à foraminifères, échinodermes, coraux, algues, bryozoaires, ostracodes, ammonoïdes, brachiopodes, gastéropodes et *Tubiphytes* (pl. IV, fig. 2; pl. VI, fig. 2). Ces bioclastes sont souvent encroûtés par des foraminifères. Les algues sont représentées par des *Epimastopora*, *Pseudoepimastopora*, *Paraepimastopora*, *Stacheoides*, *Fourstonella* et *Globuliferoporella*. Les foraminifères sont abondants et diversifiés (*Boultonia*, *Bradyina*, *Calcivertella*, *Calcitornella*) et comptent parmi eux de nombreuses fusulines (*Pseudofusulina*, *Rugosofusulina*, *Eoparafusulina*, *Parafusulina*, *Sphaeroschwagerina*, *Staffella*; Vachard, commun. pers.). La taille des fusulines oscille entre 150 µm et plusieurs millimètres (2 à 3 mm). Les fusulines sont bien préservées ou cassées. Elles représentent parfois plus de 60% modal du sédiment. Les ostracodes et les brachiopodes, à valves jointes ou désarticulés, sont orientés parallèlement au plan de stratification et soulignent les laminations grossières du faciès. Les bioclastes sont grossiers et mal classés, depuis 50 µm jusqu'à plusieurs millimètres, voire centimètres. Le taux de fragmentation est très variable. Les bryozoaires et échinodermes sont les plus fragmentés, et les fusulines et les brachiopodes le sont moins. Les bioclastes sont fortement micritisés. Les ciments peuvent constituer parfois plus de 20% modal du sédiment.

Grainstones à packstones bioclastiques (S.1c)

Il s'agit de grainstones et packstones à bryozoaires, brachiopodes, échinodermes, mollusques (lamellibranches et gastéropodes), foraminifères (*Climacammina*, *Earlandia*, *Endothyra*, *Geinitzina*, *Globivalvulina*, *Lasiodiscus*, *Lasiotrochus*, *Meandrospira*, *Melasiodiscus*, *Nodosaria*, *Tetrataxis*, *Tolypammina*, *Syzrania* et fusulinides; Vachard, commun. pers.) et algues (pl. IV, fig. 1; pl. VI, fig. 3). Parmi les pseudo-algues, algues et *Problematica*, on retrouve *Osagia*, *Aoujgalia*, beresselles, *Epimastopora*, *Undgarella*, *Archaeolithoporella* et *Tubiphytes*. Les brachiopodes, à figure géotrope, sont caractérisés par un remplissage micritique différent de la matrice encaissante. D'autres éléments allochimiques fréquents sont illustrés par des péloïdes et des intraclastes. Ces derniers sont de taille millimétrique, sub-anguleux et composés de wackestones/packstones à ostracodes, algues et foraminifères. Les bioclastes orientés dans le plan de stratification soulignent des laminations obliques en auge.

Grainstones et packstones à crinoïdes, brachiopodes et *Tubiphytes* (S.1d)

Il s'agit de grainstones et packstones à crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires, lamellibranches, *Tubiphytes*, foraminifères, ostracodes, coraux rugueux et quelques rares *Palaeoaplysina* (pl. VI, fig. 4). Les échinodermes, entourés d'une enveloppe micritique, présentent un diamètre de 2 à 3 mm. Ils sont désarticulés, parfois fragmentés et orientés dans le plan de stratification. *Tubiphytes obscurus* Maslov 1956 encroûte les bryozoaires et les lamellibranches. Les bryozoaires, les brachiopodes et les lamellibranches sont souvent microperforés et fragmentés (pl. VIII, fig. 1). Les bioclastes sont mal classés.

La base érosive des bancs, les laminations planes, obliques en auge, les rides asymétriques en sommet de bancs, la grande diversité taxonomique, les intraclastes anguleux, et le taux de fragmentation élevé des bioclastes renseignent sur le remaniement et le transport des bioclastes et témoignent des conditions de forte énergie. Ces faciès sont probablement générés par l'action des vagues de beau temps en domaine de shoreface, et forment une géométrie de barres hydrauliques.

Le microfaciès S.1a est caractérisé par des algues à faible diversité taxonomique. Le transport des bioclastes semble modéré. Ces algues pourraient éventuellement se fixer sur un support mobile dans des conditions de taux de sédimentation élevé, comme c'est le cas pour quelques algues

vertes calcaires actuelles (Tucker & Wright, 1990). L'habilité de ces algues à coloniser un substrat mobile leur permet d'occuper des sédiments que d'autres organismes ne peuvent envahir, et de participer à la formation du relief positif des barres hydrauliques et des bioconstructions. Ces packstones et grainstones pourraient se développer dans la zone d'action des vagues permanentes. Les résidus bioclastiques peuvent être parfois transportés vers des domaines de plus faible énergie, situés sous la zone d'action des vagues de beau temps, ou vers des domaines protégés en arrière des barres bioclastiques. La bathymétrie du faciès semble relativement faible : selon Flügel (1982), les algues vertes Dasycladaceae se développent dans des eaux tropicales à subtropicales, et sont restreintes à des environnements de faible profondeur, généralement inférieurs à 5 m. De telles interprétations sont appuyées par Morin *et al.* (1994) dans le bassin du Sverdrup (Arctique Canadien).

Le microfaciès S.1b montre une grande variété de bioclastes, ce qui implique un mélange taphonomique important et témoigne de la connection avec le milieu marin ouvert. Les intraclastes, composés essentiellement d'algues et d'ostracodes, témoignent du remaniement de sédiment provenant d'un autre domaine de la plate-forme, plus restreint.

Le microfaciès S.1c est assimilé aux accumulations de fusulines qui se déposent dans un milieu peu profond (Ross, 1969, 1992).

Enfin, le microfaciès S.1d dominé par des échinodermes pourrait résulter du remaniement et transport des bioclastes vers des domaines de plus forte énergie.

Floatstones à coraux et crinoïdes (S.2)

Ce faciès (pl. IV, fig. 3) correspond à de petites colonies de coraux rugueux cassés, d'une vingtaine de centimètres de diamètre, et immergées dans une matrice composée de crinoïdes désarticulés. Localement, les petites bioconstructions coralliennes sont démantelées et retournées. Elles préservent des cavités sous-jacentes pluri-centimétriques générant des effets d'ombrelle. D'autre part, le plancher des cavités est recouvert par des accumulations de crinoïdes.

Les petites bioconstructions sont recoupées par un système de fractures à parois irrégulières et contours diffus. Le remplissage micritique sombre contient également de nombreuses valves d'ostracodes. Ces valves sont généralement disjointes, fines et de petite taille (de 50 à 150 µm). La matrice micritique est traversée par des stylolites où s'accumulent des oxydes de fer.

Des bioconstructions coralliennes démantelées et immergées dans une matrice bioclastique témoignent de fortes conditions d'énergie du milieu, ayant favorisé la fragmentation des bioclastes et la remobilisation des petites structures bioconstruites. Les résidus carbonatés cassés peuvent être ensuite transportés vers des domaines de plus faible énergie, où le lavage devient insuffisant pour entraîner la disparition de la composante micritique, parfois observée dans le faciès. Ces fragments initialement bioconstruits semblent se déposer sur les pentes d'une bioconstruction, dont le toit se situe dans la zone d'action des vagues permanentes qui en facilite le démantèlement. La matrice micritique sombre, riche en ostracodes qui apparaît en remplissage des réseaux de fracture, semble provenir d'un milieu restreint protégé. Son existence est probablement postérieure aux floatstones à coraux, dont l'induration est nécessaire avant la fracturation.

Framestones à coraux (S.3)

Ce faciès se manifeste sous la forme de lentilles de coraux coloniaux, de 2 à 3 m d'extension pour 0,2 à 0,5 m de haut. Les coraux coloniaux sont immergés dans une matrice bioclastique (pl. IV, figs. 4-5; pl. VI, fig. 5).

Les framestones à coraux coloniaux sont associés à des *Palaeoaplysina*, des bryozoaires

(Fenestellidae, Fistuliporidae et Rhomboporella), des *Tubiphytes*, des brachiopodes, des fusulines et des échinodermes. Les bryozoaires et *Tubiphytes* qui les encroûtent apparaissent parfois en position de vie entre les coraux. Ces lentilles bioconstruites à coraux sont traversées par des fractures et comblées, ainsi que les porosités intraparticulaires des coraux, par une matrice micritique sombre. Les bioclastes associés aux coraux sont souvent fragmentés, mal classés et leur taille varie de 0,25 à 2 mm.

La structure rigide générée par les coraux est adaptée aux domaines d'énergie élevée. Ces conditions sont confirmées par l'abondance des bioclastes piégés dans les anfractuosités des colonies à coraux. L'agitation du milieu de dépôt peut être comparée à la turbulence des zones récifales actuelles, où les coraux forment de petites colonies de dimension variable qui évoluent depuis de petites bioconstructions jusqu'aux lentilles bioconstruites pluri-métriques (Longman, 1981). Cet environnement de dépôt est dominé par des organismes constructeurs spécialisés.

Floatstones à *Palaeoaplysina* (S.4)

Les lentilles à *Palaeoaplysina* peuvent présenter une puissance de 5 m, et plusieurs dizaines à centaines de mètres d'extension latérale. Les bioclastes orientés dans le plan de stratification soulignent la lamination du sédiment.

Ce faciès présente les mêmes caractéristiques que celles du faciès CC.4 avec, cependant, la présence de fragments de trilobites, de nombreux *Tubiphytes* et d'algues Dasycladaceae (*Epimastopora*). Les *Tubiphytes*, les bryozoaires et les foraminifères peuvent fréquemment encroûter les parois des *Palaeoaplysina* fragmentées. Ces bioclastes sont souvent associés à une matrice micritique.

D'ailleurs, les bioclastes cassés pourraient provenir du démantèlement de faciès bioconstruits à *Palaeoaplysina*. Ils sont ensuite transportés vers des domaines d'énergie plus calme riches en matrice micritique. On les trouve fréquemment sur les flancs ou en arrière des bioconstructions en milieu protégé.

Floatstones à bioclastes divers (S.5)

Ce faciès de floatstones bioclastiques à stromatactis (pl. VI, fig. 6) apparaît sous forme de lentilles, d'épaisseur décamétrique et de longueur pluri-métrique. Le pendage de la stratification est de 40° et le plancher des stromatactis est horizontal. Ces cavités montrent un toit digité, et sont remplies de ciments fibro-radiaires et de structures microbiennes semblables aux bothryoïdes. Deux microfaciès ont été différenciés sur base de leur contenu fossile :

Floatstones à bryozoaires et *Tubiphytes* (S.5a)

Il s'agit de floatstones à bryozoaires et *Tubiphytes*, associés accessoirement à des brachiopodes, des échinodermes, *Diplospherina*, des algues, des lamellibranches, des foraminifères, des ostracodes, des coraux, des gastéropodes, des spicules d'éponges et des trilobites (pl. VI, fig. 7). Les Fenestellidae et Fistuliporidae sont dispersés dans la matrice micritique et apparaissent parfois encroûtés par des "bouquets" centimétriques de *Tubiphytes*. Les *Tubiphytes* sont encroûtés par des bryozoaires et des foraminifères. Les échinodermes sont peu fragmentés ou simplement désarticulés, et entourés d'une enveloppe micritique. Les ostracodes et les brachiopodes sont désarticulés et fragmentés. Leurs valves, lorsqu'elles sont jointes, contiennent parfois une matrice lithifiée par une cimentation précoce. Leurs structures géotropes, après transport, sont orientées de manière quelconque dans le plan de stratification. Les coraux sont fragmentés et encroûtés par des foraminifères et des *Tubiphytes*. En général, les bioclastes sont de taille variable, de quelques

centaines de microns à plusieurs centimètres. Ils sont mal classés, fragmentés et orientés parallèlement au plan de stratification. Les *Archaeolithoporella* forment des croûtes autour de certains bioclastes et sur le substrat. Les péloïdes et intraclastes peuvent être très abondants; les intraclastes sont anguleux et constitués d'un sédiment identique à l'encaissant (endoclastes) ou par un grainstone à péloïdes. Ces dépôts sont découpés par des terriers. La porosité interparticulaire est parfois remplie par des ciments fibreux qui comblent les porosités d'ombrelle.

Floatstones à coraux isolés (S.5b)

Il s'agit de floatstones à coraux rugueux, crinoïdes, brachiopodes, *Tubiphytes*, bryozoaires, spicules d'éponges et ammonoïdes. Les coraux isolés sont conservés entiers et couchés dans le plan de stratification. Les brachiopodes sont fréquemment désarticulés. Les crinoïdes sont désarticulés mais peuvent présenter des tiges de plusieurs centimètres de long. Les bioclastes sont faiblement fragmentés, mal classés, et leur taille varie de 0,5 à 5 cm. Ils sont orientés parallèlement au plan de stratification. La matrice micritique représente 20 à 50% modal.

La fragmentation des bioclastes, et la présence de sédiments reliques dans les bioclastes poreux impliquent un démantèlement et un transport sélectif. Les endoclastes anguleux caractérisent un transport faible et témoignent de la proximité de leur source. La fragilité des bryozoaires (Bigey, 1986) permet d'expliquer l'abondance de leur débris. Les floatstones les plus éloignés du coeur des bioconstructions présentent des taux de fragmentation supérieurs. D'autre par, selon Cuffey (1977), les bryozoaires, seuls ou associés à d'autres groupes fossiles, sont susceptibles de contribuer à la formation de résidus. Newell *et al.* (1953) et Smith (1981) montrent également que les fragments bioclastiques sont accumulés sur le fond marin et, lorsqu'ils sont associés à des bioconstructions, se localisent en leur sommet ou sur leurs flancs. Les figures géotropes sont généralement inclinées et conformes à la stratification.

Les associations de *Tubiphytes*-bryozoaires et de coraux-ammonoïdes se déposent initialement dans des environnements marins situés dans la zone photique mais sous la zone d'action des vagues de beau temps. Les bioclastes, après avoir été démantelés, peuvent être transportés vers des domaines de plus faible énergie pour s'y accumuler en association avec une importante composante micritique. Ils se mettent en place sur les flancs inclinés de plus de 40° de la bioconstruction. Les taux de désarticulation et de fragmentation présentent une relation directe avec la distance parcourue par les débris sur la pente. La pente est indiquée par des structures géotropes, l'agencement des lentilles bioclastiques et leurs structures sédimentaires internes.

Les écoulements de pente s'effectuent probablement avec des bioclastes emballés dans une matrice micritique. La superposition et le recouvrement de grainstones et de cementstones par des floatstones, et la concentration locale des floatstones sur la pente de la bioconstruction témoignent de la viscosité du sédiment qui s'écoule le long d'une pente (Desbordes & Maurin, 1974).

Platestones à *Palaeoaplysina* (S.6)

Ce faciès (pl. V, fig. 2; pl. VI, fig. 8) présente quelques similitudes avec le faciès CC.7 décrit précédemment. Il correspond à des lentilles de platestones à *Palaeoaplysina*, de 2 à 5 m d'épaisseur et plusieurs centaines de mètres d'extension latérale.

Le microfaciès montre des débris de *Palaeoaplysina* allongés dans le plan de stratification. Son biofaciès est variable et composé de nombreuses fusulines, quelques crinoïdes, et accessoirement de bryozoaires, de *Tubiphytes*, de foraminifères (*Staffella*, *Nankinella*, *Tetrataxis*, *Syzrania*, *Tuberitina*, *Mesolasiodiscus*), de brachiopodes, d'ostracodes, de trilobites, de coraux, de lamellibranches, d'algues divers (*Epimastopora*, *Anthracoporella*) et de spicules d'éponge. Les

fusulines et crinoïdes forment des petites poches millimétriques dans la matrice micritique qui entourent les *Palaeoaplysina*. Les bryozoaires, les foraminifères et les *Tubiphytes* sont susceptibles d'encroûter les parois externes des *Palaeoaplysina*. Celles-ci peuvent atteindre 20 à 30 cm de long, sont entourées de ciment fibro-radiaires ou immergées dans la matrice micritique. La structure interne des *Palaeoaplysina*, parfois encroûtée par des foraminifères, a généré une porosité intraparticulaire importante et leur structure externe des effets d'ombrelle. Ces cavités sont ensuite comblées par de la matrice micritique, des clastes, des bioclastes et des ciments, et forment parfois des figures géotropes. Les clastes sont composés de nombreux péloïdes, d'ostracodes et de *Diplospherina*. Les bioclastes sont bien conservés et leur taille varie de 0,5 mm à plusieurs centimètres.

Il existe une relation directe entre la quantité de matrice micritique, la composition et diversité du biofaciès, le degré de cimentation fibro-radiaire et le degré de fragmentation des bioclastes associés aux *Palaeoaplysina*.

La grande quantité de matrice micritique, l'encroûtement des *Palaeoaplysina* par des bryozoaires et des foraminifères et des *Tubiphytes*, et la présence de figures géotropes conformes au plan de stratification suggèrent un faible démantèlement et transport des bioclastes. Leur accumulation sur place correspond à un milieu de faible énergie. Cette interprétation est très semblable à celle proposée pour le faciès CC.7. La facilité d'encroûtement des bioclastes correspond à des taux de production carbonatée élevés. Les organismes encroûtants se fixent rapidement sur toutes les parties dures du substrat, parmi lesquelles comptent les parois de *Palaeoaplysina*. L'encroûtement des *Palaeoaplysina* témoigne de la désagrégation rapide et de la disparition des tissus cellulaires de leur surface (Davies, 1974). L'encroûtement des parois internes de ces organismes semble, dès lors, *post mortem*, c'est-à-dire, développé pendant la phase de diagenèse fossile et non biostratinomique. Les encroûtements sont antérieurs à toute fragmentation des plaques et sont arrachés lors du transport des bioclastes.

La diminution de matrice micritique, la diversité fossile, le faible taux d'encroûtement, le degré de fragmentation élevé, et l'abondante cimentation précoce témoignent des conditions d'énergie plus élevées. Ces lentilles bioconstruites semblent s'être déposées dans la zone d'action des vagues. Le biofaciès, constitué d'algues et de foraminifères associés aux *Palaeoaplysina*, permet également d'assimiler ces environnements de dépôt à ceux d'une plate-forme peu profonde.

La présence de *Palaeoaplysina* en domaine de forte énergie est confirmée par Breuninger (1969) pour les petits biohermes de Idaho, et par Davies *et al.* (1989) pour les dépôts du Yukon.

Bindstones algaires à *Archaeolithoporella* (S.7)

Ce faciès (pl. V, fig. 3; pl. VII, figs. 1-2) apparaît en niveaux laminés, irréguliers, de quelques millimètres à plusieurs centimètres d'épaisseur et au sommet des lentilles bioclastiques. Les lamines sont irrégulières et s'amalgament latéralement. Elles peuvent être ondulées, en dômes, et encroûter des bioclastes. Elles prennent parfois la forme des *Tebagites* (Razgallah & Vachard, 1991), dont la taille peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres. De nombreuses cavités de type stromatactis sont associées à ce faciès.

Le microfaciès correspond à des bindstones algaires à *Archaeolithoporella*, *Tubiphytes*, et accessoirement bryozoaires, échinodermes, coraux, brachiopodes et ostracodes. Les *Archaeolithoporella* constituent l'essentiel de la masse du sédiment et incorporent quelques éléments bioclastiques au cours de leur croissance (pl. VIII, figs. 3-4). Ces tapis algaires encroûtent indifféremment des organismes conservés en position de vie, des bioclastes fragmentés et parfois directement le sédiment, induré ou non (floatstones ou packstones à péloïdes et bioclastes). Les bryozoaires et les *Tubiphytes* s'encroûtent mutuellement et encroûtent indifféremment tous les autres

bioclastes. Certains bryozoaires et *Tubiphytes* sont faiblement fragmentés, d'autres désarticulés, ou encore conservés entiers et en position de vie. Les échinodermes sont altérés, entourés d'une enveloppe micritique et caractérisés par de nombreuses traces de dissolution (stylolites). Les ostracodes et brachiopodes présentent des valves jointes ou désarticulées. Les bioclastes sont mal classés et hétérogranulaires (0,25 à 6 cm). Ils sont encroûtés par des algues et des foraminifères. Ils sont faiblement fragmentés à désarticulés, ou encore parfois entiers et conservés en position de vie. La matrice micritique passe latéralement à des laminations algaires (*Archaeolithoporella*) ou des grainstones à péloïdes. L'agencement de ces algues dans le sédiment a favorisé le développement d'une importante porosité, comblée par des ciments fibro-radiaires qui précipitent de façon centripète (depuis les lamines algaires vers le centre des cavités). Les ciments fibro-radiaires sont rarement en contact direct avec les bioclastes ou le sédiment; ils se développent à partir des lamines algaires probablement lithifiées qui bordent le sédiment (Mazzulo & Cys, 1983; Flügel *et al.*, 1984; Razgallah & Vachard, 1991).

Les lamines algaires à *Archaeolithoporella* sont décrites sous différents noms : "Stromatolithen-type LL H-S/LL H-C" (Flügel, 1966), "laminar crusts" (Mazzulo & Cys, 1983) et "*Archaeolithoporella* crusts" (Flügel, 1981). Le caractère sciaphyle de ces algues s'accorde avec les observations réalisées dans ce travail. Selon Babcock (1979), "*Archaeolithoporella* was apparently able of growth in very low light conditions since it is quite common in cryptic settings...". *Archeolithoporella* est considerée soit comme des algues rouges (Johnson, 1963; Backock, 1977; Riding, 1977; Wray, 1977; Flügel, 1977, 1979), soit comme des stromatolithes (Flügel, 1966; Kochansky-Devide, 1970; Homann, 1972; Vachard, 1980; Vachard & Montenat, 1981).

Les nombreux péloïdes associés aux floatstones, irréguliers et mal classés, sont probablement issus du démantèlement des niveaux algaires, de la micritisation presque totale de certains débris bioclastiques et/ou de la recristallisation importante de la matrice micritique.

Les croûtes d'*Archaeolithoporella* (pl. VIII, fig. 3) peuvent être associées à des faciès bioconstruits composés de bryozoaires conservés en position de vie et de *Tubiphytes*. Ces algues colonisent un substrat dominé par d'autres organismes (bryozoaires, *Tubiphytes*, etc.). D'autre part, elles peuvent encroûter des floatstones situés sur une pente.

- La lithification partielle du substrat peut se réaliser avant l'encroûtement des algues, car certains clastes indurés sont localement encroûtés par *Archaeolithoporella*. D'autre part, certains bioclastes présentent un encroûtement symétrique de leur structure. *Archaeolithoporella* se développe également autour de brachiopodes à figures géotropes, inclinées conformement au plan de stratification sur les pentes de la bioconstruction; elles n'ont pu se développer que postérieurement à la mise en place du sédiment sur la pente. Le sédiment est dès lors lié et stabilisé. Une question reste posée concernant la capacité de *Archaeolithoporella* à exercer leur action d'encroûtement dans un environnement dépourvu de lumière.

- Le ciment fibro-radiaire, probablement d'origine précoce, favorise la lithification du substrat et bouche toute la porosité générée lors de la formation des croûtes algaires. L'alternance des ciments et des niveaux algaires permet de suggérer leur formation contemporaine.

Ce faciès à *Tubiphytes* et *Archaeolithoporella* se retrouve dans des bioconstructions d'âge Guadalupien supérieur des Montagnes de Guadalupe (Nouveau Mexique; Pray & Esteban, 1977) et dans les bioconstructions de Chine du sud (Wrang & Fans, 1994). Selon Smith (1981), ce mode d'encroûtement se développe également dans les bioconstructions du Durham (Permien supérieur, Angleterre) et de Possneck (Zeichtein, Pologne), où les organismes encroûtants se nomment *Stromaria* (Magdefrov, 1933).

Archaeolithoporella est caractéristique de nombreux environnements de dépôts. Elle peut être associée à des environnements de faible énergie, comme l'indiquent Mazzulo & Cys (1983) pour les bioconstructions du Capitan Reef; ces bioconstructions sont attribuées à des environnements peu profonds subtidaux et se forment sur le coté sous le vent ("leeward") des bioconstructions. Flügel

profonds subtidaux et se forment sur le coté sous le vent ("leeward") des bioconstructions. Flügel (1981) situe les constructions à *Tubiphytes* et *Archaeolithoporella* du Trogkofel (Alpes du sud) dans des milieux de faible énergie. Toomey (1991) propose également l'hypothèse d'un développement de faciès à *Archaeolithoporella* sous la zone d'action des vagues dans les bioconstructions de Tunisie. Par contre, Wang *et al.* (1994), pour les bioconstructions de Chine, situent les *Archaeolithoporella* dans un environnement de dépôt situé dans la zone d'action des vagues de beau temps, peu profond (inférieur à 10 m), turbulent, de salinité normale et sans restriction en terme de lumière.

Cette synthèse bibliographique permet de souligner l'abondance des environnements de dépôt où *Archaeolithoporella* peut se développer.

La somme des informations récoltées en Oural confirme le caractère encroûtant de cet organisme qui favorise la liaison du substrat. Ce processus est accentué par la précipitation de ciments fibro-radiaires qui stimule la lithification précoce du sédiment. Ces croûtes algaires sont absentes des remaniements gravitaires; ce caractère peut indiquer un développement à l'abri des processus de forte énergie. Les faciès bioconstruits à bryozoaires et *Tubiphytes* et la présence de faciès gravitaires, encroûtés par les *Archaeolithoporella*, correspondent à des environnements de dépôt sous la zone d'action des vagues de beau temps, où *Archaeolithoporella* exerce son pouvoir d'encroûtement.

Bindstones à *Tubiphytes*, bryozoaires et *Archaeolithoporella* (S.8)

Il s'agit de lentilles d'épaisseur demi-métrique à métrique, et d'extension latérale pluri-métrique. Elles sont composées de *Tubiphytes* parfois regroupés en bouquets, de taille centimétrique à métrique, et dispersés dans une matrice micritique. Ce faciès est caractérisé par la présence de cavités stromatactis.

Bindstones à *Tubiphytes*, bryozoaires et *Archaeolithoporella* (S.8a)

Il s'agit de bindstones à *Tubiphytes*, bryozoaires, brachiopodes, échinodermes, lamellibranches, spicules d'éponges, gastéropodes et ostracodes (pl. IV, fig. 6; pl. VIII, fig. 2). Les *Tubiphytes* représentent l'agent de liaison dominant. Ils sont représentés essentiellement par *Tubiphytes obscurus* Maslov 1956. Ils sont composés de lamines concentriques développées autour d'un fragment de bryozoaire ou de loges de foraminifères (Vennin *et al.*, sous presse). Ils présentent un diamètre de 0,5 à 1 mm pour quelques millimètres de long.

Les *Tubiphytes* encroûtent des bryozoaires, des échinodermes (entroques isolées), des foraminifères et des brachiopodes. Par contre, ils se trouvent rarement liés entre eux. Les bryozoaires, généralement entiers, sont conservés en position de vie ou couchés dans le plan de stratification. Ils sont fréquemment entourés par une frange de ciment fibro-radiaire. Les échinodermes, désarticulés et faiblement fragmentés, sont entourés d'une enveloppe micritique. Les brachiopodes apparaissent avec leurs valves jointes et présentent des figures géotropes concordantes avec le plan de stratification. Lorsque leurs valves sont disjointes, elles génèrent des effets d'ombrelle comblés par une calcite drusique. *Archaeolithoporella* peut encroûter systématiquement tous les organismes.

Bindstones à *Tubiphytes* (S.8b)

Le biofaciès est constitué de *Tubiphytes*, *Palaeoaplysina*, bryozoaires, algues diverses (*Anthracoporella*, *Epimastopora*, *Koivaella*), brachiopodes et rares foraminifères (*Lasiodiscus*, *Calcitornella*, *Nodosaria*, *Meandrospira*, *Glomospira*, *Lasiotrochus*; pl. VII, figs. 3, 4). Les *Tubiphytes* sont représentés par *Tubiphytes obscurus* Maslov 1956 et *Tubiphytes carinthiacus* Flügel 1966. Ces *Tubiphytes* encroûtent de manière asymétrique et sélective des bryozoaires, des

Palaeoaplysina et des brachiopodes, pour former ensuite de grandes structures coalescentes (voir révision en Vennin *et al.*, sous presse). Les bioclastes associés sont faiblement fragmentés et leur taille dépasse fréquemment le centimètre. Les brachiopodes sont entiers et à valves jointes. Les rares échinodermes sont désarticulés et micritisés. La porosité est comblée par une calcite fibro-radiaire, représentant plus de 40% modal du sédiment.

Les caractères observés dans ces biofaciès sont appuyés par les observations de Maslov (1956a, 1956b), Chuvassov (1967), Wilson (1975), Flügel (1981), Asquith & Drake (1985), Beauchamp (1989b), Sano *et al.* (1990), Riding & Guo (1992), Senowbari-Daryan & Flügel (1993) et Vennin *et al.* (sous presse) : les *Tubiphytes* jouent un rôle de constructeur actif et sont considérés comme des organismes autotrophes participant à la liaison, à l'encroûtement et au piégeage des particules en suspension (Vennin *et al.*, 1995).

Microfaciès S.8a : la grande quantité de matrice micritique, l'encroûtement des bioclastes par *Tubiphytes* et le faible taux de fragmentation renseignent sur les faibles conditions d'énergie du milieu et du faible transport des bioclastes. Ces bindstones à *Tubiphytes* se développeraient sous la zone d'action des vagues de beau temps. Ils peuvent être observés en Oural au coeur et sur les flancs des bioconstructions. Les bioclastes y sont emballés dans une fraction micritique non indurée qui présente une texture de "gel", dont la lithification précoce est favorisée par la précipitation de ciments fibro-radiaires. Ces interprétations sont confirmées par les observations de Beauchamp (1989b, 1991) et de Nassichuk & Davies (1992) dans les bioconstructions de l'Arctique Canadien, de Flügel (1981) dans le Trogkofel (Alpes du sud), de Sano *et al.* (1990) dans les bioconstructions d'Okumino (Permien, Japon) et de Bruce & Toomey (1992) dans les bioconstructions de la Mer de Barents (Norvège).

Microfaciès S.8b : le développement important des *Tubiphytes* par coalescence, la diversité élevée des fossiles, la densité variable de matrice micritique et le taux de fragmentation plus important des bioclastes témoignent de conditions d'énergie variable. Les structures coalescentes à *Tubiphytes* semblent se développer sous la zone d'action des vagues mais dans la zone d'action des tempêtes. Certains bioclastes peuvent être emprisonnés dans les anfractuosités générées par les petits bouquets de *Tubiphytes*.

Asquit & Drake (1985) placent les faciès de bindstones à *Tubiphytes* et Fistuliporidae dans la zone d'action des vagues de beau temps, et Wang *et al.* (1994) partagent cette idée pour les dépôts bioconstruits de Chine méridionale (Permien).

Les environnements et conditions de dépôt proposés témoignent de l'adaptation des *Tubiphytes* à des conditions d'énergie très variable.

Cementstones à bryozoaires et bioclastes divers (S.9)

Il s'agit de lentilles bioclastiques pluri-métriques à décamétriques. Ce faciès est caractérisé par la présence de cavités interconnectées par un réseau de fissures. Les cavités ont une base plane et un sommet digité, et présentent une morphologie similaire à celle des stromatactis. La base des cavités est horizontale, alors que la stratification et le remplissage des figures géotropes présente un pendage qui varie de 0 à 45° (pl. XIV, fig. 2). Les cementstones se développent au sommet et sur les flancs des bioconstructions. Selon la composante fossile, deux microfaciès peuvent être différenciés :

Cementstones à bioclastes divers (S.9a)

Il s'agit de cementstones à bryozoaires, *Tubiphytes*, crinoïdes, brachiopodes, *Diplospherina*,

foraminifères (*Rugosofulina*, *Pseudofusulina*, *Nodosaria*, *Mesolasiodiscus*, *Schubertella*, *Globivalvulina*, *Geinitzina*, *Endothyra*), et rares ostracodes (pl. V, fig. 6; pl. VII, fig. 5). Les bryozoaires, les *Tubiphytes* et les coraux, conservés en position de vie, sont parfois encroûtés par des *Archaeolithoporella*. Les bryozoaires et les *Tubiphytes* s'encroûtent mutuellement et sont très faiblement fragmentés. Les bioclastes sont mal classés et peuvent atteindre une dimension de plusieurs centimètres. La quantité de matrice est très variable et souvent substituée par des péloïdes. Le sédiment interne des valves de brachiopodes forme des figures géotropes, conformes avec le plan de stratification, alors que d'autres bioclastes montrent des remplissages internes parallèles au plan de l'horizontal.

Les ciments représentent parfois plus de 60% modal, se développent de manière homogène autour des bioclastes et de façon centripète au sein des cavités. Localement, ces ciments fibreux se développent directement au contact du sédiment. Toutefois, le contact entre le sédiment et le ciment fibro-radiaire est marqué par de petits cristaux équigranulaires ou un liseré micritique sombre et irrégulier. Le ciment semble contourner les bioclastes et envahir des cavités poreuses.

Cementstones à bryozoaires (S.9b)

Il s'agit de cementstones (pl. V, figs. 5-6; pl. VII, fig. 6; pl. VIII, fig. 5) où les bryozoaires représentent plus de 90% modal du registre fossile. Les ciments fibro-radiaires constituent 65% modal du sédiment. Les Fenestellidae, Fistuliporidae et bryozoaires encroûtants, conservés en position de vie ou couchés dans le plan de stratification, sont souvent encroûtés au préalable par des *Archaeolithoporella* et entourés de ciments fibro-radiaires. Ils présentent des tailles centimétriques à décimétriques. Les structures internes et externes des bryozoaires génèrent des cavités, dont la porosité est fermée par des ciments fibro-radiaires, soit par une matrice micritique, ou encore soit par des alternances de ciments fibro-radiaires et de voiles microbiens.

Le rôle bioconstructeur des organismes, et plus particulièrement des bryozoaires, est indiqué par leur capacité à filtrer et piéger le sédiment. Cuffey (1985) montre la variabilité des environnements de dépôt favorables au développement des bryozoaires, depuis des milieux d'offshore supérieur à offshore inférieur. Actuellement, ces organismes s'épanouissent entre 10 et 70 m de profondeur dans un milieu de salinité normale, en eau non turbide, modérément agitée, et entre 20 et 28 °C de température. La présence de ciments fibro-radiaires et l'absence de bioturbations indiquent une lithification précoce du substrat.

Ce faciès est commun dans les bioconstructions du Carbonifère et du Permien, par exemple au coeur des bioconstructions du Devondal (Permien inférieur, Greenland; Hurst *et al.*, 1989), dans les faciès bioconstruits de la Péninsule de Port au Port (Terre-Neuve; Dix & James, 1987) et dans les bioconstructions du Paléozoïque inférieur de Greenland (Stemmerik, 1989, 1993).

La matrice micritique est localisée entre les bioclastes entourés de ciments fibro-radiaires. L'interface entre le sédiment et le ciment est soulignée par un liseré micritique ou une phase de cimentation granulaire. Les ciments se développent en cavités.

Les figures géotropes montrent deux orientations particulières. D'une part, certaines sont inclinées par rapport au plan de l'horizontale de plus de 30 degrés et sont conformes au plan de stratification; leur orientation permet d'estimer le pendage de la pente synsédimentaire. D'autre part, elles peuvent être conformes à l'horizontale et présenter un remplissage identique à celui des cavités stromatactis et de quelques cavités de croissance.

Microfaciès S.9a : le faible taux de fragmentation des bioclastes et la conservation des bryozoaires, des *Tubiphytes* et des coraux en position de vie, expriment des conditions de faible énergie et un dépôt sous la zone d'action des vagues permanentes.

Microfaciès S.9b : le faible taux de fragmentation des bioclastes, les bryozoaires couchés

dans le plan de stratification et les figures géotropes inclinées à plus de 45 degrés témoignent du faible transport des bioclastes sur une pente. Les bioclastes cassés peuvent être transportés vers ce domaine bioconstruit, ou encore provenir de la désagrégation, sur place, des faciès bioconstruits sous l'effet d'agents internes (bioérosion, bioturbation et encroûtement) ou externes (tempêtes et houle).

Packstones-wackestones bioclastiques (S.10)

Il s'agit de bancs calcaires bioclastiques, tabulaires et en plaquettes, de 0,5 à 50 cm d'épaisseur. Ces bancs sont caractérisés par la présence de passées granulaires bioclastiques à bases érosives et laminations obliques (pl. V, fig. 7; pl. VII, fig. 7). Le sédiment est fortement bioturbé.

Packstones bioclastiques (S.10a)

Il s'agit de packstones à bryozoaires, foraminifères, échinodermes, brachiopodes, lamellibranches, trilobites, ostracodes et *Tubiphytes*. Les bryozoaires, les brachiopodes et les échinodermes peuvent atteindre une taille de plusieurs centimètres. Les brachiopodes présentent des valves très souvent disjointes et parfois cassées. La taille moyenne des bioclastes varie de 0,25 à 6 mm.

Packstones-wackestones à spicules d'éponges et autres bioclastes (S.10b)

Il s'agit de packstones et de wackestones à spicules d'éponges, gastéropodes, lamellibranches, coraux, trilobites, foraminifères, ammonoïdes, orthoceratides et radiolaires (pl. VII, fig. 8; pl. VIII, fig. 7). La matrice micritique est abondante et contient de nombreux péloïdes provoquant l'aspect cotonneux du sédiment. Une fraction terrigène, inférieure à 5% modal, est composée de grains de quartz sub-arrondis et de phosphates.

Les bases érosives des passées granulaires, les laminations obliques et la discontinuité latérale des lits, éventuellement imputable à des rides de courant, témoignent des processus d'énergie élevée. Le mélange des taxons à caractère nectonique (ammonoïdes et orthoceratides) avec des taxons benthiques témoigne du dépôt dans un milieu marin connecté avec l'océan ouvert. Leur distribution géométrique en marge du complexe bioconstruit, permet de les interpréter comme des coulées bioclastiques dans un sédiment marno-calcaire intensement bioturbé. Ces coulées peuvent être générées par la présence d'une pente synsédimentaire.

Marnes à ammonoïdes et orthoceratides (S.11)

Il s'agit de marnes brunes à ammonoïdes, orthoceratides, spicules d'éponges et radiolaires (pl. VIII, fig. 8). Les bioclastes, hormis les spicules, sont conservés entiers. L'épaisseur des marnes varie de 1 m à plus de 15 m. Ce faciès est étroitement associé au faciès précédent (S.10).

La présence de taxons à caractère pélagique témoigne d'un milieu marin ouvert. Les grains fins et l'absence de lits grenus bioclastiques témoigent d'un environnement de faible énergie en domaine d'offshore inférieur.

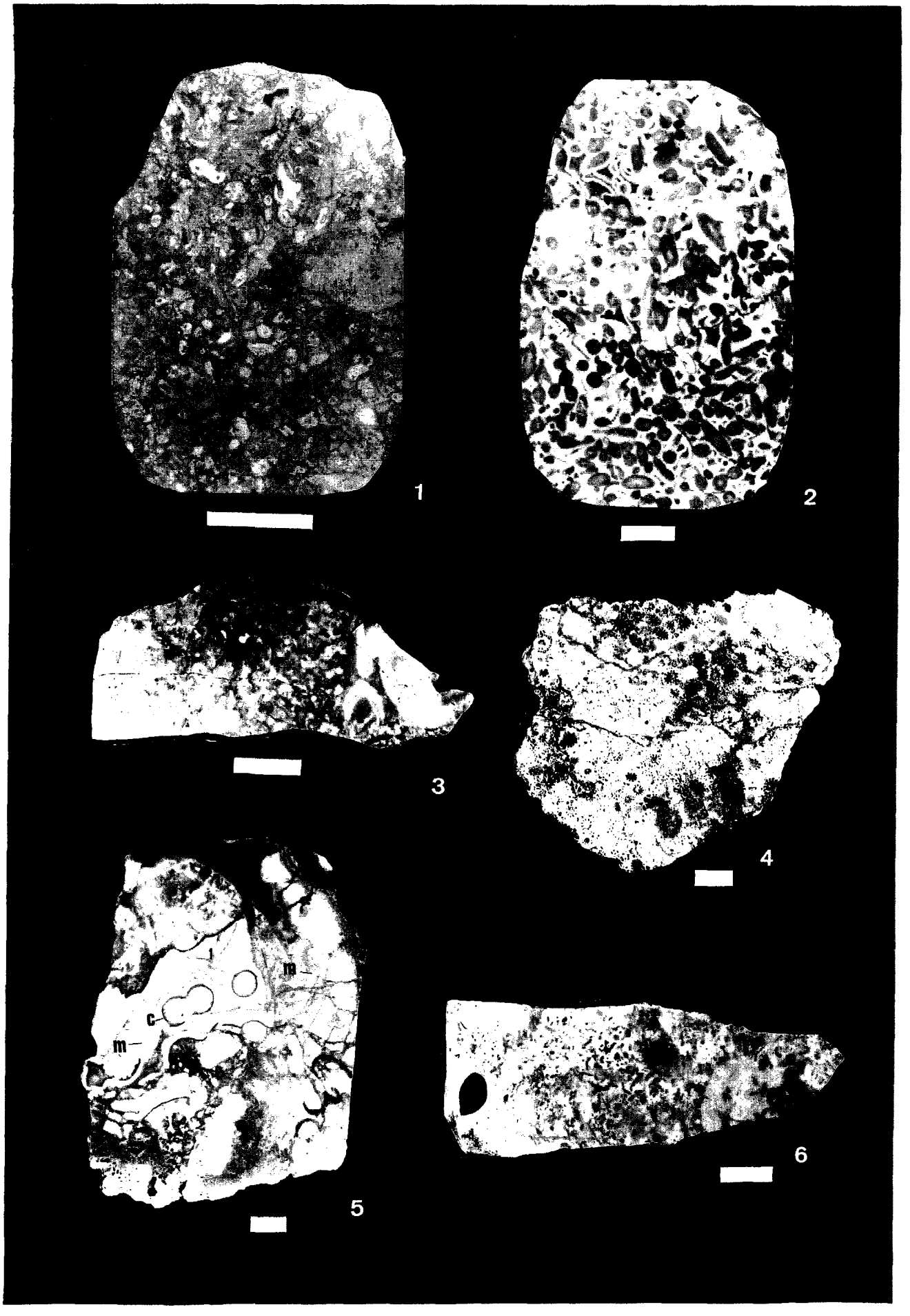


Planche photographique IV : bioconstructions de Tratau-Shaktau (faciès)

Planche photographique V : bioconstructions de Tratau-Shaktau (faciès)

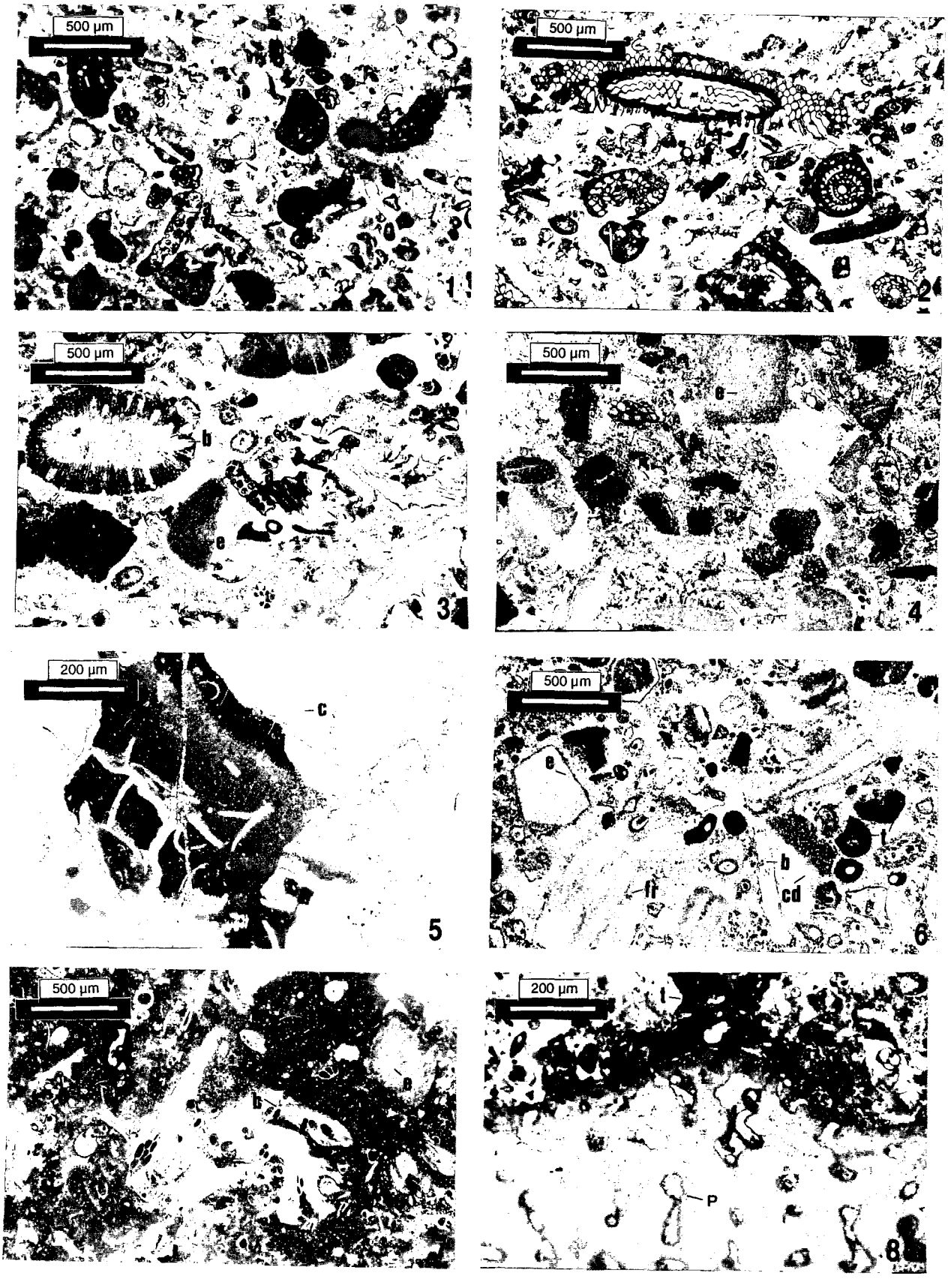


Planche photographique VI : bioconstructions de Tratau-Shaktau (microfaciès)

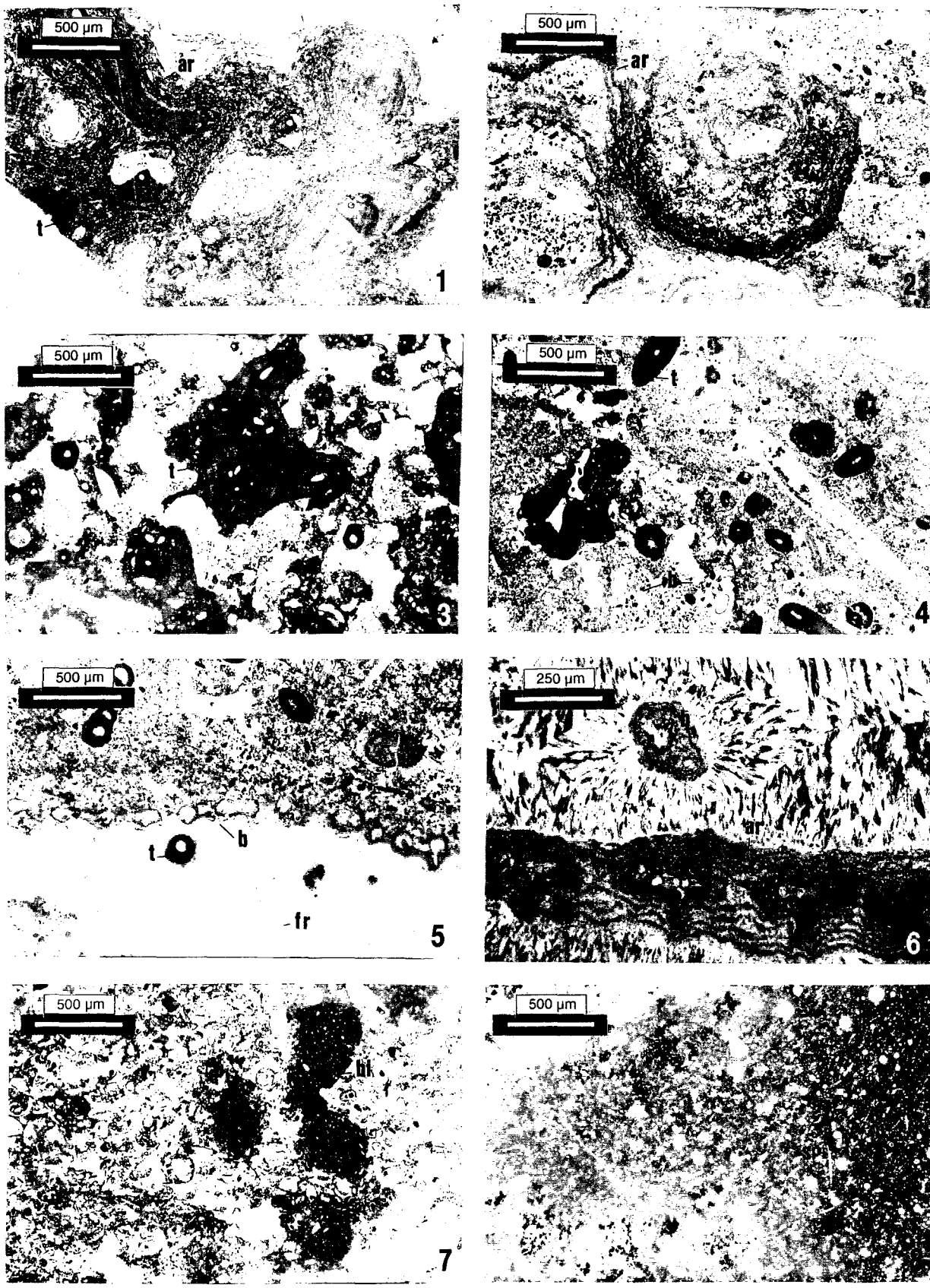


Planche photographique VII : bioconstructions de Tratau-Shaktau (microfaciès)

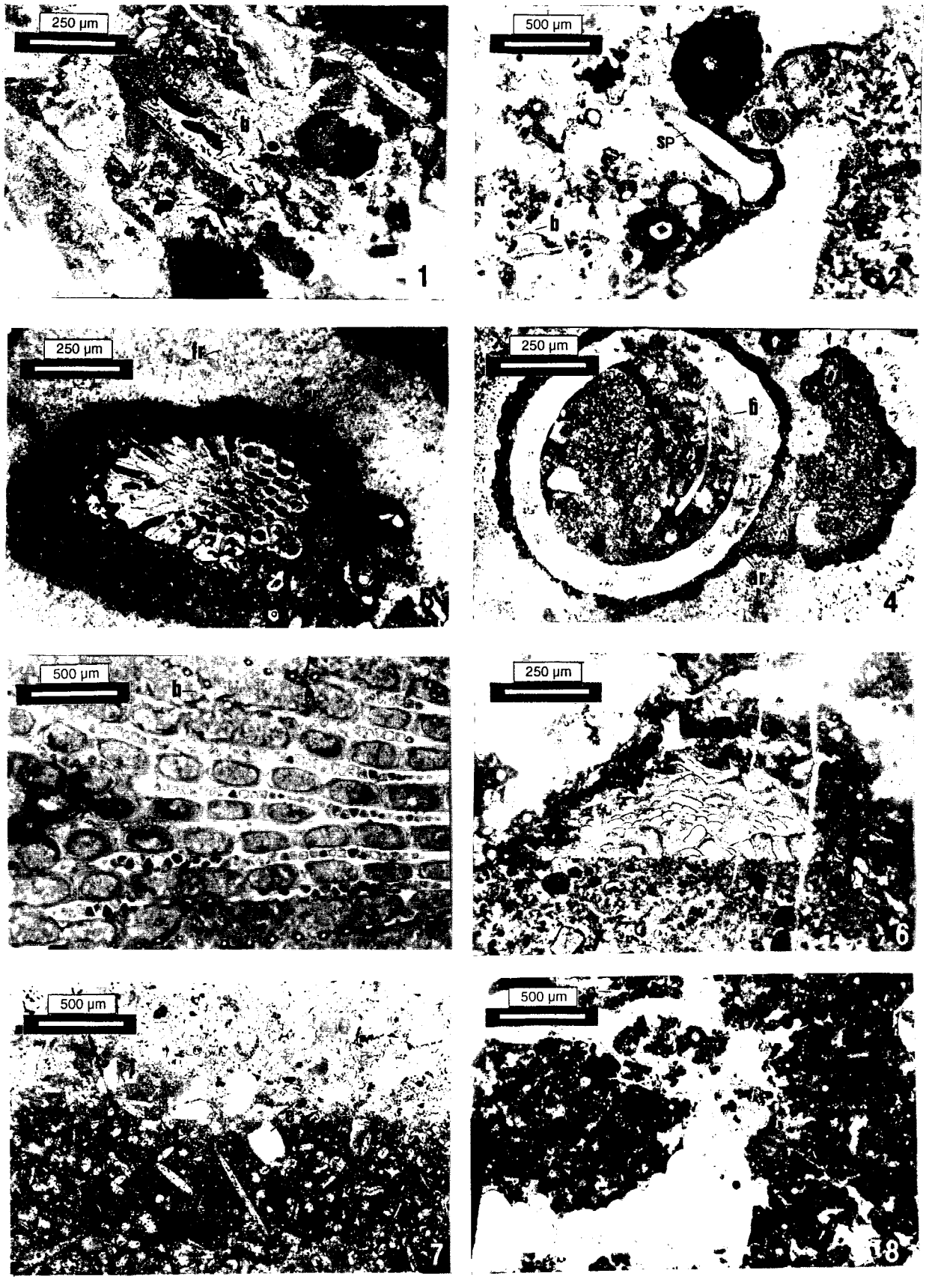


Planche photographique VIII: bioconstructions de Tratau-Shaktau (microfaciès)

4.3 Description des faciès en remplissage de fractures et cavités

Dix faciès ont pu être répertoriés en remplissage de fractures ouvertes dans les Shikhany de Tratau et de Shaktau, et sont décrits ci-dessous :

Dolomies (F.1)

Il s'agit d'une dolomie microgrenue qui remplace divers faciès et ferme partiellement la porosité (pl. XI, fig. 1; pl. XIV, figs. 3, 6). Ce faciès est caractérisé par une matrice jaunâtre à brunâtre.

Packstones à péloïdes (F.2)

Au microscope (pl. XI, fig. 2; pl. XII, fig. 8), ce faciès montre une alternance millimétrique irrégulière composée de lits de péloïdes de taille variable (25 à 200 µm), et de lits micritiques sombres (F.7) ou de ciment fibreux. Les péloïdes sont subarrondis à anguleux et leurs contours diffus. Localement, des valves d'ostracodes sont associées aux péloïdes, dont elles forment le nucleus. Les lits de péloïdes sont également séparés par des lamines micritiques sombres irrégulières (F.7), qui forment des niveaux de 0,5 à 1 mm d'épaisseur et servent de collecteurs des oxydes de fer. Certaines lamines sont susceptibles de former des dômes et présentent de grandes similitudes avec les stromatolites (Sarfati, commun. pers.).

Cette structure grumeleuse répond à la définition de Cayeux (1935), elle "montre de tous petits éléments calcaires, à pâte extrêmement fine, se détachant en gris sombre, de forme générale globuleuse ou irrégulière, dont les contours ne sont jamais franchement arrêtés et sans différenciation d'aucune sorte. Ces matériaux dont la microstructure est invariablement cryptocristalline, sont plongés dans une gangue de calcite incolore et grenue." Elle répond également aux définitions de "structure granulaire" de Gurich (1906), de "structures pelletoïdales" ("pelleted fabric") de Riding & Toomey (1972), de "clotted structure" de Schwarzacher (1961), de structure "spongiforme" de Pratt (1982) et Jansa *et al.* (1989), et de "structure à lamination alternante simple" de Monty (1976). Elle peut être attribuée à :

- des empilements de pellets par décantation, courants, etc. (Lees, 1964; Bathurst, 1971; Riding & Toomey, 1972),
- l'action d'organismes brouteurs dégradant les tapis algaires (Pratt, 1982),
- la précipitation de sphéroïdes carbonatés par des micro-organismes (Davies, 1977; Bridges & Chapman, 1988),
- la micritisation des bioclastes (Bathurst, 1966),
- la recristallisation de la boue carbonatée (Cayeux, 1935; Leeder, 1982),
- une action algaire non précisée (Schwarzacher, 1961),
- la décomposition de tapis algaires (Tsien, 1985),
- la diagenèse d'organismes non squelettiques (Bourque, 1984),
- l'action des éponges (Bourque & Gignac, 1983), ou
- la précipitation inorganique (Taylor & Illing, 1969).

Les structures grumeleuses sont assimilées à l'existence de tapis algaires ou crypto-algaires (Schwarzacher, 1961; Aitken, 1967; Bathurst, 1971; Chafetz, 1973; Ross, 1975; Davies, 1977; Pratt & James, 1982; Tsien, 1985; Dromart, 1989; Jansa *et al.*, 1989; Boulvain, 1993).

La présence de laminations irrégulières en alternance avec des packstones à péloïdes permet d'opter en faveur d'une hypothèse crypto-algaire pour la formation de ces péloïdes. Les péloïdes se localisent également préférentiellement dans les parties les plus recristallisées du sédiment.

Mudstones-wackestones gris (F.3)

Ce faciès est constitué d'une matrice gris foncé à cassure conchoïdale. Des mudstones à wackestones finement recristallisés contiennent des ostracodes, à valves jointes ou non, et des structures *fenestrae* (Shinn, 1983). Les figures géotropes sont conformes au plan de stratification. Localement, le sédiment est riche en péloïdes; ils sont associés à une importante recristallisation de la matrice micritique et probablement au démantèlement de voiles microbiens.

Packstones et wackestones à gastéropodes (F.4)

Ce faciès apparaît sous forme de lits bioclastiques centimétriques à pluri-centimétriques discontinus, à gastéropodes et ostracodes. Leur base est érosive et irrégulière, et les bioclastes soulignent les laminations planes ou à angle faible. Les fossiles sont rarement fragmentés et orientés de manière quelconque dans le plan de stratification.

Au microscope, il s'agit de wackestones/packstones à gastéropodes, ostracodes, foraminifères, brachiopodes, péloïdes et intraclastes (pl. XI, figs. 4-5; pl. XII, fig. 7). En moyenne, les bioclastes sont peu fragmentés et mal classés. Leur taille varie de 0,25 à plusieurs millimètres. Les gastéropodes, de taille inférieure à 2 cm, sont remplis de micrite et d'ostracodes. Ces derniers, très abondants, montrent des valves jointes et disjointes, qui sont parfois emboîtées. Les péloïdes sont irréguliers et mal classés. Les intraclastes, de 250 à 500 µm de diamètre, sont peu abondants, anguleux et composés de nombreux péloïdes et d'algues. Localement, ils s'accumulent en lits érosifs millimétriques, irréguliers au sein des packstones à gastéropodes. Les gastéropodes associés aux intraclastes sont fréquemment fragmentés.

Grainstones et packstones à oolithes et microbrèches (F.5)

Ce faciès est caractérisé par l'alternance de lits centimétriques granulaires et micritiques. Les passées granulaires sont lenticulaires (à base irrégulière), le plus souvent amalgamées et granocroissantes. De nombreux intraclastes se localisent au sein de la matrice micritique et des ciments.

Au microscope, il s'agit de lamines millimétriques discontinues de grainstones (pl. XI, fig. 6), qui alternent avec des packstones ou wackestones à ostracodes et gastéropodes. En outre, ce faciès montre des oolithes, des intraclastes et des péloïdes irréguliers.

Les grainstones sont constitués essentiellement d'oolithes et d'ostracodes mal classés, entourés de ciments équigranulaires à drusiques. Les oolithes sont conservés entières et présentent un cortex radiaxal monocouche parfois totalement micritisé. Les nuclei sont micritiques ou composés de bioclastes micritisés. La morphologie des oolithes est conforme au nucleus. Ils correspondent au type 3 de Strasser (1986). La composition des packstones est similaire à celle des grainstones, mais les intraclastes et les oolithes, à contours irréguliers et cortex fins, y sont rares.

Packstones à grainstones bioclastiques (F.6)

Ce faciès est caractérisé par la présence de nombreux bioclastes et de laminations planes à obliques. Le contact basal du faciès est érosif. Il est composé d'ossicules d'échinodermes, de fragments de bryozoaires, de brachiopodes et d'ammonoïdes. Une étude microscopique (pl. XI, figs. 7-8; pl. XII, fig. 4) permet d'individualiser deux microfaciès différents :

(F.6a) "Encrinite": ce microfaciès est composé essentiellement d'ossicules d'échinodermes et de rares débris de bryozoaires, de *Tubiphytes*, de brachiopodes, de foraminifères divers, de quelques intraclastes et de nombreux péloïdes. Les bioclastes sont de taille variable, de 0,5 à plusieurs

millimètres, fragmentés et encroûtés par des foraminifères. Le taux de fragmentation est variable selon les bioclastes. Les bryozoaires sont encroûtés par des foraminifères, puis fortement fragmentés. Les brachiopodes, peu abondants, peuvent présenter des valves jointes ou désarticulées. Les ossicules d'échinodermes sont entourés d'une enveloppe micritique ou encroûtés par des foraminifères. Les encrines sont très souvent jointives et interpénétrées; elles présentent des sutures de dissolution et sont parfois entourées d'un ciment syntaxiale asymétrique. Les intraclastes (de taille millimétrique) sont irréguliers, anguleux et composés de bioclastes divers (des ostracodes) et de péloïdes, inclus dans une matrice micritique.

(F.6b) Faciès bioclastique : ce microfaciès est composé de bryozoaires, de *Tubiphytes*, de brachiopodes, d'ostracodes, d'échinodermes, de foraminifères, de trilobites et de lamellibranches. Les bioclastes sont mal classés et fragmentés. Certains bioclastes sont encroûtés par des foraminifères, d'autres sont microperforés (bioérosion). Les *Tubiphytes* encroûtent les bryozoaires et sont ensuite fragmentés. Les bioclastes sont immergés dans une matrice micritique parfois riche en péloïdes. Ils sont orientés parallèlement ou obliquement par rapport à l'horizontale.

Packstones/wackestones à spicules d'éponges (F.7)

Ce faciès est un wackestone à packstone à spicules d'éponges (80% modal; pl. XII, fig. 1), et à échinodermes, foraminifères et brachiopodes. Les bioclastes sont fragmentés et orientés pour former des lamines planes ou d'angle faible. La taille moyenne des bioclastes est inférieure à 0,1 mm. Localement, les packstones alternent avec des wackestones sombres où se concentrent les spicules d'éponges.

Laminations irrégulières organiques (F.8)

Ce faciès apparaît essentiellement sur les parois des filons, des fissures et au sein des stromatactis. Il est caractérisé par des lamines irrégulières qui se développent de façon centripète. Celles-ci s'organisent en petits dômes ou mamelons, de 10 à 50 µm d'épaisseur et en niveaux continus. Les mamelons peuvent atteindre plusieurs centimètres d'épaisseur et tapisser des parois ferruginisées.

Au microscope (pl. XII, fig. 5), ces lamines irrégulières montrent des structures tubulaires clairement différenciées. Les lamines s'amalgament latéralement, et sont interdigitées avec des grainstones ou packstones à péloïdes (F.2), de la micrite (F.3), des ciments fibro-radiaires et des lits bioclastiques. La forme des mamelons mime les hétérogénéités des parois des fissures.

L'irrégularité des lamines, leur développement en dôme et la présence de structures tubulaires témoignent d'une origine organique similaire à celle des stromatolites (Sarfati, commun. pers.). La variabilité de l'épaisseur des lamines organiques et leur taux de croissance dépendent de plusieurs facteurs : du caractère anaérobie du milieu, de la composition chimique du milieu, de l'espace disponible nécessaire à la croissance des stromatolites et de leur capacité à précipiter de la calcite.

Brèches (F.9)

Ce faciès est caractérisé par un sédiment bréchifié (pl. XII, fig. 2). Les éléments de cette brèche peuvent atteindre plusieurs centimètres de dimension, et jusqu'à 0,5 m pour les plus grands. Ces blocs sont emballés dans une boue carbonatée fine, parfois bioclastique et/ou dans un sédiment bioclastique. Ils sont parfois polyphasés et anguleux.

La nature des blocs correspond à des intraclastes et d'endoclastes en provenance des épontes composées de cementstones à bryozoaires et *Tubiphytes*, de laminations crypto-algaires (F.8), de

packstones bioclastiques (F.6), de wackestones à passées bioclastiques ou de boue micritique (F.3) et de packstones-grainstones à péloïdes (F.2).

Les bioclastes de l'encaissant, intercalés entre les intraclastes et endoclastes, sont représentés par des foraminifères, des brachiopodes, des échinodermes, des ostracodes, des lamellibranches, des algues, des fragments de vertébrés, des trilobites et des bryozoaires. Ils sont fortement fragmentés et leur orientation est variable. Leur taille varie de 50 µm à quelques millimètres. Ils sont souvent emballés dans une matrice micritique riche en oxydes de fer et grains de phosphate.

Marnes (F.10)

Plusieurs échantillons des marnes brunes, prélevés au sein des filons et cavités, ont été analysés par diffractométrie (pl. XII, fig. 3). Leur composition moyenne est caractérisée par la présence surtout de kaolinite, mais aussi d'illite et d'interstratifiés illite/smectite. Ces marnes contiennent des conodontes, ammonoïdes et ostracodes.

Remarque : les illustrations photographiques ennoncées sont reprises dans les paragraphes 4.5.5 et 4.5.6, consacrés aux fractures ouvertes et aux fissures des shikhany.

Conclusion des faciès

Une synthèse des différents faciès de Tratau et de Shaktau est reprise sur la figure 4.23. Elle permet d'évaluer leurs principales caractéristiques. Un diagramme de partitionnement des faciès montre les variations d'énergie en fonction du caractère proximal-distal des faciès (fig. 4.24). Il permet de signaler une ample distribution des faciès bioconstruits tout au long d'un profil de plate-forme, avec les faciès bioconstruits à coraux dans les domaines les plus proximaux (et de forte énergie), et à bryozoaires dans les domaines les plus distaux (et de faible énergie). Ces faciès s'articulent entre la limite d'action des vagues de beau temps et la limite inférieure de la zone photique. Les faciès à *Palaeoaplysina* sont susceptibles de se développer dans des milieux de forte énergie, contrairement aux faciès de Plakoon (chapitre II).

Ce diagramme montre l'abondance des faciès bioconstruits par rapport aux faciès biodétritiques, mais également l'abondance relative des faciès. Les faciès bioconstruits sont représentés par ordre d'abondance croissante par des (fig.4.24) :

- framestones à coraux,
- bindstones à *Archaeolithoporella,*
- platestones à *Palaeoaplysina,*
- bindstones à *Tubiphytes,* et
- cementstones et bafflestones à bryozoaires.

Les faciès non bioconstruits, les plus abondants, sont représentés par des packstones/grainstones et floatstones bioclastiques correspondant à des environnements situés dans et sous la zone d'action des vagues de beau temps. La juxtaposition de ces faciès renseigne sur leur connection et leur transition progressive sur la plate-forme.

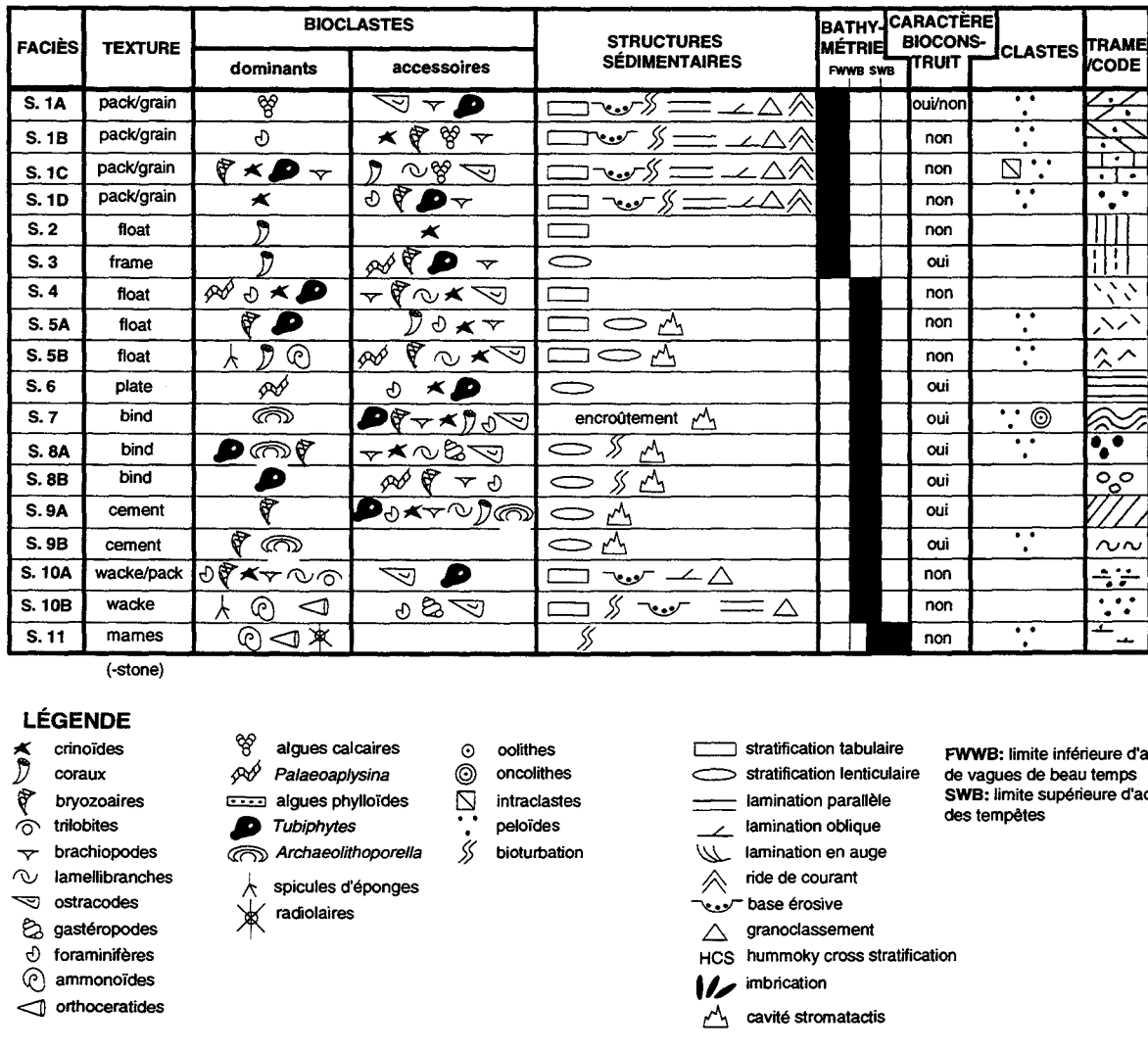


Fig. 4.23 : Synthèse de l'ensemble des faciès définis pour les édifices bioconstruits de la région de Sterlitamak d'âge Assélien-Sakmarien et Artinskien; S, Sterlitamak.

Fig. 4.23: Simplified sketch illustrating facies relationships in the seven studied buildups, which have been grouped into four facies assemblages.

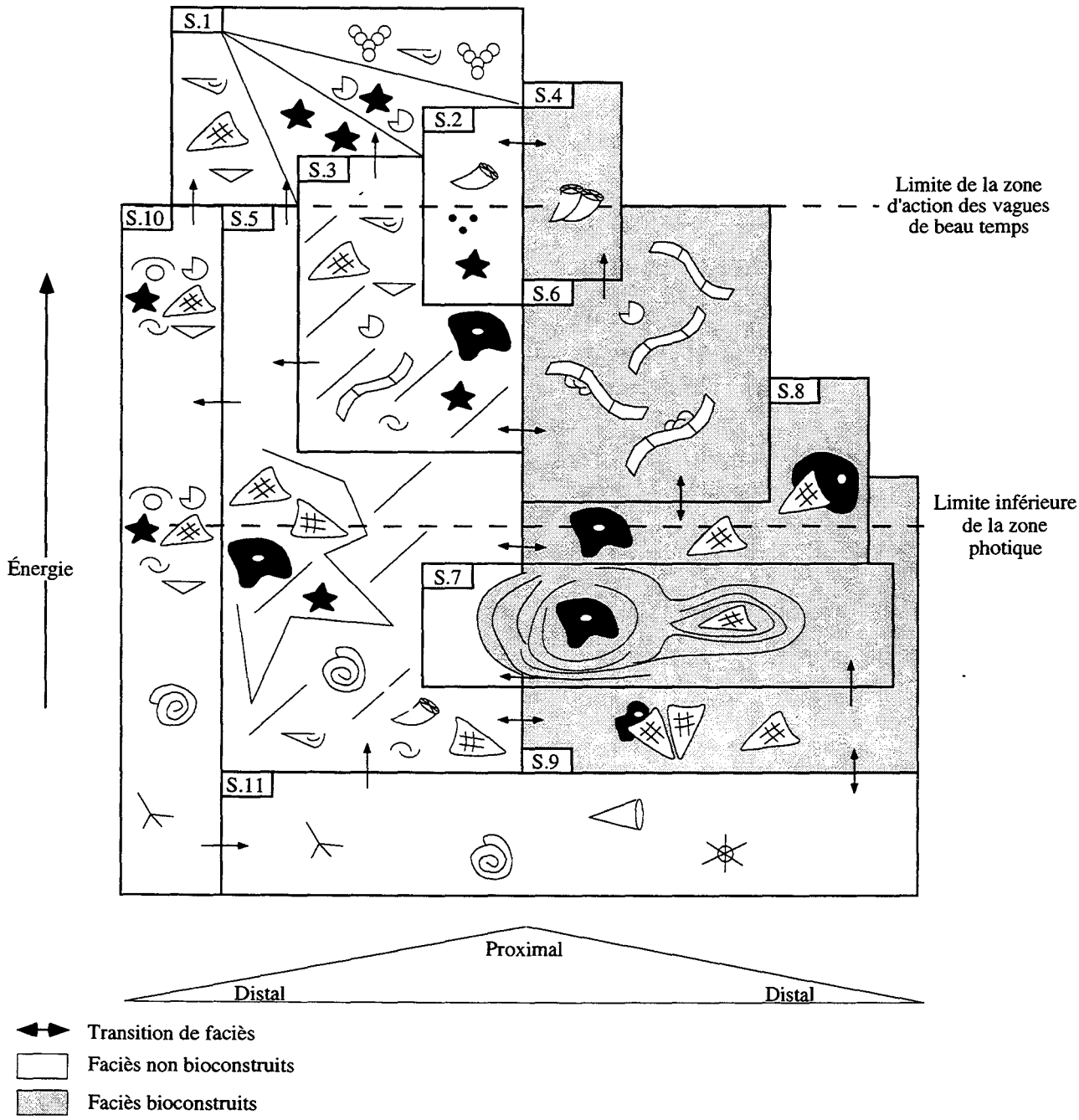


Fig. 4.24 : Diagramme de partitionnement des faciès de la famille de bioconstructions d'âge Assélien-Sakmarien et Artinskien; en abscisse suivant le caractère proximal/distal, et en ordonnée suivant les facteurs limitants de la plate-forme (la limite inférieure d'action des vagues de beau temps, la limite inférieure d'action des tempêtes et la limite de la zone photique). Chaque boîte représente un faciès et leur taille correspond à l'abondance relative des faciès. La zone de recouvrement entre les différents faciès correspond au domaine de transition entre deux faciès. Les flèches montrent le style de connection entre les différents faciès.

Fig. 4.24 : Distribution plan of Asselian, Sakmarian and Artinskian buildup facies. Horizontal axis represents proximal-distal character of facies and vertical axis the relative depth with fair weather wave base and photoc zone limits as reference. The box areas are approximately proportional to the relative facies abundance.

4.4 Paléoécologie

4.4.1 Shikhan Tratau

- Associations fossiles

Quatre associations fossiles ont été observées dans la bioconstruction de Tratau :

(1) Association fossile à bryozoaires, *Tubiphytes* et échinodermes (AF.6), reconnue dans les faciès S.5 et S.9. Il s'agit d'une association d'organismes suspensivores et autotrophes, et de faible diversité taxonomique. Les bryozoaires sont représentés par plusieurs groupes taxonomiques, parmi lesquels les Fenestellidae, les bryozoaires ramifiés et quelques bryozoaires encroûtants, dont la rareté pourrait s'expliquer par l'absence d'un substrat adéquat.

Les Fenestellidae conservés en position de vie sont entourés de ciments fibro-radiaires précoces. Les Fenestellidae peuvent être parfois segmentés ou altérés par des processus de bioérosion (pl. VIII, fig. 1); certains éléments d'aspect fragmenté proviennent de la biodégradation du bryozoaires (Lees & Miller, 1995).

Les accumulations de Fenestellidae cimentés se localisent sur les flancs des bioconstructions et constituent l'une des particularités de cette association fossile. Leurs frondes sont couchées dans le plan de stratification incliné de plus de 45 degrés par rapport à l'horizontale. Leur transport est faible si l'on en juge par leur bon état de conservation, et peut-être favorisé par le développement de ciments fibro-radiaires précoces.

Les bryozoaires ramifiés se localisent sur les flancs des bioconstructions, parfois en milieux soumis à des conditions hydrodynamiques élevées. Ils sont associés à quelques fragments de Fenestellidae, mais surtout à de nombreux foraminifères, des algues vertes, des brachiopodes à valves disjointes, des ostracodes et des échinodermes.

(2) Association fossile à *Tubiphytes*, bryozoaires et algues phylloïdes (AF.8) : cette association fossile est composée, hormis des organismes précédents, de brachiopodes, de trilobites, de foraminifères et d'échinodermes. Les types d'alimentation sont très variables suivant les organismes de cette association à grande diversité taxonomique; certains sont suspensivores (bryozoaires) et d'autres autotrophes (*Tubiphytes* et algues phylloïdes). Les trois organismes dominants sont constructeurs. Les organismes filtreurs et agents de liaison participent simultanément à l'édification des bioconstructions. Les organismes accessoires sont passifs ("dweller") et ne participent pas directement à la formation des bioconstructions.

Les algues phylloïdes désarticulées servent de support aux *Tubiphytes* et aux larves de bryozoaires. Ces algues fragiles conservent une taille de quelques centimètres qui témoignent d'un transport faible.

(3) Association fossile à *Archaeolithoporella*, *Tubiphytes*, bryozoaires, brachiopodes, éponges et échinodermes (AF.9) : les *Archaeolithoporella* sont des organismes encroûtants, autotrophes et sciaphyles (Backock, 1979), qui semblent s'adapter à de nombreuses niches écologiques. Elles se développent préférentiellement sur des substrats durs, mais s'adaptent aussi aux boues carbonatées meubles adjacentes. Elles encroûtent des bryozoaires, des *Tubiphytes*, des échinodermes, des brachiopodes, des éponges et des ostracodes, parfois conservés en position de vie au coeur des bioconstructions. Les croûtes d'*Archaeolithoporella* favorisent la liaison et la cohésion du sédiment.

(4) Association fossile à coraux, échinodermes et foraminifères (AF.12); cette dernière association et semblable à celle décrite au préalable pour la bioconstruction de Plakoon (chapitre II).

- Successions écologiques

L'épaisseur considérable de la bioconstruction empêche la présentation systématique de toutes les successions écologiques. Toutefois, un exemple permet d'en montrer les plus représentatives.

Quatre successions écologiques ont été individualisées sur le flanc nord-ouest de la bioconstruction (éperon 3; fig. 4.25). Elles peuvent être regroupées en deux types principaux T1 et T2 :

(1) les successions T1 sont caractérisées par la superposition d'organismes filtrants suspensivores (bryozaires) et encroûtants (*Archaeolithoporella*),

(2) les successions T2 montrent la superposition d'organismes liants autotrophes (*Tubiphytes*) et encroûtants (*Archaeolithoporella*).

Les successions écologiques T1 (fig. 4.25), de 1,5 m d'épaisseur, présentent les quatre stades ou "seral stages" théoriques de Walker & Alberstadt (1975). Le premier correspond au stade de stabilisation, et s'exprime par la fixation des *Tubiphytes* sur un grainstone bioclastique. Les stades de colonisation et de diversification sont caractérisés par le développement de nombreux bryozoaires et des *Tubiphytes,* auxquels sont associés des brachiopodes. Les *Archaeolithoporella* se développent en phase de domination et envahissent tout le substrat disponible en provoquant le déclin des bryozoaires.

L'organisation interne des successions écologiques T2 est très semblable aux successions écologiques T1. Les organismes suspensivores et filtrants sont substitués par des organismes autotrophes liants.

- Remplacements de communautés

L'évolution verticale à l'échelle de la bioconstruction montre un remplacement des communautés écologiques, et enregistre la modification des rôles dominants et du mode d'alimentation des organismes (fig. 4.25). Alors que le rôle de filtration ("baffler") exercé par les bryozoaires et les éponges est dominant à la base de la bioconstruction, le rôle de liaison devient dominant vers le sommet. Cette augmentation est liée au développement des *Tubiphytes* et des *Archaeolithoporella* au détriment des autres organismes devenus accessoires.

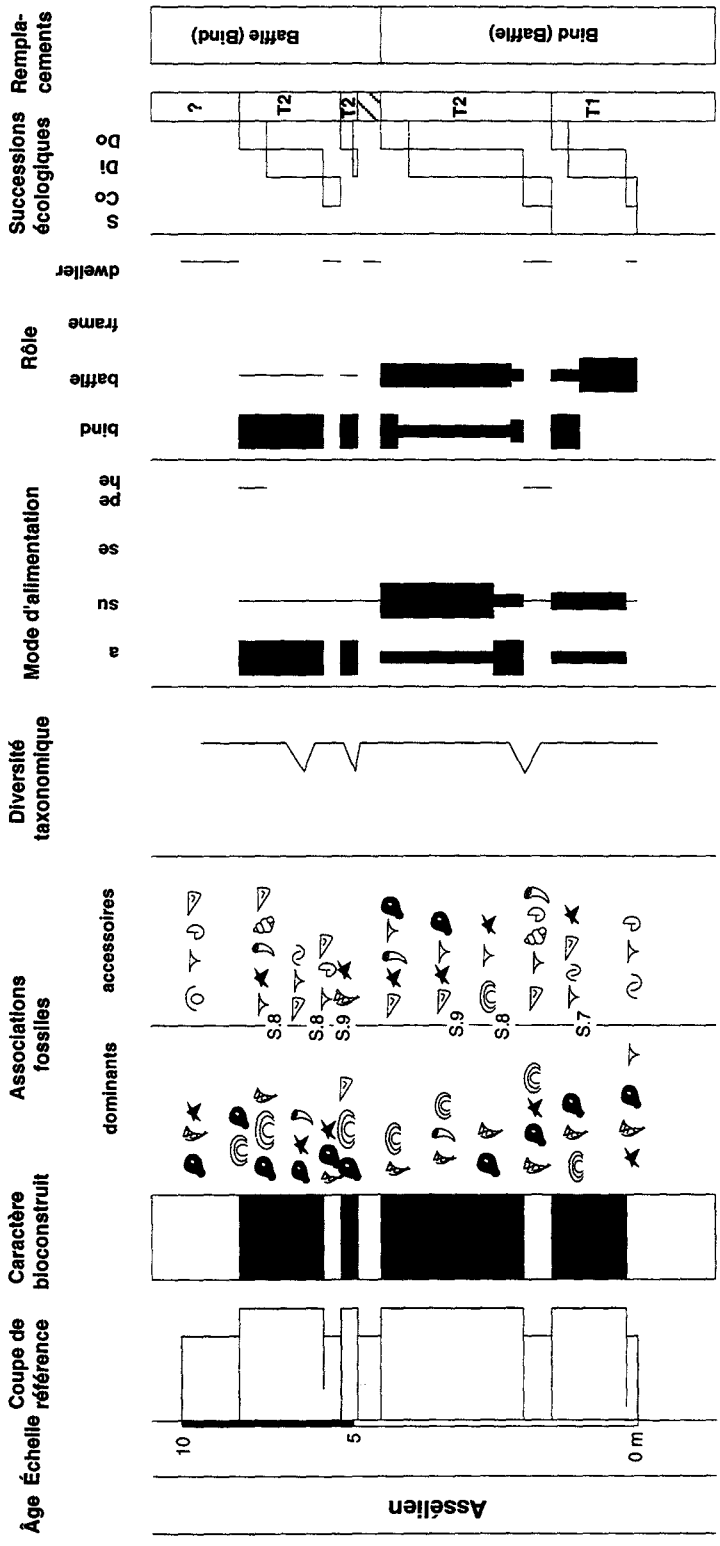


Fig. 4.25 : Schéma de synthèse des principaux caractères paléoécologiques de l'éperon 3 de la bioconstruction de Tratau. a : autotrophe; su : suspensivore; se : sédimentivore; pe : prédateur; he : herbivore; s : stabilisation; co : colonisation; di : diversification; do : domination.

Fig. 4.25 : Simplified diagram exhibiting main paleoecological features described in the Tratau-3 section; a, autotrophe; s, suspension-feeder; se, sediment feeder; pe, predator and scavenger; he, herbivorous; seral stages: s, stabilisation; co, colonisation; di, diversification; and do, domination.

4.4.2 Shikhan Shaktau

- Associations fossiles

Cinq associations fossiles ont été individualisées pour la bioconstruction de Shaktau. Il s'agit de :

(1) Association fossile à bryozoaires, *Tubiphytes* et échinodermes (AF.6),

(2) Association fossile à *Tubiphytes*, bryozoaires et algues phylloïdes (AF.8),

(3) Association fossile à *Archaeolithoporella*, *Tubiphytes*, bryozoaires, brachiopodes, éponges et échinodermes (AF.9),

(4) Association fossile à coraux, échinodermes et foraminifères (AF.12), et

(5) Association fossile à *Palaeoaplysina* (AF.11).

Les quatre premières associations sont décrites pour Tratau et la dernière pour Plakoon (chapitre II). L'absence de coupes détaillées n'a pas permis la détermination des successions écologiques, mais seulement des remplacements de communautés.

- Remplacements de communautés

Les principaux remplacements enregistrés à Shaktau sont représentatifs de l'ensemble des shikhany du secteur géographique de Sterlitamak. La coupe de synthèse de la bioconstruction de Shaktau permet d'envisager l'évolution paléoécologique au cours du temps correspondant aux dépôts bioconstruits d'âge Assélien-Sakmarien (fig. 4.26).

La première unité de remplacement est caractérisée par les associations fossiles AF.6, AF.8 et AF.9. Ils sont dominés par des organismes autotrophes (*Tubiphytes*) et suspensivores (bryozoaires). Les rôles exercés par les différents organismes correspondent aux stratégies de liaison (*Tubiphytes* et *Archaeolithoporella*) et de filtration (bryozoaires). Ces organismes forment un ensemble massif.

La seconde unité de remplacement est caractérisée par les associations fossiles AF.6 et AF.11. Les organismes constructeurs sont suspensivores (bryozoaires et *Palaeoaplysina*) et leur rôle est filtrant. Ils forment de petites lentilles bioconstruites.

La troisième unité de remplacement correspond au passage des *Palaeoaplysina*, associées à des bryozoaires, aux coraux. Cette unité est caractérisée par les associations fossiles AF.6, AF.11 et AF.12. Les organismes constructeurs sont suspensivores et leur rôle est filtrant (bryozoaires et *Palaeoaplysina*), ou encore servent à l'élaboration de charpentes rigides (coraux et accessoirement *Palaeoaplysina*). Il s'agit de petites lentilles bioconstruites.

La quatrième unité de remplacement est caractérisée par le passage depuis des *Palaeoaplysina* dominants vers de bryozoaires dominants. Les organismes constructeurs sont suspensivores. Cette unité contient les associations fossiles AF.6 et AF.11 et apparaît en petites lentilles bioconstruites.

La dernière unité de remplacement est caractérisée par des associations fossiles AF.8 et AF.11. Elle enregistre le passage progressif depuis des *Tubiphytes* dominants vers des *Palaeoaplysina* dominants. Au rôle de liaison succède celui de filtration. Les organismes constructeurs sont autotrophes (*Tubiphytes*) et suspensivores (*Palaeoaplysina*). Cette unité correspond à de petites lentilles bioconstruites.

Les cinq étapes de croissance de la bioconstruction de Shaktau, mises en évidence par l'étude des remplacements des communautés écologiques, sont séparées par des faciès composés d'éléments allochtones.

L'unité de base observée à Tratau, caractérisée par l'association fossile AF.6 (composée de bryozoaires filtrants et suspensivores), est absente à Shaktau; les affleurements d'âge Assélien inférieur, ayant été intensément exploités (Koroluyk, 1985). Cette unité dont fait référence Koroluyk

(1985) correspondrait à une nouvelle unité de remplacement antérieure aux cinq décrites pour la bioconstruction de Shaktau.

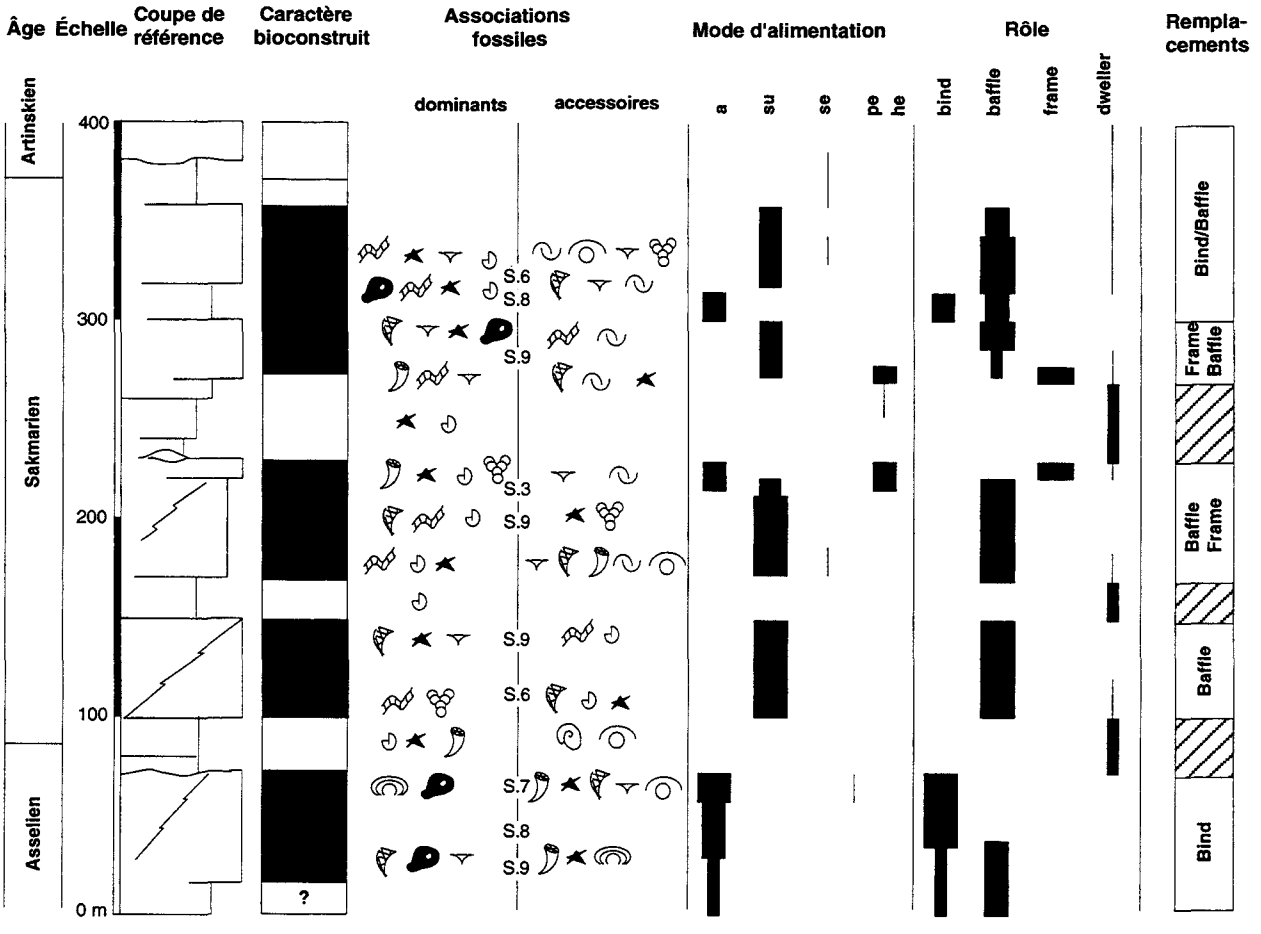


Fig. 4.26 : Schéma de synthèse des principaux caractères paléoécologiques de la bioconstruction de Shaktau. a : autotrophe; su : suspensivore; se : sédimentivore; pe : prédateur; he : herbivore; s : stabilisation; co : colonisation; di : diversification; do : domination.

Fig. 4.26: Simplified diagram exhibiting main paleoecological features described in the Shaktau buildup; a, autotrophe; s, suspension-feeder; se, sediment feeder; pe, predator and scavenger; he, herbivorous; seral stages: s, stabilisation; co, colonisation; di, diversification; and do, domination.

4.5 Processus diagénétiques

Une étude diagénétique a été uniquement envisagée pour la bioconstruction de Tratau. Elle est complétée par des observations ponctuelles réalisées à Shaktau, et permet de mettre en évidence les différentes modifications physico-chimiques subies par le sédiment. La cimentation est l'un des facteurs essentiel de la lithification des bioconstructions. Elle permet d'expliquer : (1) l'existence de pentes fortement accentuées pour la bioconstruction de Tratau; (2) l'absence de figures de compaction et de déformation plastique; (3) la composition isotopique à signal marin des ciments (analyse d'isotopes stables); (4) la présence de fractures synsédimentaires d'âge Assélien supérieur; (5) l'état visqueux ("gel") du sédiment non consolidé (ce dernier processus est mis en évidence par la superposition de la matrice visqueuse sur des faciès de grainstones et cementstones); (6) la présence de cavités sans support squelettique; et (7) l'absence de bioturbation.

Les principales phases de cimentation et les principaux processus diagénétiques déduits de ces bioconstructions sont présentés, par ordre chronologique, sous forme d'une séquence paragénétique proposée à partir des études pétrographiques, de cathodoluminescence (fig. 4.27) et géochimiques.

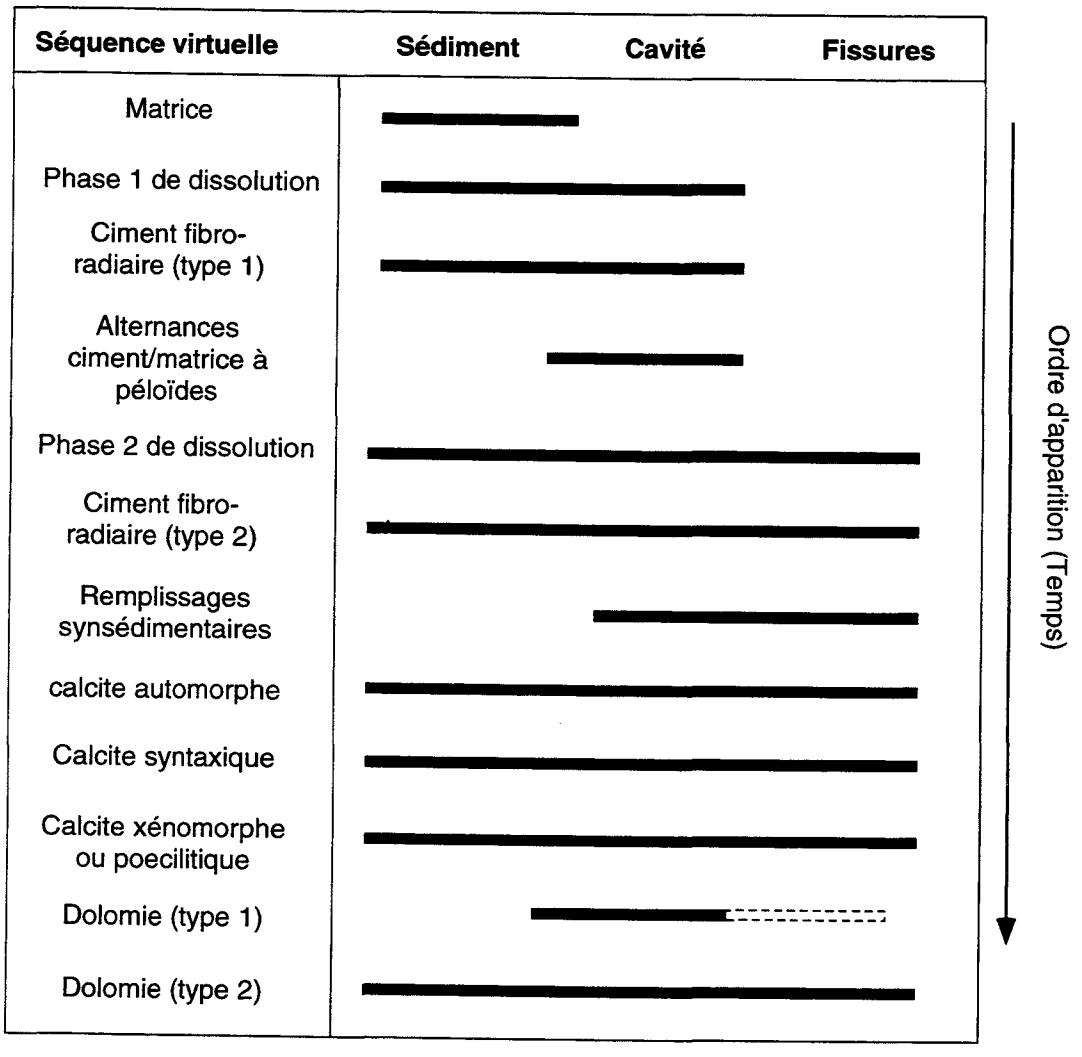


Fig. 4.27 : Séquence paragénétique de la bioconstruction de Tratau montrant les principaux processus diagénétiques.
Fig. 4.27: Paragenetic sequence of the Tratau buildup showing main diagenetic processes described in the text.

La séquence virtuelle est la suivante :

1) dépôt d'une matrice micritique et d'une matrice à péloïdes,
2) une première phase de dissolution, avec augmentation de la porosité primaire et de la taille des cavités stromatactis,
3) précipitation d'une calcite fibro-radiaire polyphasée de première génération de luminescence variable (non luminescent à jaune-orangée); ces ciments affectent le sédiment et ses différentes cavités,
4) alternances de ciment et matrice à péloïdes,
5) une seconde phase de dissolution liée à la fracturation,
6) la précipitation de calcite fibro-radiaire de deuxième génération, non luminescente à luminescente,
7) remplissage synsédimentaire des fractures,
8) la précipitation de calcite automorphe non luminescente,
9) la précipitation de calcite syntaxique luminescente et parfois zonée,
10) la précipitation de calcite xénomorphe à luminescence terne, et
11) une phase de dolomitisation.

4.5.1 La matrice

Deux types de matrice composent le sédiment au sein de la bioconstruction de Tratau. La première correspond à une matrice micritique sombre, massive, composée de cristaux de taille inférieure à 4 µm (Folk, 1965; Laseni & Sandberg, 1984) et homogène; elle s'observe uniquement dans le sédiment encaissant. La seconde, présente dans le sédiment et au sein des diverses cavités, est composée de nombreux péloïdes. Ces derniers, de 50 à 100 µm, provoquent une structure grumeleuse (Cayeux, 1935). Dans les cavités, les péloïdes sont interlaminés de franges de ciments fibro-radiaires, et tendent à former des dômes de 0,5 à 5 mm de haut. Ces deux types de matrice montrent la même luminescence orangée terne en cathodoluminescence.

Plusieurs hypothèses peuvent être évoquées pour l'origine de la matrice (fig. 4.28) :
(1) Une origine allochtone (allomicrite) de la matrice transportée par l'effet des tempêtes, depuis la plate-forme carbonatée jusqu'à la bioconstruction de Tratau. Toutefois, la composition marneuse des domaines péri-récifaux ne favorise pas l'alimentation de la bioconstruction en matrice carbonatée. Cette origine est surtout évoquée pour la matrice micritique sombre.
(2) Une matrice "in place carbonate mud" (Reitner & Neuweiler, 1995), qui correspond essentiellement à la matrice à péloïdes, dont l'origine pourrait s'expliquer par :
- la présence de nombreuses croûtes d'*Archaeolithoporella* dans le sédiment, dont la décomposition participe à la production de matrice,
- la bioérosion des bioclastes qui semble également alimenter la matrice,
- la présence de quelques bioturbations permet également de proposer une origine fécale pour cette matrice qui a pu favoriser la recristallisation de la matrice. Toutefois, la petite taille de certains péloïdes et la rareté des bioturbations ne permettent pas d'évoquer uniquement ce processus.
(3) Une origine autochtone de la micrite, formée *in situ* par des processus organiques ("organomicrite"; Reitner & Neuweiler, 1995), peut également être envisagée pour la matrice à péloïdes. Le sédiment présente localement l'aspect de microbialites identiques à celles décrites par Neuweiler (1993) et Reitner & Neuweiler (1995). La présence de structures en dôme (composées de péloïdes), au sein des cavités, semble caractéristique d'une origine microbienne (Monty, 1967; Macintyre, 1977; Land & Moore, 1980; Marshall, 1983; Sun & Wright, 1989; Ausich & Meyer, 1990; Russo *et al.*, 1995). De plus, le contenu organique généralement élevé des cavités favorise l'activité microbienne (Di Salvo, 1973). Ces dômes sont probablement issus de la précipitation

directe de calcite à partir de bactéries, capables d'établir des micro-environnements propices à la précipitation de calcite (Monty, 1976; Chafetz & Folk, 1984; Chafetz, 1986), ou encore sont liés à l'activité indirecte des microbes. Toutefois, et contrairement aux cavités, l'activité microbienne est difficile à évoquer pour expliquer l'origine de l'ensemble de la matrice présente dans le sédiment; aucune cellule ni trace d'activité organique n'ayant pu y être décelées précisement.

Enfin, la similitude de luminescence entre les différents types de matrice (à péloïdes ou non), évoqués ci-dessus, permettrait de les attribuer à une même génération de matrice. Cependant, leur alternance pourrait provenir d'un processus de dépôt distinct.

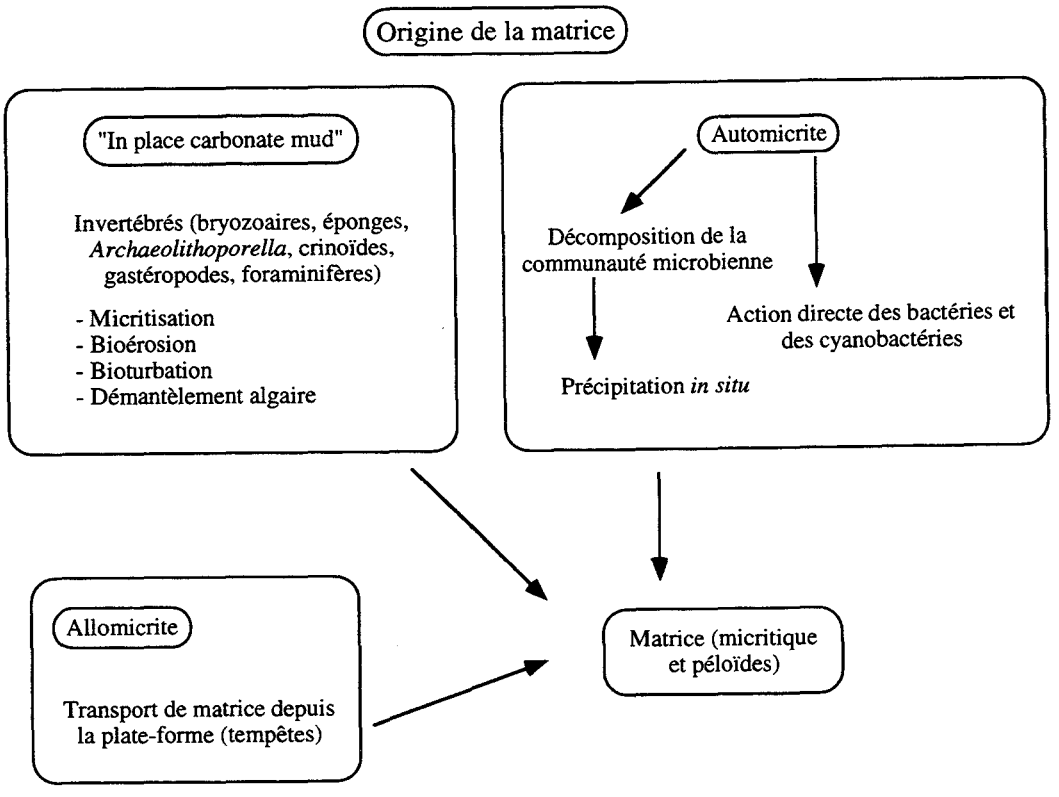


Fig. 4.28 : Schéma reprenant les principales hypothèses concernant l'origine de la matrice micritique.
Fig. 4.28: Sketch illustrating main hypothesis about origin of micritic matrix.

4.5.2 La porosité

Plusieurs types de porosité ont pu être individualisés au sein de la bioconstruction de Tratau (fig. 4.29) :

(1) Porosité primaire

Ce type de porosité est représenté par des effets d'ombrelle, et d'une porosité intraélémentaire et interélémentaire. Les éléments affectés par ce type de porosité correspondent aux bioclastes, aux cristaux (précipités ou hérités) et aux éléments figurés (selon la nomenclature de Rebelle, 1992).

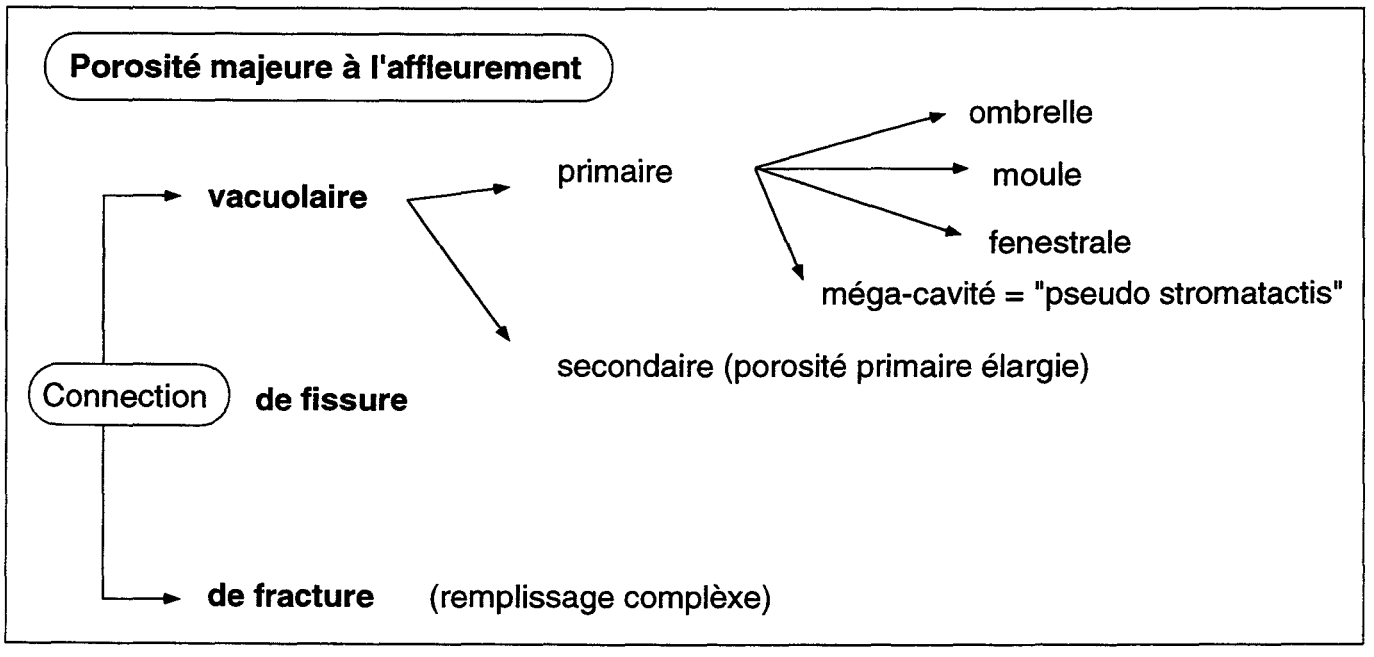


Fig. 4.29 : Types de porosité dans la bioconstruction de Tratau et relation de perméabilité entre les différents pores.
Fig. 429: Primary and secondary pore types in the Tratau buildup and relationship with permeability.

(2) Porosité secondaire

La porosité secondaire est attribuée à différentes phases de dissolution qui affectent le sédiment. Deux d'entre elles ont pu être clairement individualisées :

- La première assure l'augmentation par dissolution de la taille des cavités primaires, des effets de porosité intraélémentaire et des porosités élargies de moule. Cette phase de dissolution peut également accroître la taille des cavités stromatactis. Ces processus de dissolution ont favorisé l'augmentation de la porosité primaire.

La figure 4.30 montre comment cette dissolution affecte le sédiment autour des cavités (phase 1), puis peut entraîner l'effondrement partiel de leur toit (phase 2). Le sédiment éboulé s'accumule sur le plancher de la cavité avant d'être recouvert par une frange de ciment (phase 3). Cette dissolution affecte de façon sélective les spicules d'éponges et la matrice micritique. Les autres bioclastes sont conservés entiers et apparaissent couverts de ciments fibro-radiaires en bordure des cavités. Les parois des cavités sont ensuite tapissées de mamelons microbiens (phase 4). Cette phase de dissolution intervient avant la mise en place des ciments fibro-radiaires d'origine marine, sans aucune trace d'émersion antérieure à la mise en place des ciments. Par conséquent, cette phase de dissolution pourrait être attribuée à la circulation de fluides insaturés de composition marine, circulant à travers le réseau poreux du sédiment. Les cavités sont interconnectées par un réseau de fissures. Les processus de dissolution pré-cimentation fibro-radiaire, qui affectent de façon sélective

la matrice micritique (Matter *et al.*, 1975), sont favorisés par la décomposition de matière organique dans la zone oxique, ce qui entraîne la modification de l'alcalinité et de la saturation en $CaCO_3$. Ce processus s'observe dans les récifs actuels (Boudreau, 1987).

- Une seconde phase de dissolution est contrôlée par les fractures ouvertes induites tectoniquement. Ces fractures favorisent à nouveau la circulation des fluides à travers le sédiment. La circulation des fluides se marque, d'une part, par la génération d'une nouvelle porosité secondaire et, d'autre part, par la précipitation d'une nouvelle phase de ciment marin. La dissolution associée à ces fractures provoque parfois l'aspect irrégulier des parois et affecte les ciments fibro-radiaires du sédiment.

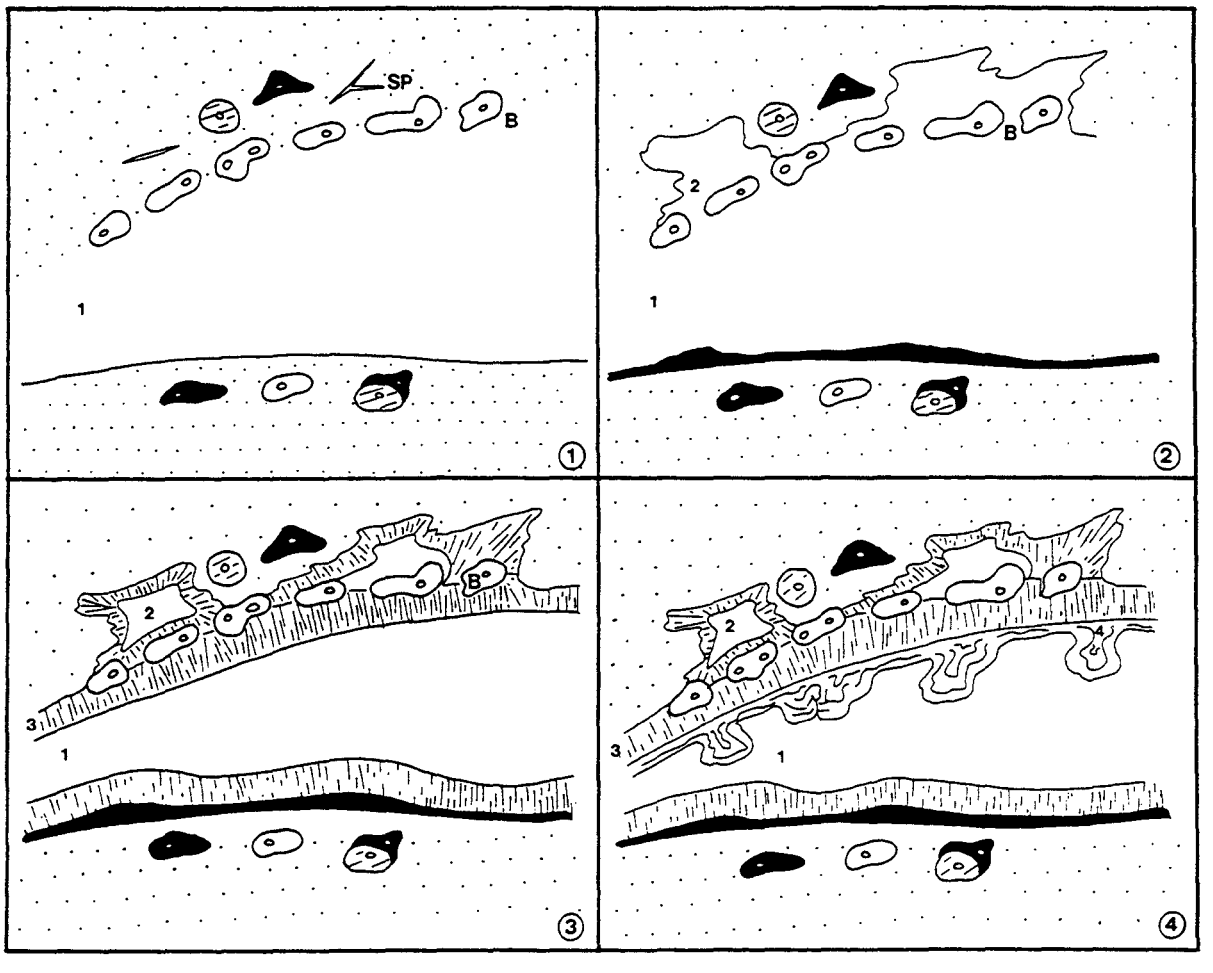


Fig. 4.30 : Dissolution sélective des contours d'une cavité primaire; (1) effet d'ombrelle sous une fronde de bryozoaire couchée dans le plan de sédimentation, (2) dissolution sélective des parois et accumulation de sédiment éboulé sur le plancher de la cavité, (3) les parois de la cavité et le sédiment du plancher sont recouverts d'une croûte de ciment fibro-radiaire, et (4) le toit de la cavité est couvert de mamelons microbiens; sp, spicules d'éponge; b, bryozoaire.

Fig. 4.30: Selectif dissolution around primary cavities; (1) shelter porosity under a bryozoan skeleton paralleling stratification, (2) selectif dissolution of walls and sediment accumulation, (3) fibro-radial cement crust overlying cavity walls, and (4) dome-shaped microbial crusts at the top of the cavity; sp, sponge spicules; b, bryozoans.

4.5.3 Les principaux ciments

(a) Ciments fibro-radiaires de calcite

Ils bouchent la porosité primaire du sédiment, remplissent les cavités stromatactis et apparaissent parfois au sein des fractures ouvertes.

Ces ciments sont représentés par des cristaux isopaques de calcite, orientés perpendiculairement au substrat. Ils correspondent aux cristaux fibreux radiaxiaux (Bathurst, 1959, 1971; Kendall & Tucker, 1973), et aux cristaux à axe optique en fascicule ("fascicular optic"; Kendall, 1977). Ces deux types de cristaux fibreux se différencient par leur mode de jointure intercristalline et par la convergence ou la divergence de leurs axes optiques. Ces ciments sont regroupés sous le terme de calcite fibro-radiaire, compte tenu de leur composition identique, de leur association au sein d'un même sédiment, et de leur morphologie et taille très semblable dans le sédiment, les cavités et les fissures.

Les principales caractéristiques des cristaux fibro-radiaires, en fonction de leurs domaines de formation, sont les suivantes :

- En remplissage des porosités primaires et secondaires du sédiment : ces ciments sont caractérisés par des franges grossières, composées de cristaux fibreux transversaux aux interfaces sédimentaires, aux parois des cavités et aux parois des fractures. Une frange de calcite fibro-radiaire est généralement composée de cristaux de 0,25 à 5 mm de long. La zonation perpendiculaire à la direction de croissance des cristaux est très fréquente, et se matérialise par des alternances de bandes millimétriques grises à blanches. Cette zonation apparaît clairement en cathodoluminescence et permet de préciser les différentes phases de croissance des cristaux (pl. IX, figs. 1-4). Les contacts entre les différentes bandes de luminescence peuvent être nets ou graduels. Au sein d'un même cristal, un total de 5 bandes de teintes différentes a pu être différencié en lumière parallèle; par contre, l'observation en cathodoluminescence permet d'individualiser au moins huit bandes de luminescence différente, depuis la non luminescence aux teintes jaunes-orangées, parfois ternes. En générale, la luminescence augmente vers le centre des cavités primaires (pl. IX, fig. 5), ce qui est conforme aux observations de référence de Davies & Nassichuk (1990) et Satterley *et al.* (1994).

D'autre part, plusieurs franges de ciments fibro-radiaires se succèdent parfois au sein des cavités primaires. Ces franges présentent des épaisseurs de 250 µm à plusieurs millimètres. Elles sont caractérisées en cathodoluminescence par des luminescences différentes, depuis la non luminescence aux teintes jaunes-orangées. Un maximum de trois franges ont été observées dans le sédiment, avec pour séquence chronologique (pl. IX, fig. 3) : (1) une frange de 150 à 200 µm d'épaisseur, composée de fibres courtes directement en contact avec le sédiment ou les bioclastes; (2) une frange épaisse, de 0,25 à 5 mm, composée de cristaux sales; (3) une dernière frange de calcite identique à la précédente.

- En remplissage des cavités stromatactis : un nombre plus important de franges apparaît. Celles-ci présentent la même épaisseur au toit, sur les parois et le plancher des cavités. Aux trois franges précédentes, s'ajoutent des franges alternant avec des lisérés micritiques sombres à péloïdes, de 25 à 50 µm d'épaisseur, et d'origine probablement organique (microbien); toutefois, des arguments décisifs (Davies & Nassichuk, 1990) manquent pour affirmer cette hypothèse. Ces cavités enregistrent une augmentation générale de la luminescence et de l'épaisseur des bandes luminescentes vers le centre (pl. X, figs. 2-3). Les cavités stromatactis sont connectées entre elles par un réseau de fissures. Ces fissures présentent une orientation commune et sont organisées perpendiculairement au plan de stratification sur les flancs de la bioconstruction. Elles sont également remplies de ciments fibro-radiaires, identiques à ceux qui caractérisent les cavités primaires et les stromatactis.

- En remplissage des fractures : parmi ces dernières, les plus fréquentes sont des fractures tardives qui recoupent toutes les autres phases diagénétiques enregistrées. Cependant, d'autres fractures, plus précoces, contiennent également ce type de ciments. Il s'agit des fractures ouvertes à remplissage synsédimentaire. Leur remplissage est composé de sédiments marins d'âge Sakmarien à Artinskien inférieur. Les différentes phases de cimentation fibro-radiaire, observées dans le sédiment et les cavités stromatactis, sont clairement tronquées par ces fractures. Par conséquent, ces dernières sont postérieures à toutes les phases de cimentation précoce du sédiment.

Une seconde phase de précipitation de ciments fibro-radiaires se développe sur les parois des fractures, en association avec des mamelons micritiques de type stromatolitique (pl. X, fig. 1-2, 4). Le sédiment situé à proximité de ces fractures semble être affecté par des processus de dissolution-recristallisation. Les ciments fibro-radiaires du sédiment situé à proximité des fractures (de première génération), sont localement affectés et parfois remplacés par des ciments de seconde génération (intra-fracture). Les franges de ciments fibro-radiaires développées sur les parois des fractures peuvent alterner avec des niveaux de sédiments marins, composés de péloïdes et d'organismes coelobites (ostracodes, *Tuberitina* et d'autres organismes d'affinité inconnue; pl. XI, fig. 2). Ces organismes peuvent être piégés sous forme de bioaccumulations entre les différentes franges de ciments fibro-radiaires. La cimentation fibro-radiaire au sein des fractures est contemporaine du remplissage sédimentaire.

Composition isotopique des ciments fibro-radiaires

Les mesures isotopiques réalisées sur des échantillons de l'encaissant, des cavités primaires, des stromatactis et des fractures ouvertes oscillent entre -0,5% et -2,1% pour le ^{18}O, et 4,7 et 6,2 pour le ^{13}C (fig. 4.31). Les ciments fibro-radiaires de Tratau présentent clairement une origine marine et leur composition isotopique se rapproche des valeurs actuelles obtenues pour la calcite fortement Mg (^{18}O -1,0 et ^{13}C +4; Ginsburg *et al.*, 1971; Goreau & Land, 1974).

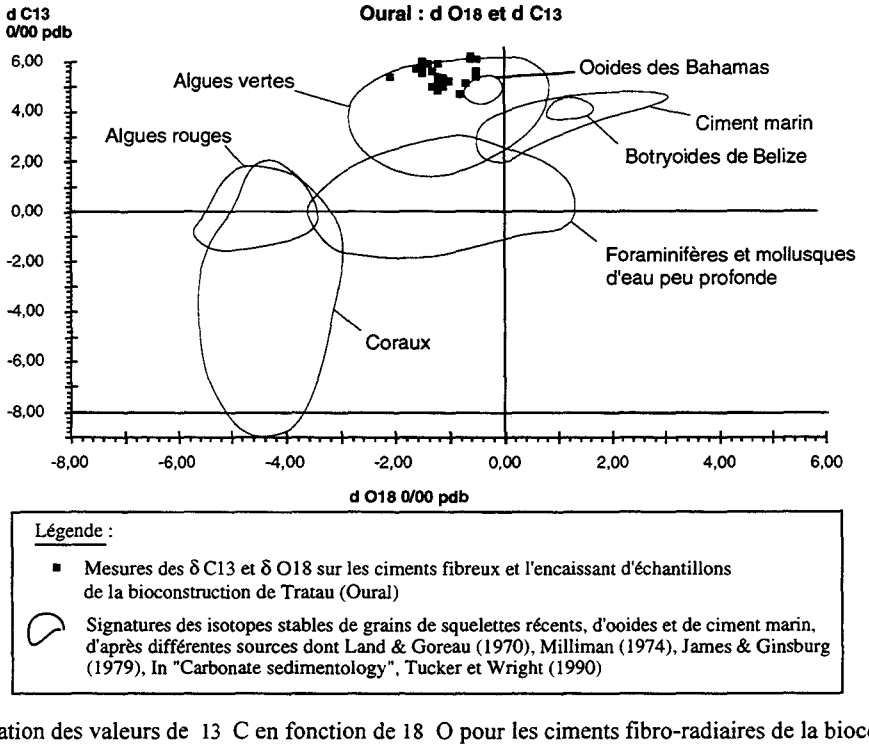


Fig. 4.31 : Répresentation des valeurs de ^{13}C en fonction de ^{18}O pour les ciments fibro-radiaires de la bioconstruction de Tratau, et comparaison avec les signatures des isotopes stables de squelettes récents, d'ooïdes et des ciments marins.
Fig. 4.31: Diagram showing the $^{13}C/^{18}O$ ratio found in the radial-fibrous cements of the Tratau buildup, and relationship with stable isotope references.

L'étude de certains profils, où plus de 20 prélèvements ont été réalisés à l'interface encaissant-cavité, montre une dérive des valeurs vers un enrichissement en ^{18}O pour les premières phases de cimentation sur les parois des cavités. Le centre des cavités enregistre par contre un appauvrissement de ces valeurs en ^{18}O. Ces différences peuvent s'expliquer par une modification des fluides au cours du temps. Ces différentes valeurs géochimiques coïncident avec des teintes de luminescence variable.

Interprétation

Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer l'origine des ciments fibro-radiaires (phases 3 et 6 de la séquence virtuelle). Ces ciments ont fait l'objet de nombreuses controverses opposant les partisants d'une origine secondaire, par remplacement d'un ciment fibreux marin primaire (Kendall & Tucker, 1973; Davies, 1977; Gillies, 1977; Kendall, 1977; Russo *et al.*, 1995), aux partisants d'une précipitation directe du ciment en domaine marin (Kendall, 1985; Saller, 1986; Boulvain, 1993), ou enfin aux partisants d'une origine organique (Monty, 1982; Monty *et al.*, 1982; Van Lear & Monty, 1984; Monty, 1995).

Les critères qui permettent de confirmer l'origine marine de ces ciments fibro-radiaires sont les suivants :

(1) il s'agit de la première phase de cimentation du sédiment (ciments de première génération),

(2) ils précipitent dans les cavités primaires, mais également au sein des stromatactis et des fractures (deuxième génération de ciments),

(3) ils présentent un contact direct avec le sédiment marin,

(4) leur composition isotopique correspond à celle des ciments marins,

(5) ils sont analogues aux ciments marins actuels aragonitiques, composés de calcite riche en Mg (Schröeder, 1972; Ginsburg & James, 1974; Aïssaoui, 1985),

(6) ils apparaissent également au sein des éléments bréchiques, en remplissage des stromatactis et des fractures ouvertes, et

(7) ils sont intercalés entre des sédiments marins en remplissage interne des cavités et fractures.

De tels ciments fibro-radiaires marins existent dans les bioconstructions permiennes du Texas et de New Mexico, dans les récifs Waulsortiens, et dans les récifs du Canada (Newell, 1955; Pray, 1965; Cotter, 1966; Wendt, 1971; Stone, 1972; Davies, 1977; Mazzullo & Cys, 1977; Schmidt, 1977; stemmerik, 1989; Davies & Nassichuk, 1990; Toomey, 1991).

L'enrichissement en ^{13}C de tous les échantillons et les valeurs négatives faibles de ^{18}O sont caractéristiques d'un mécanisme de précipitation marin, pour un ciment précurseur, préservé actuellement sous la forme d'une calcite fibro-radiaire. L'enrichissement en ^{13}C des ciments fibro-radiaires est fréquent pour les sédiments du Paléozoïque supérieur, et surtout dans les bassins qui ont développé une sédimentation évaporitique (Beauchamp *et al.*, 1987).

La composition isotopique pratiquement identique des calcites fibro-radiaires du sédiment, des cavités primaires et des fractures ouvertes fournit l'évidence d'un environnement diagénétique commun, favorable à leur formation. Toutefois, le ciment des fractures est clairement postérieur à ceux du sédiment. De plus, les ciments fibro-radiaires de seconde génération (synfracture) semblent avoir affecté les phases de ciments fibro-radiaires du sédiment, et parfois les remplacer.

Ces processus de cimentation semblent se concentrer sur les flancs et au sommet de la bioconstruction. On enregistre une augmentation du taux de cimentation au cours de la croissance de la bioconstruction. La base et le coeur de la bioconstruction présentent un caractère plus boueux.

La pression hydrostatique, générée par l'action des vagues épisodiques ou des courants d'"upwelling" à travers la masse bioconstruite poreuse, fournirait le mécanisme nécessaire au maintient d'un flux important permettant la formation de ciments précoces (Mattews, 1974). Cette

hypothèse semble être confirmée par les variations de composition isotopique des ciments, caractéristiques des différentes phases de cimentation et par la circulation de courants d'"upwelling" dans le bassin (Mizens, 1993). Les études de Martin & Braga (1988) dans les bioconstructions du Trias des Chaînes Bétiques montrent des processus comparables. Ces ciments se forment sous la zone d'action des vagues de beau temps (Davies & Nassichuk, 1991; Beauchamp, 1989).

(b) Ciments granulaires et syntaxiques

Les ciment granulaires et syntaxiques ferment les porosités inter et intra-élémentaire du sédiment, les cavités stromatactis et les fractures. Ils se présentent sous forme d'une mosaïque de cristaux automorphes à xénomorphes, ou encore se développent en remplissage des fractures ouvertes, sous forme d'une calcite syntaxique autour des ossicules et des plaques de crinoïdes. Trois phases de luminescence apparaissent en cathodoluminescence (pl. IX, figs. 6-7) :

(1) une frange de cristaux automorphes non luminescents à terminaison scalénoédrique (pl. X, fig. 5-6); les dimensions des cristaux varient de 50 µm à 1 mm;

(2) une frange luminescente orangée qui épouse en croissance syntaxique la frange de cristaux non luminescents; la transition est nette entre ces deux franges (pl. IX, fig. 6; pl. X, fig. 5); et enfin,

(3) la porosité est close par une calcite xénomorphe à luminescence orangée terne ("dull"), qui est parfois directement en contact avec la phase (1) dans les cavités stromatactis et le sédiment (pl. IX, figs. 6-7; p. X, figs. 5-6).

Les phases de cimentation 8, 9 et 10, non luminescentes ou luminescentes dans les teintes jaunes et terne ("black, bright and dull"), succèdent invariablement aux ciments fibro-radiaires.

Interprétation

La transition depuis la calcite fibro-radiaire à la calcite automorphe (phases 8 et 9 dè la séquence virtuelle) est attribué à un changement de la composition chimique des fluides circulants dans les pores. La zonation de la luminescence des cristaux peut être attribuée à des variations répétitives de la composition des fluides diagénétiques (Mountjoy & Krebs, 1983; Hurley & Lohmann, 1989), par exemple, la variation de Mn++ ou du rapport Mn/Fe. Deux hypothèses peuvent être retenues concernant l'origine de ces ciments. La première correspond à une origine marine (Lees & Miller, 1995) et la seconde à une origine météorique (Meyers, 1974, 1978; King, 1984). Les arguments suivants permettent d'opter en faveur d'une origine météorique de ces ciments :

- l'absence de troncature par le réseau de fracture,
- la taille et la morphologie des cristaux (Purser, 1980),
- la zonation de la luminescence des cristaux en continuité syntaxique (Mountjoy & Krebs, 1983),
- la dissolution des organismes de composition chimique instable (aragonite) et l'occlusion de cette porosité par la calcite automorphe,
- leur présence au sein des cavités primaires, des stromatactis et des fractures,
- leur installation tardive par rapport aux ciments fibro-radiaires, et
- l'existence d'une émersion tardi-assélienne contemporaine du remplissage synsédimentaire des fractures. Cette émersion peut avoir favorisée l'installation d'une lentille "insulaire" d'eau douce ayant entrainé des phases de dissolution et de précipitation de ciments. Cependant, une étude géochimique complémentaire s'avère nécessaire afin de confirmer cette dernière hypothèse.

La calcite xénomorphe (phase 10 de la séquence virtuelle), de luminescence terne, clôt toute porosité au sein du sédiment, mais également au sein des fractures. Cette calcite, peu ou pas zonée, semble caractéristique d'un ciment d'enfouissement (Mountjoy & Krebs, 1983; Niemann & Read,

1988; Savard & Bourque, 1989). Des analyses complémentaires sont également nécessaires pour vérifier cette proposition.

(c) Dolomitisation

Plusieurs phases de dolomitisation affectent la bioconstruction (phase 10 de la séquence virtuelle). Deux phases de dolomitisation dominantes affectent le sédiment :

- La première est caractérisée par des cristaux microgrenus de taille inférieure a 25 µm. Elle apparaît en remplissage de cavités *fenestrae*, affecte les faciès micritiques et les grainstones à crinoïdes des remplissages synsédimentaires de fracture. Ce processus de dolomitisation est conservé uniquement dans les fractures ouvertes et en remplissage des cavités stromatactis. Son influence s'étend sur une épaisseur verticale d'environ 5 m autour d'une importante discontinuité intra-fracture (pl. XIV, fig. 3). Cette discontinuité correspond à une surface d'émersion ayant affecté la bioconstruction de Tratau à l'Assélien terminal.

Deux hypothèses majeures peuvent être proposées pour cette première phase de dolomitisation. Il s'agirait d'un processus de dolomitisation lié à une phase d'émersion ou à une hausse du niveau marin. Ce processus résulterait du mélange des eaux phréatiques météoriques et marines ("mixing zone"). Cette dolomitisation affecte les sédiments sus et sous-jacents à une importante discontinuité repérée dans une fracture. Cette discontinuité, provoquée par une baisse du niveau marin relatif, est caractérisée par une micro-karstification, dont les poches sont remplies de dolomie. La présence de dolomie au dessus de cette discontinuité, affectant partiellement des faciès installés lors d'une phase de remontée du niveau marin (grainstone bioclastique; F.6), et la reprise de la sédimentation, permet d'opter en faveur d'une initiation du processus de dolomitisation en contexte transgressif.

- La seconde est composée de cristaux idiomorphes de dolomie, de 50 à 250 µm, qui affectent la totalité du sédiment (pl. XIV, fig. 5). On la retrouve essentiellement au sommet de la bioconstruction; elle paraît être associée à un processus de karstification tardif. Cette dolomie provoque l'aspect pulvérulent du sédiment à l'affleurement. Cette phase provoque la transformation du sédiment en cargneule.

Conclusions

Les principaux processus diagénétiques enregistrés dans le sédiment, les cavités et les fractures ouvertes sont repris en synthèse dans la figure 4.32. Le sédiment et les cavités sont affectés par l'ensemble des phases diagénétiques décrites dans la séquence paragénétique. Les fractures, par contre, sont depourvues des trois premières phases diagénétiques de ciments fibro-radiaires. La relation spatio-temporelle entre le sédiment, les cavités et les fractures est illustré sur un schéma synthétique idéalisé à partir de l'ensemble des informations récoltées (fig. 4.33), et montre les différentes phases de cimentation ayant affecté (A) le sédiment, (B) les cavités et (C) les fractures. La composition isotopique très proche des différentes phases de ciments fibro-radiaires suggère la precipitation des ciments dans un environnement sous-marin. Les trois phases ultimes de ciments automorphes, syntaxiaux et xénomorphes ferment partiellement la porosité restante, et apparaissent indifféremment dans le sédiment et les fractures.

L'étude diagénétique du shikhan Tratau montre la conservation d'une porosité importante sous forme de cavités de croissance, de stromatactis et de fractures. Cette porosité semble connectée par un réseau de fissures, par la jonction des cavités et par les fractures qui traversent l'ensemble de la bioconstruction.

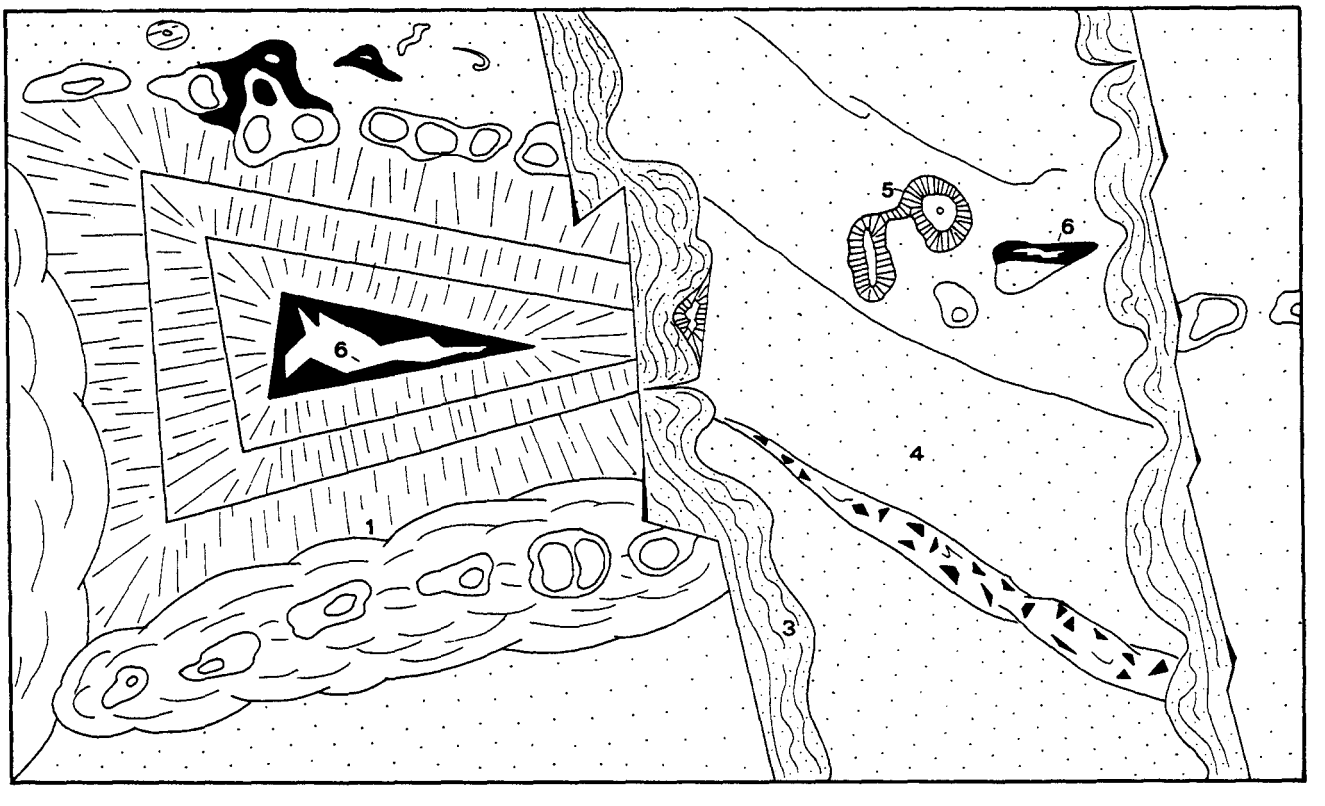


Fig. 4.32 : Schéma synthétique modélisé reprenant les principales phases diagénétiques observées à Tratau; 1, ciment fibro-radiaire autour des bioclastes et dans les cavités primaires; 2, fracturation; 3, voiles microbiens en dômes; 4, remplissage synfracture; 5, ciment fibro-radiaire; 6, ciment équigranulaire.

Fig. 4.32: Synthetic sketch showing main diagenetic phases described in the Tratau buildup; 1, radial fibrous cements surrounding bioclasts and primary cavities; 2, fractures; 3, domed-shape microbial crusts; 4, filling fracture; 5, radial-fibrous cements; 6, equigranular cements.

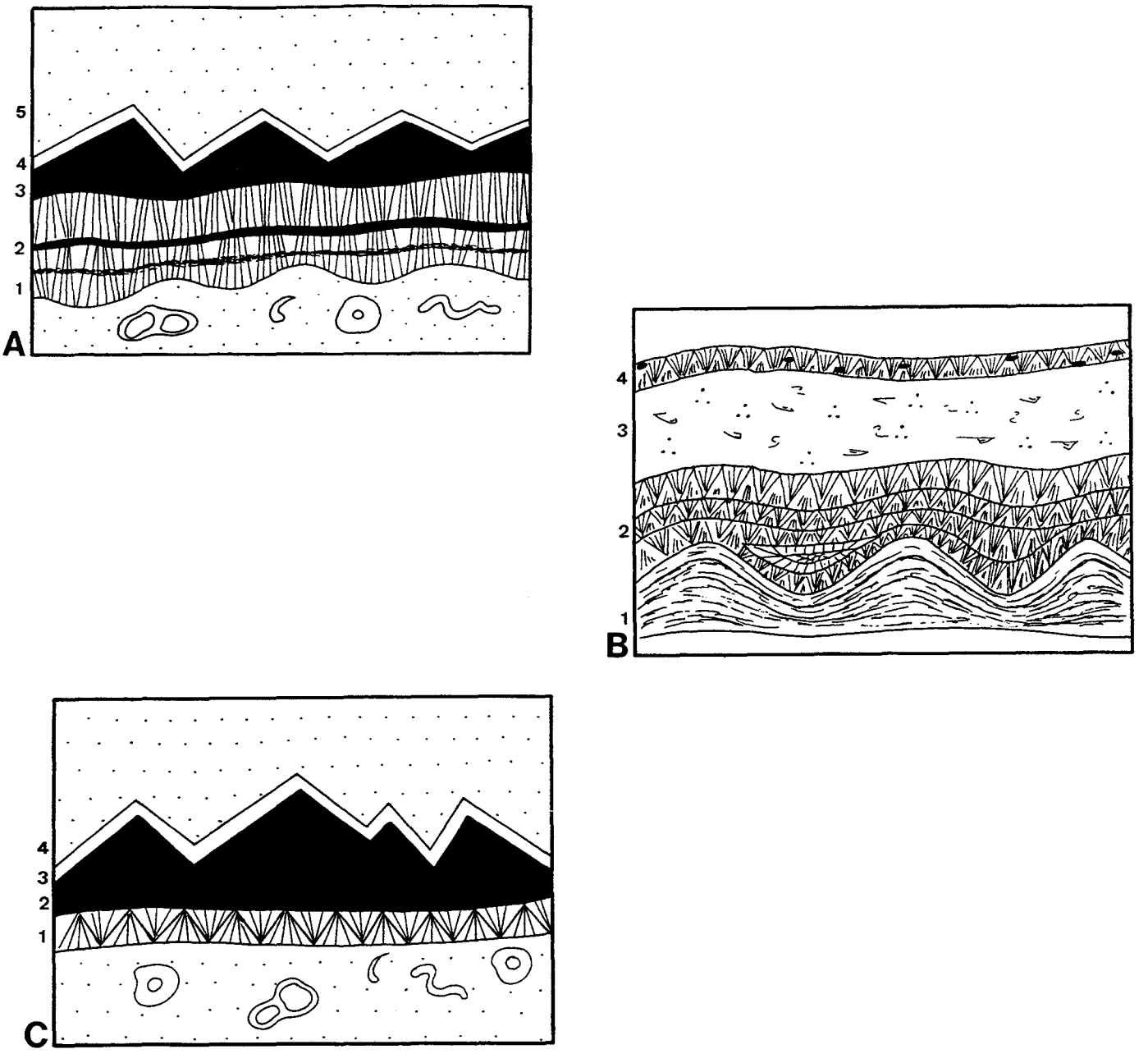


Fig. 4.33 : Schéma de représentation des différentes phases de cimentation ayant affectées : (A) le sédiment et les cavités primaires; 1, frange de ciments fibro-radiaires; 2, liseré micritique sombre; 3, calcite automorphe; 4, calcite syntaxique; 5, calcite xénomorphe. (B) Cavités stromatactis : 1, mamelons microbiens; 2, franges de ciments fibro-radiaires; 3, matrice à péloïdes; 4, frange de ciments fibro-radiaires avec organismes inclus (*Tuberitina*, ostracodes). (C) Fractures : 1, ciments fibro-radiaires; 2, calcite automorphe; 3, calcite syntaxique; 4, calcite xénomorphe.

Fig. 4.33: Sketch illustrating cementation phases affecting (A) sediment and primary cavities; 1, radial-fibrous band; 2, dark micritic band; 3, automorphic calcite; 4, syntaxial calcite; 5, xenomorphic calcite. (B) Stromatactis cavities: 1, dome-shaped microbial crusts; 2, radial-fibrous cement bands; 3, peloidal matrix; 3, radial-fibrous cements including bioclasts (Tuberitina and ostracods). (C) Fractures: 1, radial-fibrous cements; 2, automorphic calcite; 3, syntaxial calcite; 4, xenomprphic calcite.

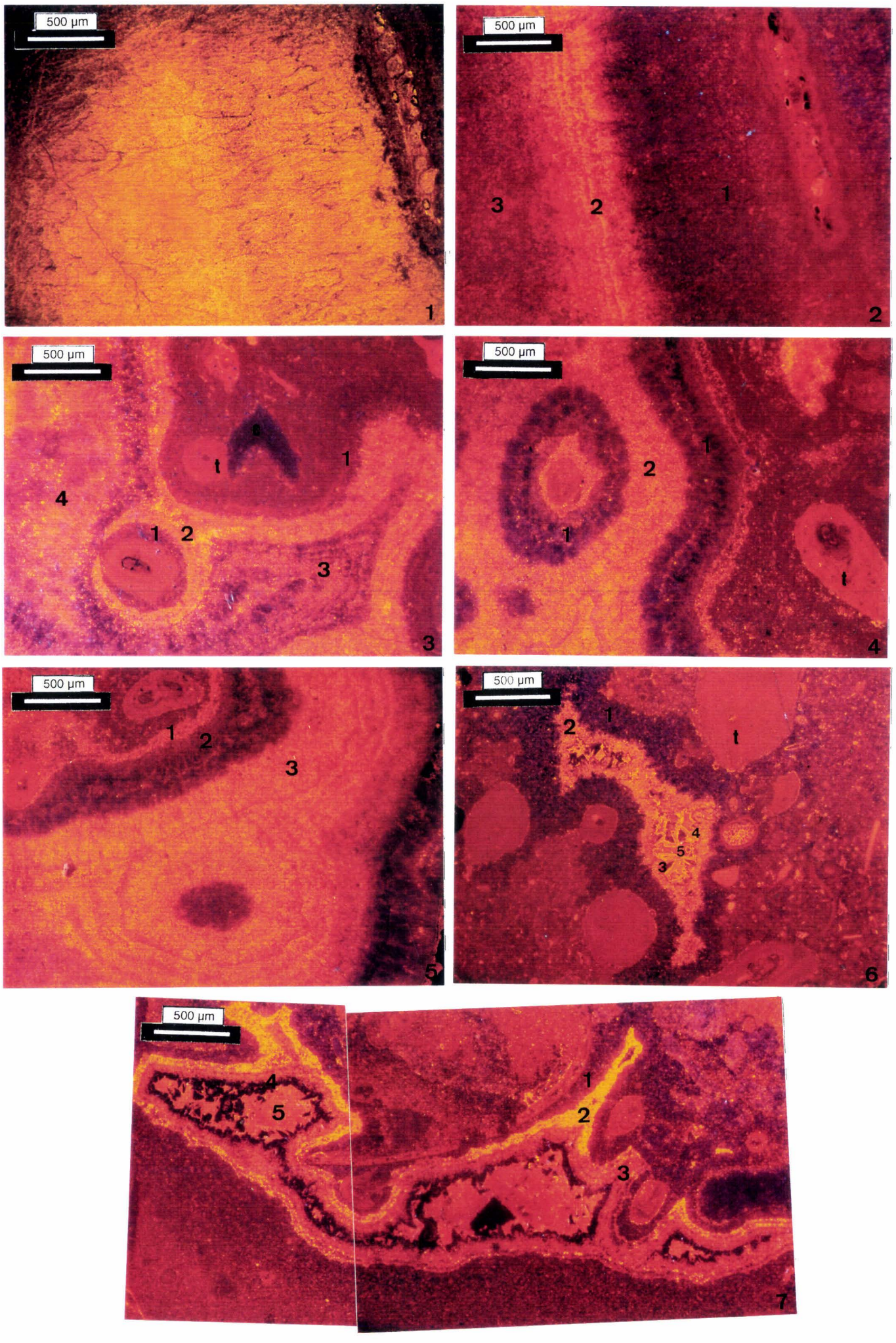


Planche photographique IX : bioconstruction de Tratau (cathodoluminescence)

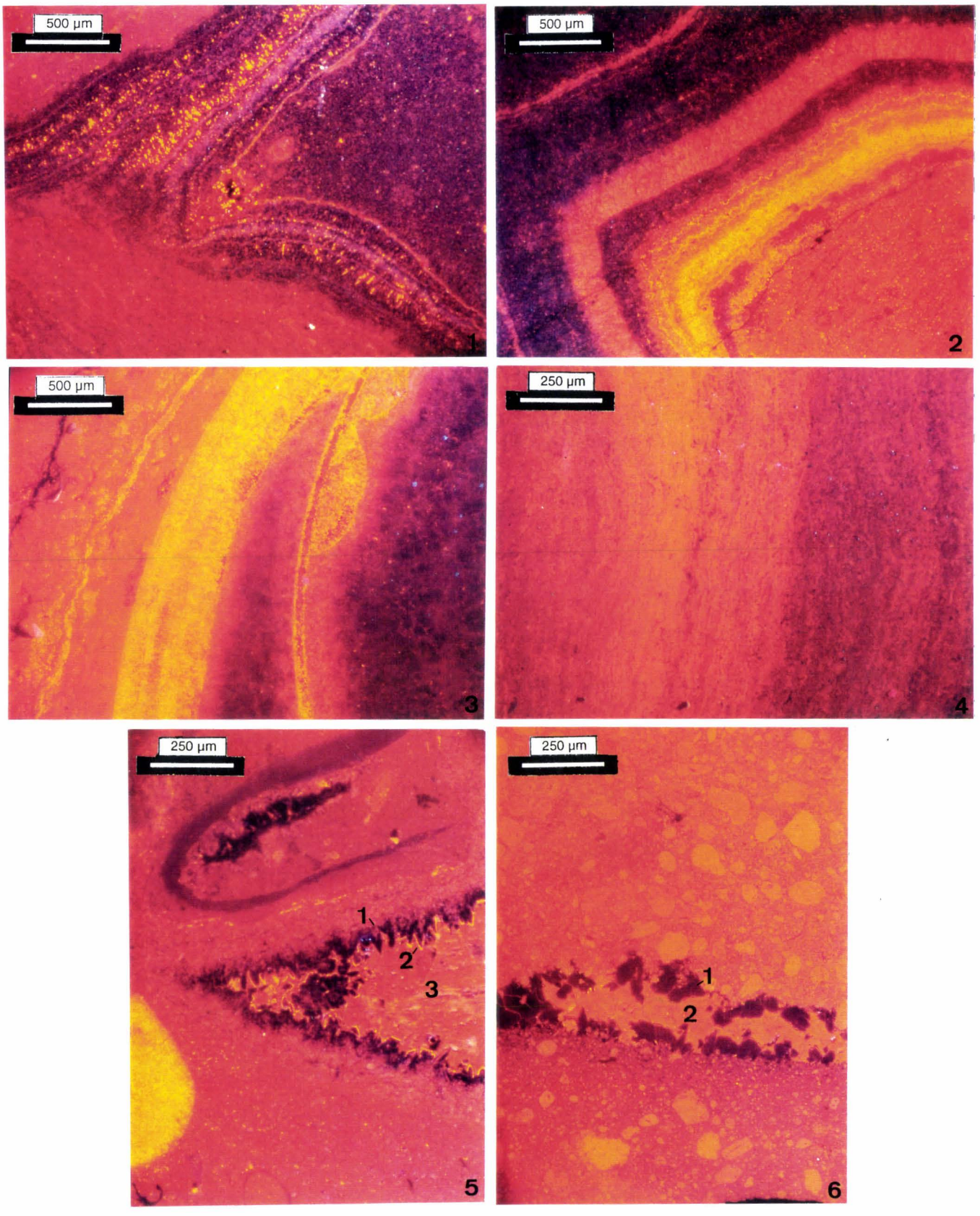


Planche photographique X : bioconstruction de Tratau (cathodoluminescence)

4.5.4 Les cavités et les "stromatactis" dans la bioconstruction de Tratau

Trois catégories de cavités ont pu être individualisées et sont décrites par la suite :

1) cavités de "croissance" (porosité primaire),
2) cavités d'origine diagénétique (porosité secondaire), et
3) cavités de type stromatactis (porosité secondaire).

1) Les cavités de "croissance" sont directement liées à la porosité provoquée par l'activité des organismes à structures complexes. Les bryozoaires comptent parmi les organismes les plus susceptibles de générer ce type de cavités. Leur mode de remplissage très simillaire à celui des stromatactis peut entraîner une confusion lors de leur détermination (Newell, 1955). Cependant, deux types de cavités de croissance peuvent être individualisés : le premier concerne les cavités issues de l'espace interparticulaire, et correspond essentiellement aux effets d'ombrelle; le second correspond aux cavités intraparticulaires, dans la structure interne des organismes.

2) Les cavités diagénétiques (par dissolution, recristallisation, etc.) correspondent à la dissolution d'organismes (porosité "vuggy"), ou encore à l'augmentation de la porosité des cavités primaires. Ces cavités dépendent de la présence de structures, biogéniques ou non, susceptibles de générer une porosité secondaire (Pratt, 1982; Webb, 1987). Elles peuvent présenter le même mode de remplissage que celui des stromatactis.

3) Les stromatactis, très abondants, se forment en contexte micritique dominant. Selon Bourque & Gignac (1983), il s'agit d'une "structure à base plane ou légèrement ondulante et "sommet" digité, cimentée par de la calcite fibreuse".

L'appelation "stromatactis", énoncée depuis le siècle dernier, a fait l'objet de nombreuses discussions. Les définitions sont précisées jusqu'à nos jours par de nombreux auteurs (Dupont, 1881; Lecompte, 1937; Lees & Miller, 1985). Une synthèse exhaustive a été présentée par certains auteurs (Pratt, 1982; Tsien, 1985; Boulvain 1993).

La classification des différentes cavités de Tratau s'impose et permettra une meilleur compréhension des objets étudiés. L'organisation des cavités dépend essentiellement de leurs morphologies et de leur distribution au sein des divers faciès. Le caractère morphologique des cavités est très variable et leurs descriptions s'appuieront sur la classification de Boulvain (1993).

Ces cavités apparaissent essentiellement dans trois types de bioconstructions du Paléozoïque:

- les récifs rouges en faciés griotte qui se développent du Cambrien au Dévonien,
- les monticules Waulsortiens du Carbonifère, et
- les "reefs mounds" permiens.

L'origine des stromatactis reste un sujet très controversé. Les stromatactis résulteraient probablement de la cimentation centripète dans une cavité ou un système de cavités (Bourque & Boulvain, 1993). Parmi les mécanismes proposés pour la formation de ces cavités, les plus fréquents sont :

- les phénomènes de thixotropie ou d'échappements de fluides (Heckel, 1972; Desbordes & Maurin, 1974; Bernet-Rollande *et al.*, 1981),
- les cavités intercalées entre des croûtes de ciments précoces (Bathurst, 1980),
- l'écoulement de boue partiellement cimentée (Bathurst, 1982),
- les échappements verticaux d'eau dans un matériel organique ou non (Wallace, 1987),

- le rôle des racines (Bechstädt, 1974) et des organismes fouisseurs (Shinn, 1968),
- les cavités liées aux effets d'ombrelle générées sous la paroi des bryozoaires (Schwarzacher, 1961; Lees & Miller, 1995),
- l'érosion synsédimentaire de boue entre des tapis algaires (Pratt, 1982, 1986),
- les cavités liées à la décomposition d'organismes d'origine microbienne et l'effondrement partiel du sédiment (Lees, 1964, 1988; Lees & Miller, 1985),
- la dégradation d'un réseau spiculaire (Bourque & Gignac, 1983, 1986; Beauchamp, 1989; Bourque & Boulvain, 1993),
- la recristallisation de colonies micro-organiques (Tsien, 1985), ou
- la décomposition d'algues (Lecompte, 1937).

Descriptions des cavités de la bioconstruction de Tratau

Les cavités ont en général une longueur comprise entre 1 cm et 1 m, et présentent une hauteur de quelques centimètres à 1 dm. Certaines d'entre elles peuvent atteindre 0,5 à 1 m (au sein du shikhan Tratau). Le rapport longueur/ hauteur varie de 1 à 2,5. Les cavités présentent des fonds plats et des sommets digités. Les digitations sont irrégulières simples ou complexes. Les parois des cavités sont cimentées par une frange de calcite fibreuse, sur laquelle se développent des bothryoïdes. Ces derniers apparaissent essentiellement au toit, sur les parois latérales et très rarement sur les planchers des cavités. Au coeur des bioconstructions, ces cavités sont conformes au plan de stratification, ou encore forment un angle aigüe lorsqu'elles se développent sur les flancs des bioconstructions (pl. XIV, fig. 2). L'angle maximum peut atteindre plus de 45 degrés (faciès S.8 et S.11). Les cavités sont parfois interconnectées par un réseau de fissures remplies de ciments fibreux.

La figure 4.34 illustre les caractéristiques des cavités observées, selon la classification décrite précédemment et leurs caractères propres. Ce tableau montre qu'il existe une relation directe entre le mode de développement des cavités et le faciès encaissant. La morphologie et la taille des cavités sont directement gouvernées par le faciès encaissant. Les cavités les plus grandes et les mieux développées se localisent dans les faciès enrichis en matrice micritique. Les cementstones à bryozoaires contiennent quelques cavités de petite taille, qui sont souvent attribuées à des cavités de croissance. Le mode de remplissage, l'angle par rapport au plan de stratification et le type de cimentation ne semble pas, quant à eux, être influencés par la composition de l'encaissant.

Le plancher des cavités repose sur différents éléments :

- de petits niveaux d'accumulation bioclastique à ostracodes et crinoïdes (fig 4.35),
- directement sur le faciès encaissant (fig. 4.36),
- intercalé entre des *Archaeolithoporella* (fig. 4.37),
- sur des bioclastes isolés et couchés dans le plan de stratification, tels que coraux ou bryozoaires (figs. 4.38, 4.39), ou
- sur une matrice micritique grise (fig. 4.40).

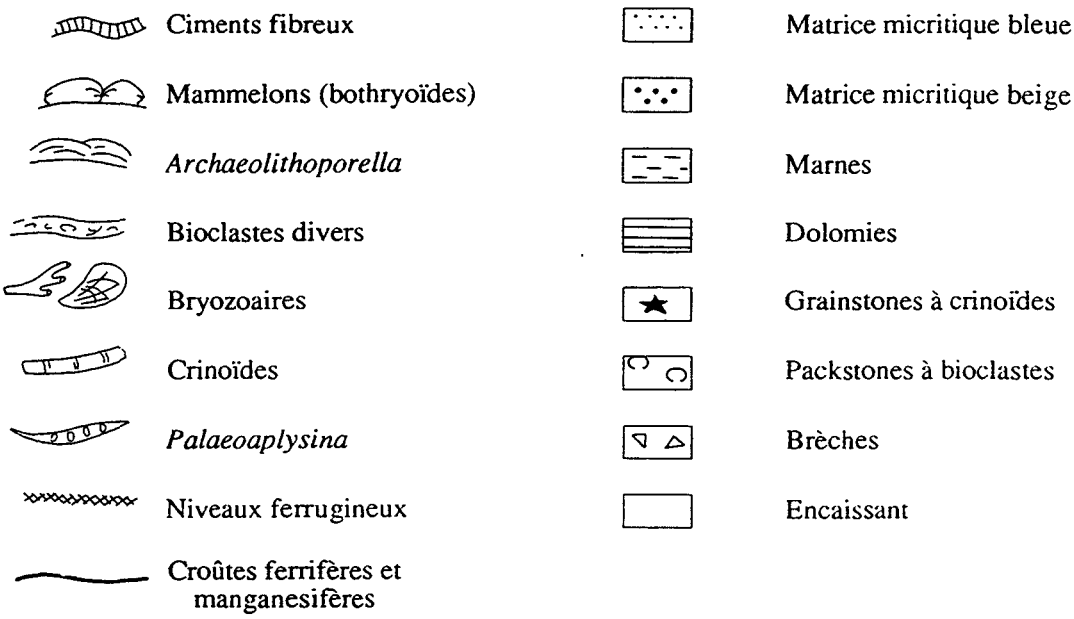
Le plancher des cavités est parfois également limité par des débris d'ammonoïdes, des crinoïdes et coraux.

Faciès encaissant	Morphologie	Taille Larg.	Haut.	Mode de remplissage	Type de cimentation	Angle/ stratification	Lien cavité-encaissant	Localisation
Cementstones à bryozoaires et *Tubiphytes*	irrégulières simples à complexes	1 à 10 cm	1 à 2 cm	Ciments Matrice micritique Argile	C. fibro-radiaire complexe	de 20 à 45° par rapport au plan de stratification	Bioclaste couché dans le plan de stratification *Archaeolitho-porella*	Flanc de la bioconstruction
Bafflestones à *Tubiphytes*, bryozoaires et coraux	rares, régulières à irrégulières simples et irrégulières complexes	1 cm à 1 m	1 cm à 50 cm	Ciments Matrice micritique Dolomie Argile	C. fibro-radiaire C. bothryoïdaux	rare et de 0 à 2-3°	Poche de matrice micritique grise Bioclastes isolés Sédiment encaissant	Cœur de la bioconstruction
Bindstones à algues, bryozoaires et *Tubiphytes*	irrégulières simples à complexes	1 cm à 50 cm	1 cm à 15 cm	Ciments C. bothryoïdaux Dolomie Argile	C. fibro-radiaire complexe C. bothryoïdaux	de 0 à 35°	*Archaeolitho-porella* Niveaux bioclastiques Bioclastes isolés	Flanc et cœur de la bioconstruction
Floatstones à *Tubiphytes*, bryozoaires et crinoïdes	irrégulières	1 cm à 1 m	1 cm à 1 m	Ciments Dolomie Argile	C. fibro-radiaire Rare c. bothryoïdaux	de 0 à 20°	Bioclastes isolés Niveaux bioclastiques	Flanc et cœur de la bioconstruction

Fig. 4.34 : Synthèse des observations concernant les cavités stromatactis de la bioconstruction de Tratau suivant leur faciès encaissant, leur morphologie, leur taille, leur mode de remplissage, leur type de cimentation, leur angle par rapport à la stratification et leur localisation dans la bioconstruction.

Fig. 4.34: Simplified diagramm illustrating a classification of the stromatactis cavities in the Tratau buildup according to their repective shape, filling, cements, measurements of the dip of basal planes and setting in the buildup.

Légende de cavités et fractures



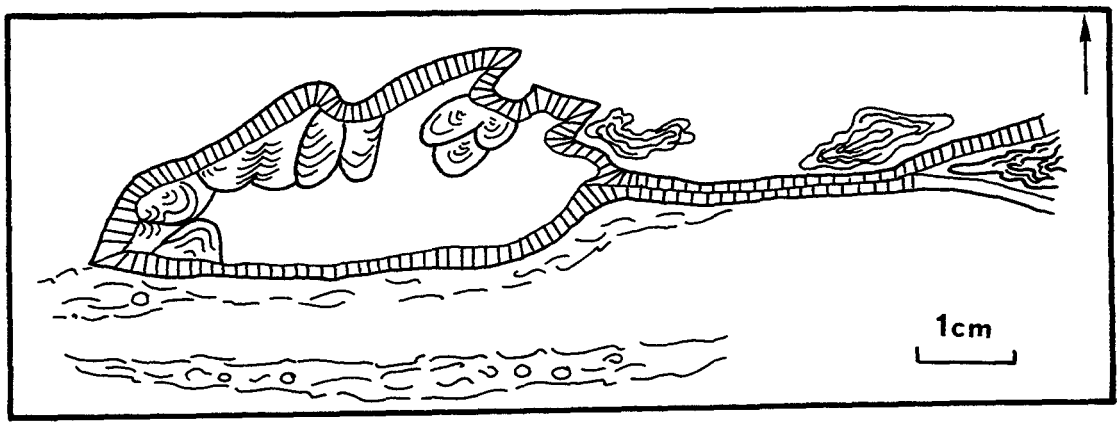


Fig. 4.35 : Schéma reprenant une cavité stromatactis caractérisée par un plancher composé par de petits niveaux d'accumulation bioclastique.
Fig. 4.35: Drawing representing a stromatactis cavity characterized by a bottom composed of a shell pavement.

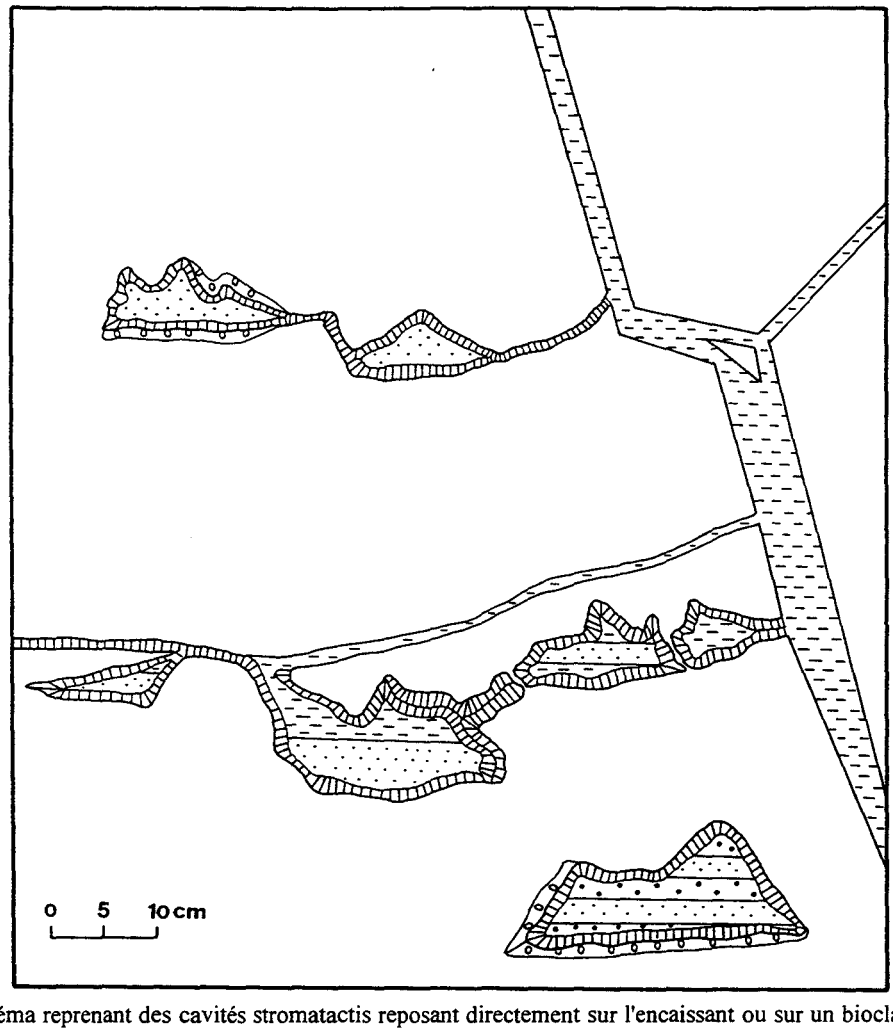


Fig. 4.36 : Schéma reprenant des cavités stromatactis reposant directement sur l'encaissant ou sur un bioclaste (bryozoaire). Ces cavités sont connectées entre elles par un réseau de fissures et fractures.
Fig. 4.36: Drawing illustrating a network of stromatactis cavities overlying either encasing beds or bioclasts (bryozoans).

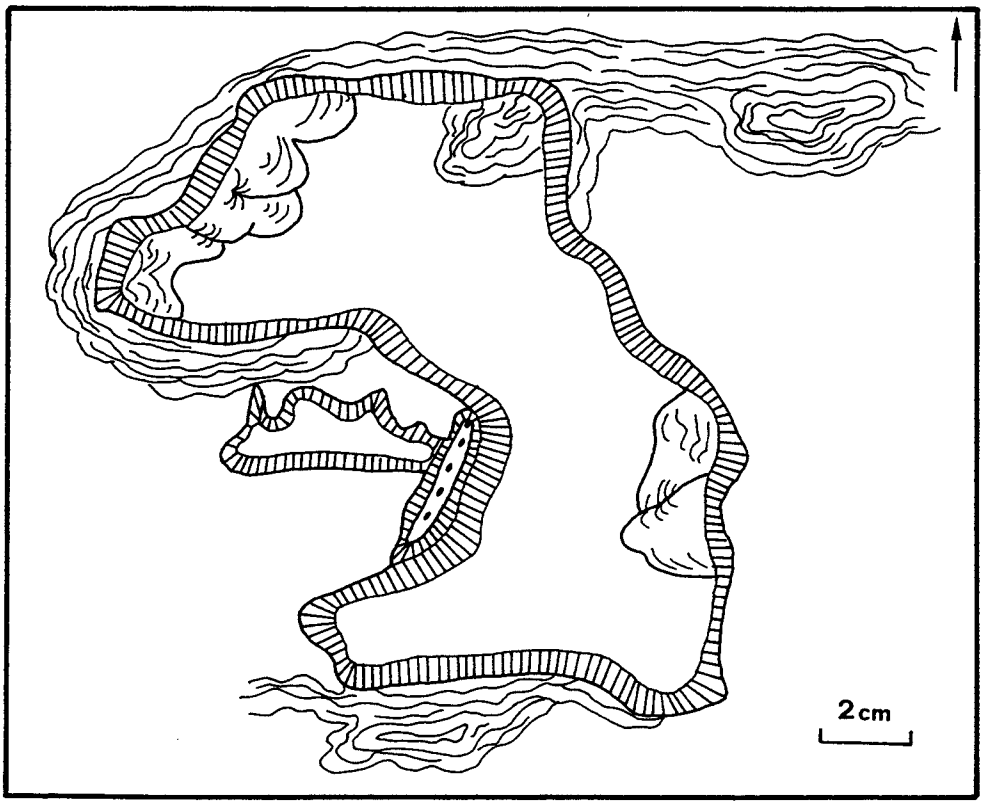


Fig. 4.37 : Schéma reprenant une cavité stromatactis intercalée entre des niveaux à *Archaeolithoporella* (Tratau; Oural sud, Russie).
Fig. 4.37: Drawing representing a stromatactis cavity bounded by Archaeolithoporella crusts (Tratau, southern Urals).

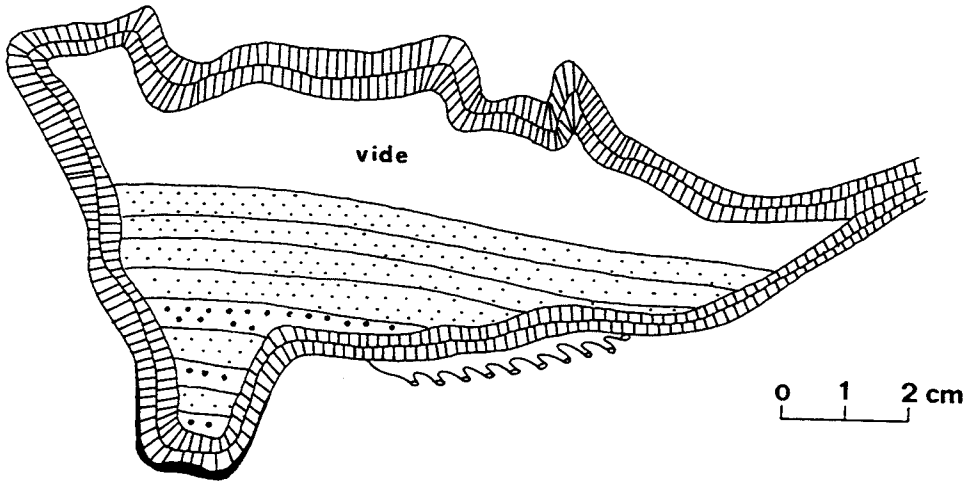


Fig. 4.38 : Schéma reprenant une cavité stromatactis reposant sur un bioclaste (bryozoaire) et caractérisée par un remplissage complexe (Tratau; Oural sud, Russie).
Fig. 4.38: Drawing representing a stromatactis cavity overlying a bryozoan skeleton, and characterized by a complex filling.

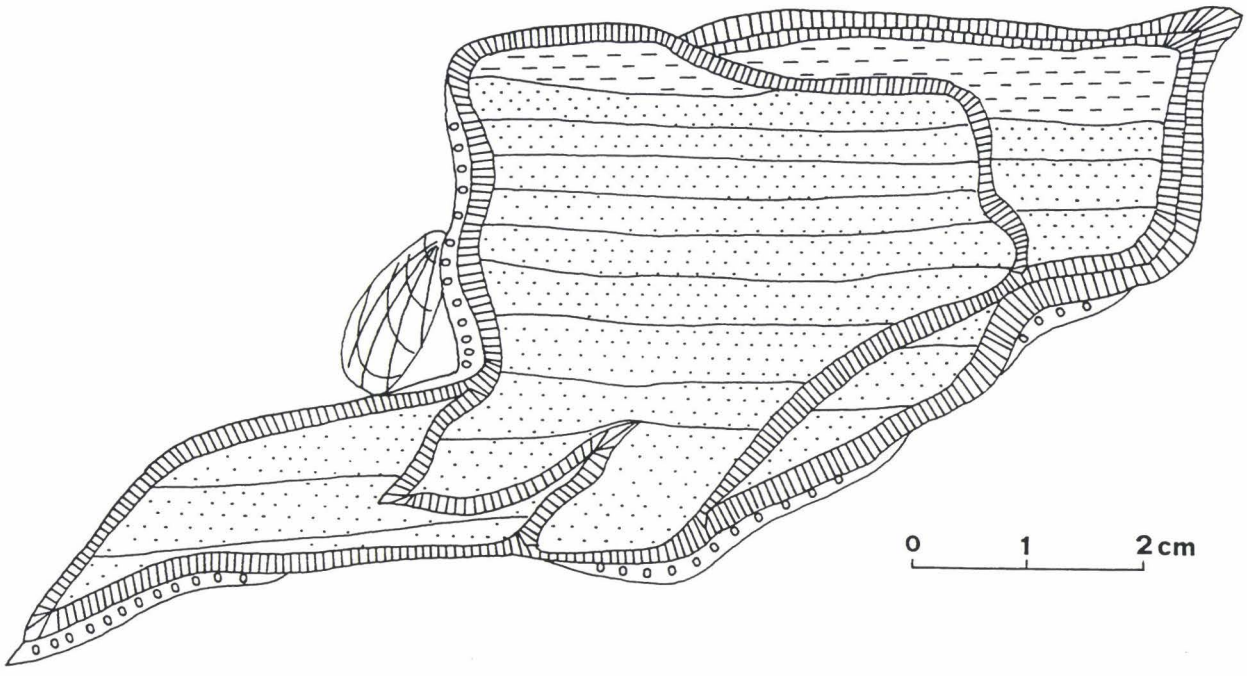


Fig. 4.39 : Schéma reprenant une cavité stromatactis reposant sur un bioclaste (*Palaeoaplysina*) et caractérisée par un remplissage complexe (Tratau; Oural sud, Russie).
Fig. 4.39: Drawing representing a stromatactis cavity overlying a Palaeoaplysina skeleton, and characterized by a complex filling.

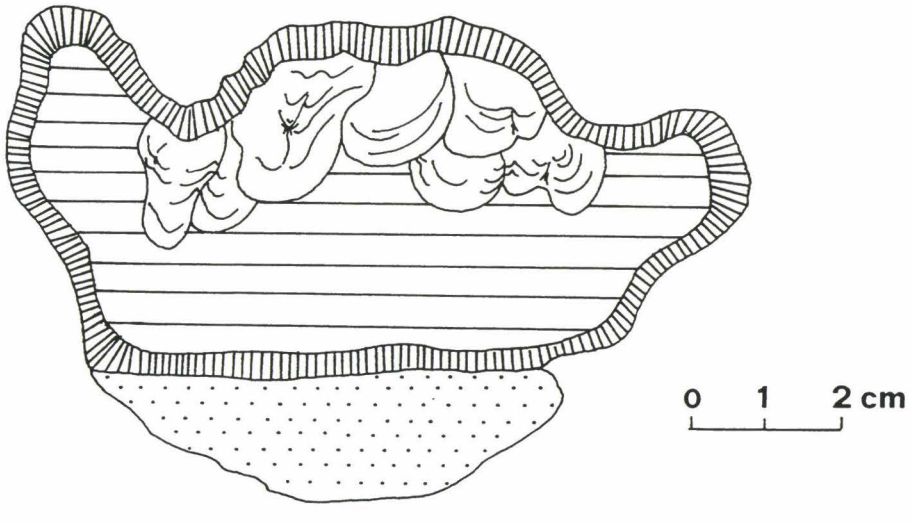


Fig. 4.40 : Schéma reprenant une cavité stromatactis reposant sur une matrice micritique grise et caractérisée par un remplissage complexe dolomitique (Tratau, Oural sud, Russie).
Fig. 4.40: Drawing representing a stromatactis cavity overlying grey micritic matrix, and characterized by a complex dolomite filling.

Etude du remplissage des cavités

Les parois des cavités sont recouvertes d'une frange de calcite fibreuse répartie de manière homogène. Ces cavités présentent un remplissage centripète qui a réduit progressivement leur porosité. Les structures bothryoïdales se développent à partir d'une frange de ciment précoce (pl. IX, fig. 5; p. XII, fig. 6). Elles sont complexes et ne correspondent pas uniquement au développement de ciment fibreux de type "bothryoïdal" au sein des cavités (Schröeder, 1972; Ginsburg & James, 1974; Aïssaoui, 1985; Davies & Nassichuk, 1990). Les structures bothryoïdales sont composées d'une alternance de différents niveaux micritiques irréguliers, d'origine organique, intercalés parfois entre des franges de ciments fibro-radiaires (fig. 4.33). Le terme "bothryoïde" est maintenu dans ce travail pour son caractère descriptif. La porosité peut être totalement obstruée par les bothryoïdes ou bien par un remplissage complexe ultérieur. Le remplissage complexe des cavités est lié à la proximité de fractures qui traversent l'ensemble de la bioconstruction, et est de même nature que celles-ci (fig. 4.36). La diminution de ce type de remplissage au sein des cavités correspond à l'éloignement par rapport aux fractures.

Le remplissage type d'une cavité s'organise de bas en haut, et chronologiquement, de la manière suivante (figs. 4.41, 4.42) :

- une croûte irrégulière, millimétrique à centimétrique, composée de phosphate et de manganèse,
- une matrice micritique bleue développée en dômes pluri-centimétriques sur le plancher de la cavité (F.2),
- des packstones à crinoïdes et bioclastes divers (F.6), dont l'orientation est parallèle au plancher de la cavité ou inclinés, lorsque la cavité se situe sur les flancs de la bioconstruction,
- de la dolomite silteuse (F.1),
- des brèches attribuées à l'effondrement du toit ou des parois de la cavité (F.9),
- des argiles brunes à lamination parallèle, en phase ultime de remplissage (F.10).

Remarque : les parois des cavités sont parfois uniquement recouvertes de mamelons microbiens; parfois, leur plancher montre, au dessus d'une frange de ciments fibro-radiaires, des ammonoïdes (pl. XIV, fig. 4). La porosité de ces cavités demeure importante et elles ne sont pas affectées par un remplissage complexe.

Interprétation

Sans entrer dans la polémique concernant l'origine des cavités "stromatactis", quelques hypothèses peuvent être envisagées pour la compréhension de l'origine des cavités de la bioconstruction de Tratau. Ces cavités peuvent être générées par de nombreux mécanismes; parmi les plus fréquents, quatre processus pourraient avoir facilité leur développement :

(1) Le toit de certaines cavités peut être limité par un organisme (un bryozoaire). La cavité contourne latéralement le bioclaste et reprend une direction verticale. De nombreux réseaux de fissures connectent également les cavités entre elles (fig. 4.43). Ces différents processus de mise en place des cavités suggèrent l'existence d'échappements de fluides (Monty, 1995) associés à des processus de dissolution. La migration des fluides à travers la bioconstruction pourrait être associée à la décomposition de matière organique par l'intervention de microbes (Di Salvo, 1973). Cette hypothèse impose la présence d'une grande quantité de matière organique nécessaire à la production du gaz. La migration des fluides dans un sédiment boueux saturé d'eau serait favorisée par des effets d'instabilité de pente ou des processus de compaction (Davies & Nassichuk, 1990). La présence des cavités les plus grandes dans un sédiment micritique semble soutenir cette hypothèse.

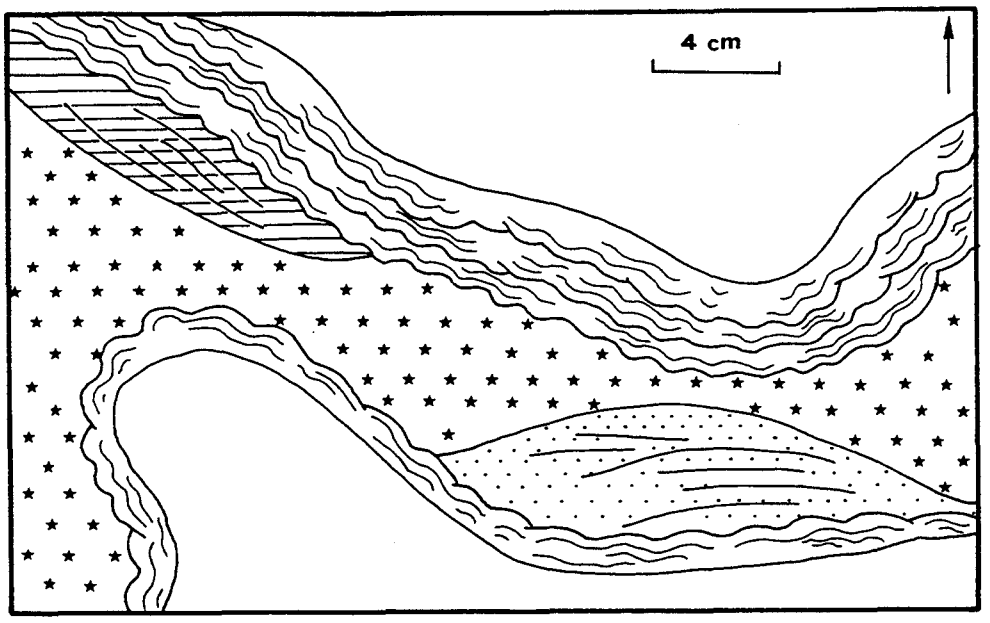


Fig. 4.41: Remplissage d'une cavité stromatactis caractérisé par des phases de cimentation fibreuses, des mamelons (bothryoïdes), une matrice en dôme, du sédiment bioclastique et des dolomies et/ou argiles (Tratau, Oural sud, Russie).
Fig. 4.41: Stromatactis cavity displaying several types of fill, from bottom to top: fibrous calcite cements, bothryoidal calcite cements, matrix in domes, bioclastic sediment and dolomite/clay.

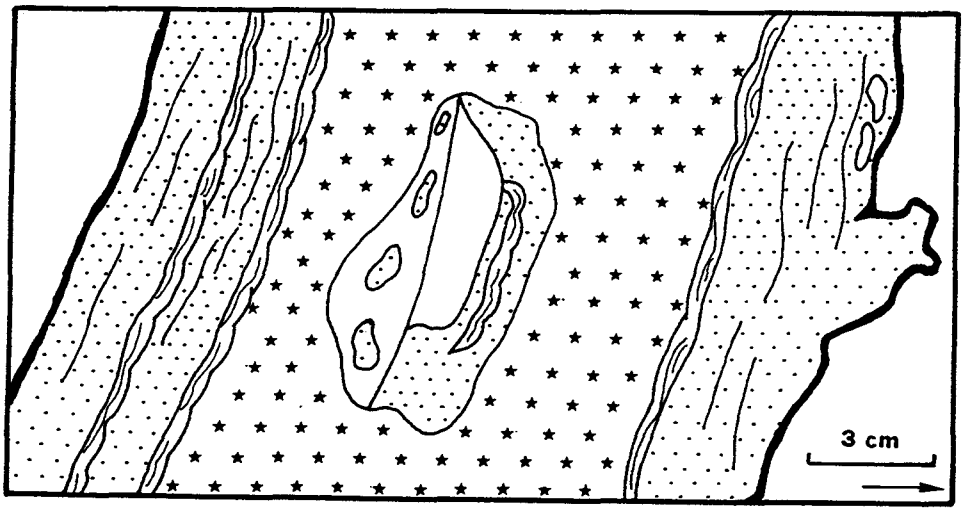


Fig. 4.42 : Remplissage d'une cavité stromatactis caractérisé par des phases de cimentation, une matrice micritique, du sédiment bioclastique, des brèches et des dolomies et/ou argiles (Tratau, Oural sud, Russie).
Fig. 4.42: Stromatactis cavity displaying several types of fill, from bottom to top: micritic matrix, bioclastic sediment, breccia units and dolomite/clay.

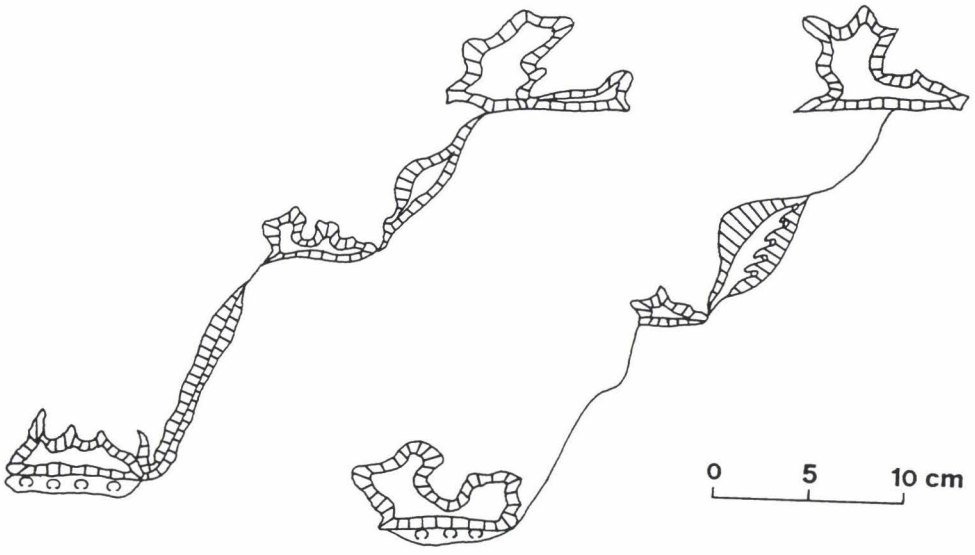


Fig. 4.43 : Réseaux de fissures qui connectent les cavités.
Fig. 4.43: Fracture network connecting stromatactis cavities filled by calcite-fibrous cements.

Les fluides sont susceptibles de se frayer un passage plus facilement à travers un sédiment meuble non consolidé. Cette dernière observation diffère de celle de Stenzel & James (1995), qui montre une augmentation de la taille des cavités avec la texture granulaire du faciès, la taille des cavités étant liée dans ce cas à une meilleur circulation des fluides par "pompage" à travers le sédiment (Wallace, 1987).

(2) Le caractère plan de la base des cavités, tant au coeur de la bioconstruction que sur les flancs, pourrait être attribué à des fluctuations du niveau de la nappe phréatique, associées aux variations du niveau marin relatif. Le mode de croissance des bothryoïdes, depuis le toit et les flancs des cavités, rappèle celui des stalactites au sein de cavités. Le remplissage des cavités pourrait s'effectuer dans un milieu dépourvu d'eau marine. De plus, ces bothryoïdes diffèrent de ceux étudiés par Davies & Nassichuk (1990) dans l'île d'Ellesmere par la présence de voiles microbiens associés aux ciments fibro-radiaires.

L'enregistrement sédimentaire permet d'individualiser une période d'émersion à l'Assélien terminal qui pourrait avoir favorisé l'installation d'une lentille "insulaire" d'eau douce. Toutefois, le liseré de ciment fibreux développé de manière symétrique, directement autour des parois internes des cavités, montre une composition marine. Ces cavités bordées de ciments marins seraient connectées avec la surface de la bioconstruction; d'ailleurs, la précipitation de ciments est attribué à la circulation active d'eau marine.

L'hypothèse d'une origine phréatique météorique pour la formation de ces cavités semble peu probable, mais la circulation d'eau phréatique météorique peut avoir contribué à la modification

postérieure de la morphologie externe des cavités par dissolution. Enfin, la formation des cavités en milieu marin semble démontrée par la présence d'un ciment marin tapissant directement les parois externes.

(3) L'origine des cavités peut également être attribuée à une ouverture par fracturation d'un sédiment semi-lithifié. Cette fracturation sous l'effet de la gravité est probablement le résultat des instabilités de pente (Schwarzacher, 1961; Lees, 1964; Bridges & Chapman, 1988; Gutteridge, 1995).

(4) Une dernière hypothèse peut encore être évoquée pour la formation des cavités. Elle correspond au développement d'effets d'ombrelle sous des niveaux indurés du sédiment ou "hard grounds" (Bathurst, 1982). Toutefois, aucune démonstration de l'existence de telles surfaces ne peut être apportée pour le shikhan Tratau. Par contre, cette porosité d'ombrelle pourrait être associée à la présence de nombreux voiles algaires dans le sédiment (Pratt, 1982). A Tratau, ces voiles algaires sont des *Archaeolithoporella.*

Tentative de datation des cavités

La chronologie d'apparition des cavités peut être déduite de l'étude des fractures qui recoupent l'ensemble de la bioconstruction et du sédiment encaissant. Les fractures sont datées par leurs remplissages de l'Assélien terminal au Sakmarien. Les cavités sont systématiquement recoupées par ces fractures, ce qui leur donne, par défaut, un âge pré-Assélien terminal. Elles ne découpent aucun bioclaste, ce qui implique leur mise en place précoce dans un sédiment non lithifié. Toutefois, la position horizontale de leurs bases sur les flancs de la bioconstruction démontre une origine postérieure à la mise en place du sédiment encaissant sur les flancs. Cette observation diffère de celle correspondant à la plupart des cavités stromatactis, dont le plancher épouse le plan de stratification et est incliné par rapport à l'horizontale sur les flancs des bioconstructions (Boulvain, 1993; Lees & Miller, 1995). Il est difficile de déduire une origine diachrone ou synchrone de mise en place des cavités au sein du sédiment. Cependant, les cavités situées dans la partie supérieure de la bioconstruction sont datées, par défaut, de l'Assélien supérieur.

4.5.5 Les fractures ouvertes de la bioconstruction de Tratau

Un réseau de fractures ouvertes traverse de part en part la bioconstruction de Tratau (fig. 4.44). Ces fractures montrent d'importantes variations latérales et verticales de la distance entre les parois. Leur profondeur de pénétration est difficile à évaluer par manque d'accessibilité au coeur de la bioconstruction. Leur extension latérale peut atteindre plus de 500 m. Leur largeur atteint un maximum de 10 m, et elles sont en général subverticales. Lorsque les conditions d'affleurement le permettent, leur disparition latérale peut être constatée. Cette disparition se fait par diminution progressive de la largeur d'ouverture des parois, et par le passage latérale à une frange de calcite lorsque la distance entre les parois est réduite au centimètre

Les fractures présentent plusieurs phases de développement et sont susceptibles de se recouper entre elles. Une chronologie d'apparition peut être établie. Elles sont remplies par un sédiment marin (faciès F.3 et F.6), d'âge Sakmarien, ce qui permet de proposer une hypothèse concernant leur génèse et leur organisation spatio-temporelle : les fractures sont d'âge Assélien supérieur à Sakmarien. L'âge du sédiment interne des fractures est déduit de l'étude des conodontes, des ammonoïdes et des fusulines (Rauser-Chernoussova *et al.*, 1977; Chuvashov *et al.*, sous presse).

Deux directions principales sont mesurées à partir des fractures recoupant la bioconstruction de Tratau : N130 et N080. Les fractures de direction N130 et N080 semblent diachrones, comme en témoignent l'âge de leur remplissage et leur recoupement. Les fractures N080 sont recoupées par les fractures N130 (figs. 4.44 et 4.45).

Les fractures présentent un mode de remplissage complexe. Elles peuvent contenir un remplissage à litage parallèle ou perpendiculaire aux épontes.

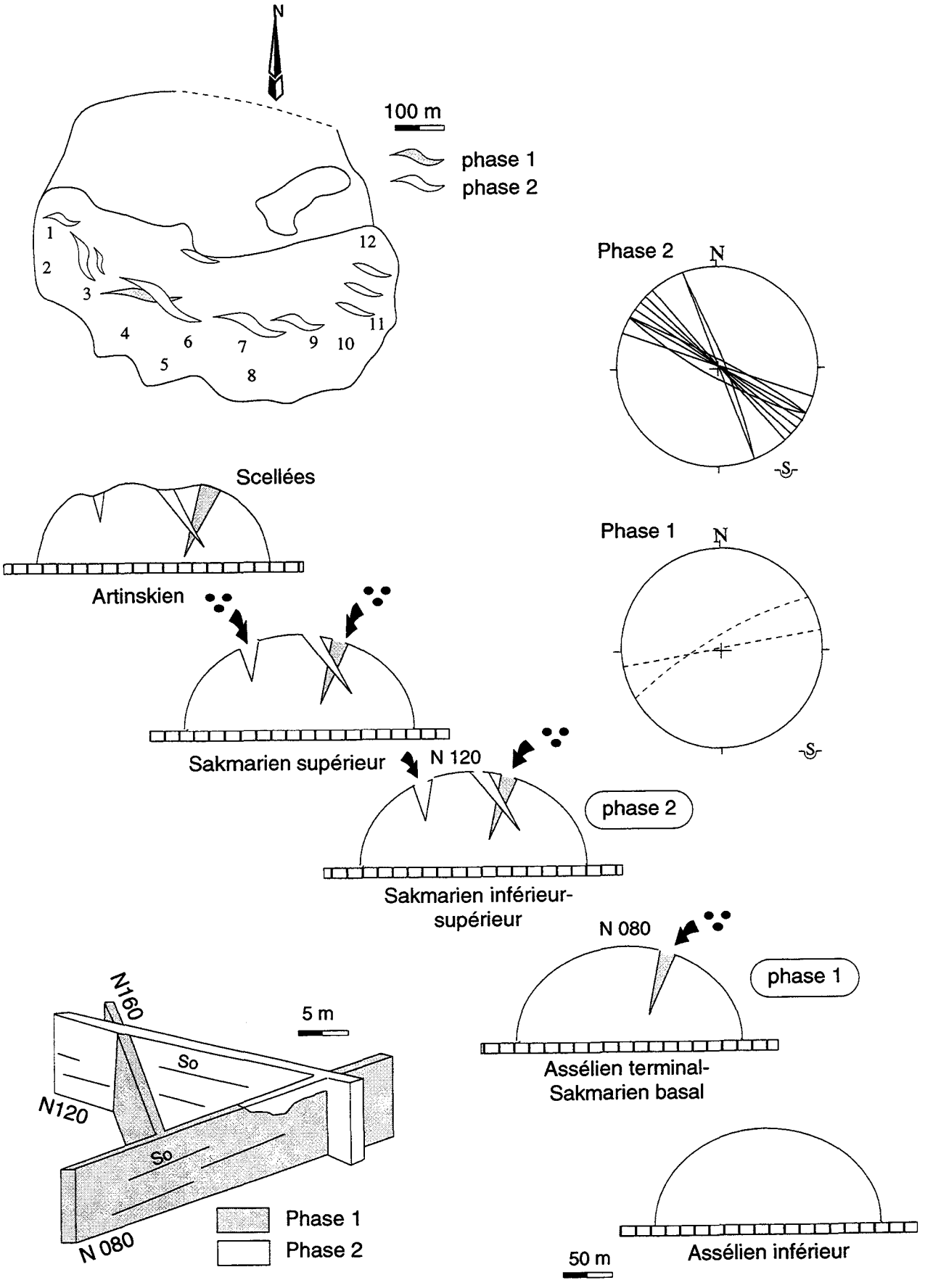


Fig. 4.44 : Orientation, distribution et stéréogrammes de Schmidt correspondants aux familles de fractures traversant la bioconstruction de Tratau, présentée en plan et en coupe (Oural sud, Russie). Phase 1, famille de fractures de direction N080; phase 2, famille de fractures de direction N130-140.

Fig. 4.44: Simplified diagram showing Schmidt stereographic projections showing trace planes of the fissure walls from the Tratau buildup, in which two fissure assemblages has been recognized with N 080° and N 130-140° orientations.

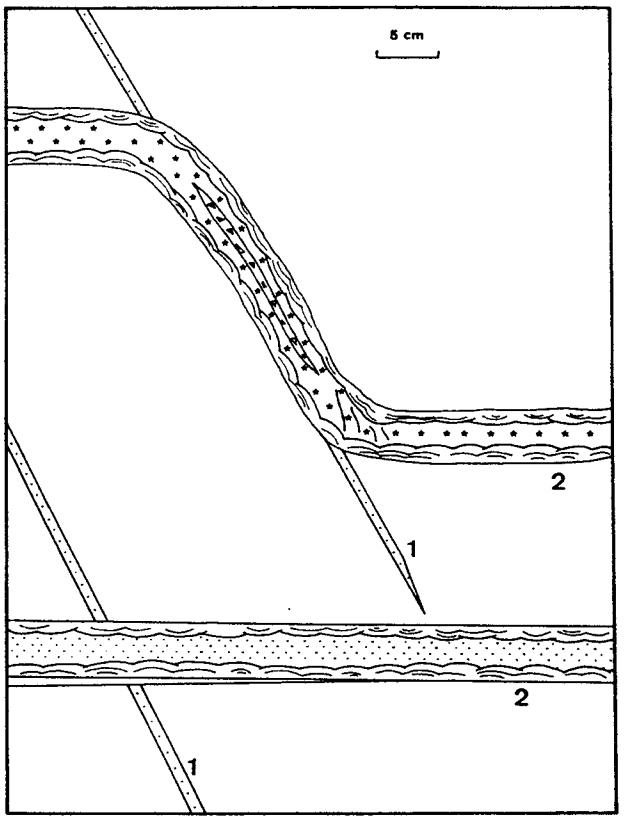


Fig. 4.45 : Représentation des deux familles de fractures ouvertes en plan et mode de développement (Tratau, éperon 2); (1) N080 et (2) N130.
Fig. 4.45: Field sketch representing two assemblages of fissure fills; (section 2, Tratau); (1) N080 and (2) N130.

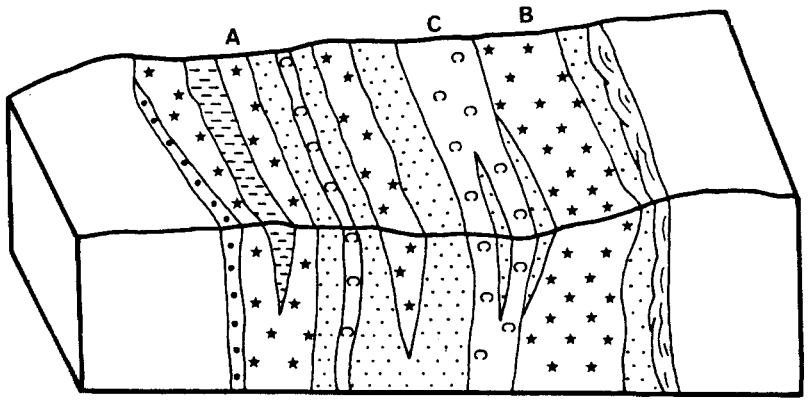
Litage parallèle aux épontes :

Le remplissage des fractures ouvertes (N130) s'effectue en plusieurs phases. Certaines fractures montrent un remplissage complet, qui permet d'en observer les différents faciès. L'histoire et les caractéristiques des remplissages peuvent être appréhendés à partir d'un exemple (fig. 4.46).

- Phase 1 : ouverture de la fracture dans un encaissant déjà consolidé. Les contacts entre les parois de la fracture et l'encaissant sont nets. Les bioclastes et les ciments sont recoupés par les fractures et témoignent d'une fracturation post-lithification du sédiment (pl. XII, figs. 7-8). Les parois sont parfois recouvertes d'une croûte ferrugineuse et/ou de phosphate (fig. 4.47; pl. XIII, figs. 1-6).

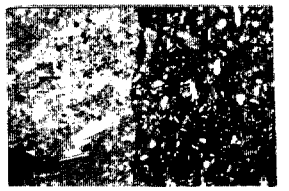
- Phase 2 : les parois internes des fractures sont tapissées par des croûtes irrégulières d'origine microbienne (faciès F.8), qui alternent avec des ciments fibro-radiaires. Les mamelons qui constituent ces croûtes présentent des épaisseurs variables millimétriques à centimétriques (fig. 4.48a), et constituent des stromatolites (pl. XII, fig. 5; pl. XIII, fig. 2).
Un réseau de fissures se forme parfois dans le sédiment encaissant à partir des fractures, dont les parois sont également tapissées par des croûtes microbiennes (fig. 4.48b).

- Phase 3 : selon le degrés de complexité du remplissage, les fractures sont comblées par des sédiments de composition diverse, dont l'ordre d'apparition est le suivant :
  - matrice micritique bleue-beige à péloïdes (faciès F.2; pl. XI, fig. 2),
  - matrice micritique brune à bioclastes (faciès F.3; pl. XI, figs. 3-5),
  - packstones à crinoïdes (faciès F.6a; pl. XI, fig. 8),
  - packstones bioclastiques (faciès F.6b; pl. XI, fig. 7), et
  - argiles (faciès F.10; pl. XII, fig. 3).


A
C
B

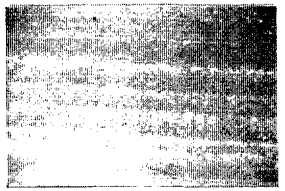
2

3

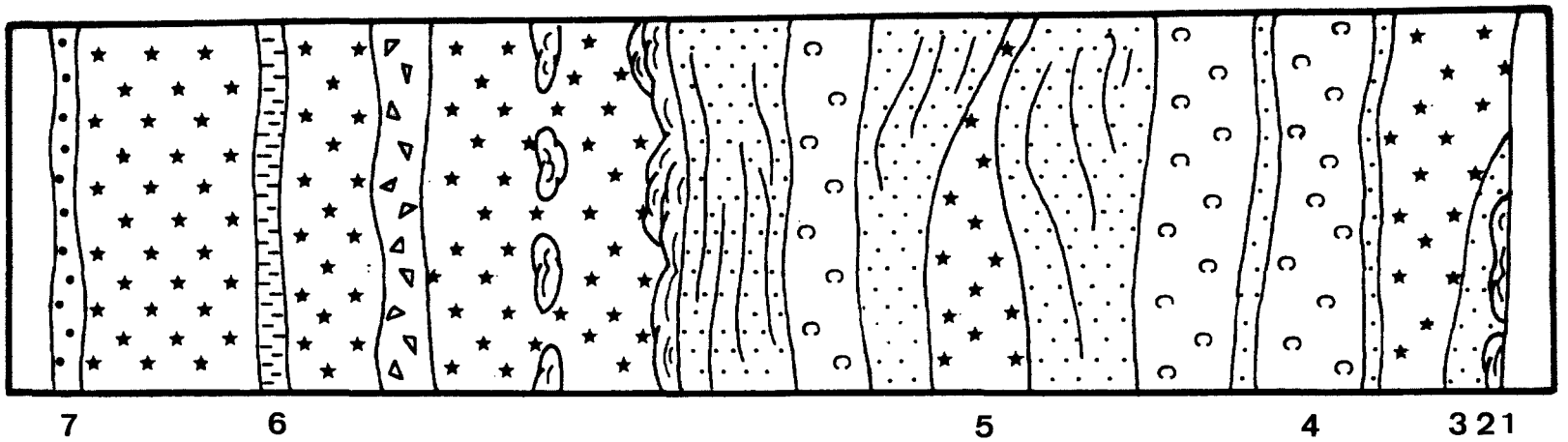

1

4

5


6

7


10 cm
7
6
5
4
3 2 1

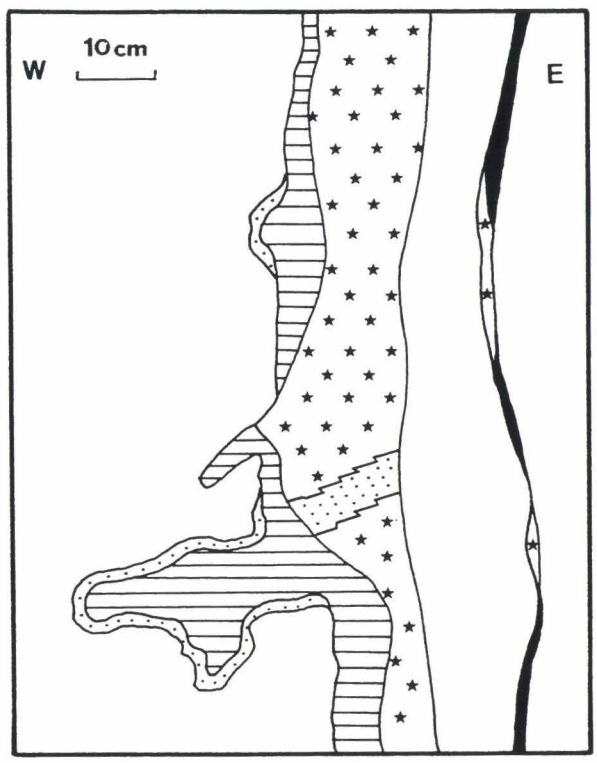


Fig. 4.47 : Croûte ferrugineuse recouvrant les parois d'une fracture ouverte d'orientation N140 (Tratau, éperon 11).
Fig. 4.47: Ferrigenous crust overlying the walls of a fissure belonging to the N 140° assemblage (section 11, Tratau).

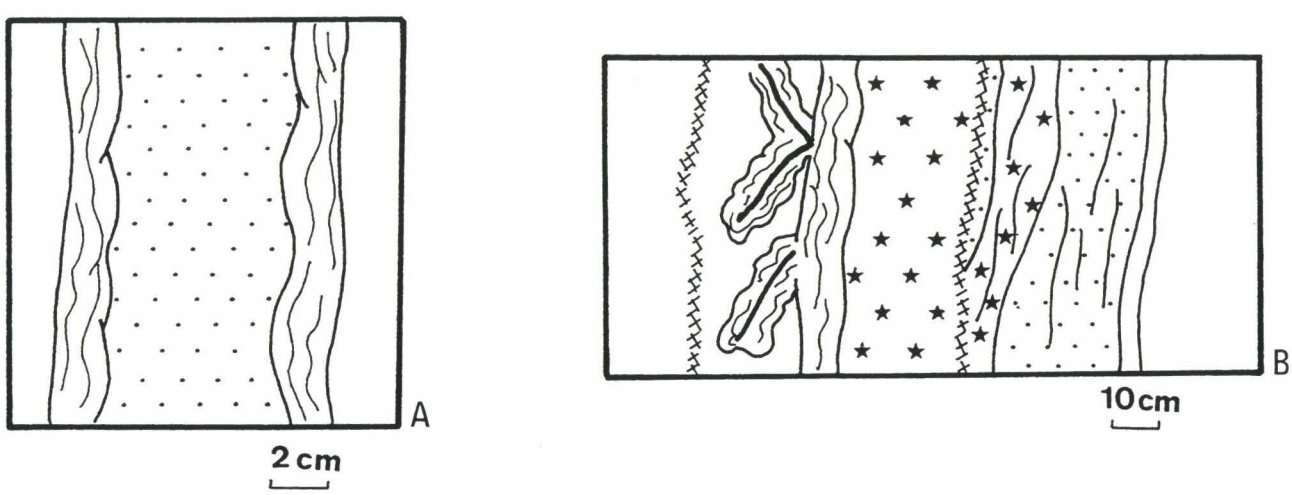


Fig. 4.48 (A) : Plan des parois d'une fracture ouverte tapissée de mamelons d'origine algo-bactérienne (Tratau, éperon 2). (B) : Remplissage complexe d'une fracture ouverte, vue en plan, et réseau de fissures adjacents remplis de mamelons microbiens (Tratau, éperon 3).
Fig. 4.48 (A): Walls of a fissure filled by dome-shaped microbial crusts (section 2, Tratau). (B): Complex filling of a fissure network filled by dome-shaped microbial crusts (section 3, Tratau).

Les marnes brunes marquent le dernier stade de remplissage. Les fractures semblent scellées par les dépôts de l'Artinskien supérieur. De plus, les fractures disparaissent verticalement dans les dépôts non bioconstruits d'âge Artinskien supérieur qui recouvrent la bioconstruction.

Certaines fractures contiennent des brèches polymictiques (faciès F.9; fig. 4.49a). Les éléments de la brèche sont constitués d'endoclastes et d'intraclastes. Leur taille varie de 5 mm à plus de 50 cm. Leur forme est anguleuse et ils sont composés de sédiments internes, de voiles microbiens et parfois de sédiments encaissants. Ils sont immergés dans une matrice bioclastique. Ces brèches se localisent en bordure des parois ou encore en lits généralement parallèles aux épontes. Elles témoignent d'une importante instabilité de l'encaissant lors de la formation des fractures, par effondrements épisodiques des parois.

L'observation microscopique des faciès permet de souligner la complexité du remplissage. Le remplissage n'apparaît plus exactement parallèle aux parois, mais présente un angle variable (pl. XII, fig. 4; pl. XIII, fig. 4). L'ensemble des observations permet d'approcher un mode de remplissage des fractures :

1) Le remplissage s'effectue par percolation gravitaire le long des parois des fractures. Les "coulées" se superposent et accentuent la complexité du remplissage (pl. XII, fig. 4).

2) Le procédé d'ouverture des fractures est polyphasé. La présence de parois recouvertes de croûtes ferrugineuses (fig. 4.49b), puis de mamelons d'origine microbienne (fg. 4.49b), les fentes de forme sigmoïdale intra-fracture remplies de matrice micritique bleue (faciès F.2), l'organisation chronologique des sédiments de remplissage, et les brèches polyphasées témoignent de l'existence de plusieurs phases d'ouverture des fractures.

Les fractures peuvent être datées par leurs remplissages. Trois niveaux de remplissage d'une fracture (fig. 4.46) ont fait l'objet de datations biostratigraphiques par l'étude des conodontes (Chuvashov *et al.*, sous presse). Le niveau A contient *Mesogondolella lacerta* et *Mesogondolella parafoliosa*, d'âge Tastubskien inférieur (Sakmarien). Le second niveau B est caractérisé par la présence de *Mesogondolella lata*, *Mesogondolella striata* et *Hindesdus* sp., qui confèrent à ces sédiments un âge Tastubskien supérieur (Sakmarien). Le dernier niveau C, contient *Mesogondolella lata*, *Mesogondolella bisselli* et *Hindesdus* sp., et est daté du Sterlitamakien inférieur (Sakmarien).

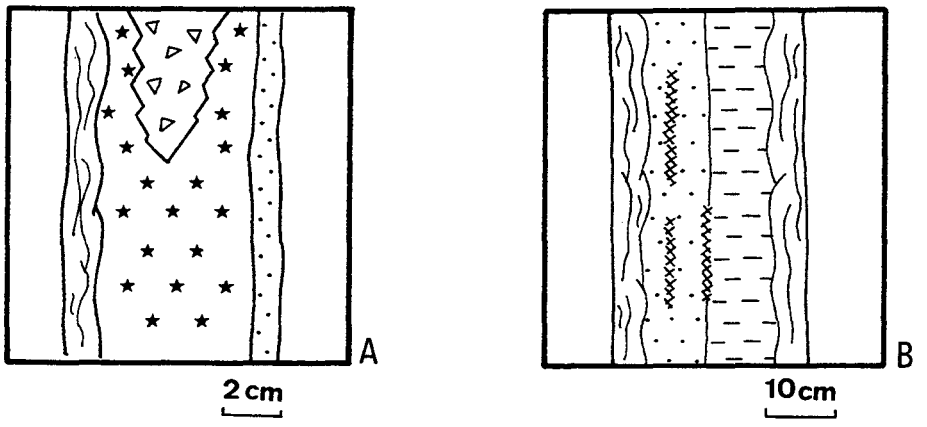


Fig. 4.49 (A) : Niveau de brèche intra-fracture vu en plan (Tratau, éperon, 3); (B) : Niveaux ferrugineux intra-fracture (Tratau, éperon 2).

Fig. 4.49 : (A) Breccia layer wihtin a fissure (Tratau, section 3). (B): Ferrigenous layers within a fissure (section 2, Tratau).

Litage oblique à perpendiculaire aux épontes

Ce mode de remplissage des fractures est également très complexe, et correspond préférentiellement aux fractures de direction N080. Il est souligné par une stratification à pendage variable, généralement oblique à perpendiculaire aux épontes (fig. 4.50). Les mécanismes de remplissage sont illustrés par l'exemple décrit ci-dessous. Les stades relatifs à l'ouverture des fractures et au recouvrement des parois par des mamelons microbiens sont semblables aux stades décrits pour les fractures à litage parallèle aux épontes (F.8).

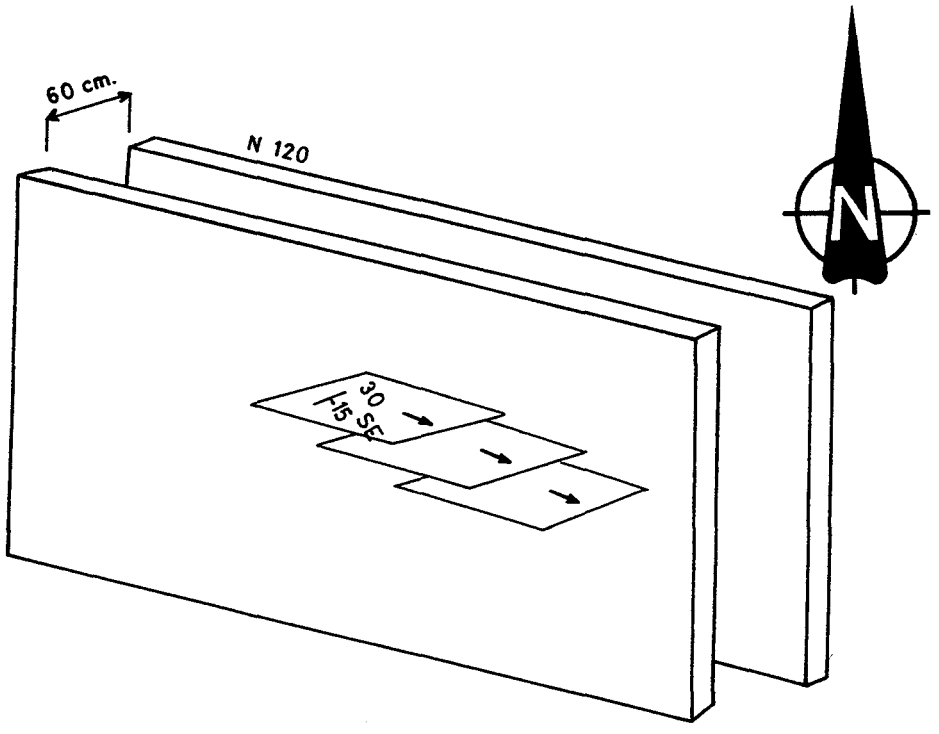


Fig. 4.50 : Mode de remplissage d'une fracture ouverte oblique à perpendiculaire aux épontes (Tratau, éperon 4).
Fig. 4.50: Main types of filling in a transversal fissure opening and fill (section 4, Tratau).

La fracture de la fig. 4.51 affleure sur une cinquantaine de mètres suivant une direction N080 à N090. La disparition de l'une des parois à l'affleurement laisse libre accès à l'observation du remplissage interne. Le litage interne est caractérisé par une stratification à pendage variable. Latéralement, la fracture disparaît au sein de la bioconstruction, se bifurque dans une direction divergente (N160; fig. 4.44) et est recoupée par une fracture de direction N120-130 (fig. 4.44).

Une coupe des faciès a pu y être relevée (fig. 4.52). Sa base montre un empilement de faciès micritique (faciès F.3; pl. XI, fig. 3), alternant avec des wackestones/packstones à ostracodes et gastéropodes (faciès F.4; pl. XI, figs. 3-4; pl. XIV, fig. 6). Ces faciès présentent des laminations obliques, des convolutes et des structures de sous-tirage (pl. XIII, fig. 5; pl. XIV, fig. 1). Les lits centimétriques granulaires à gastéropodes augmentent vers le sommet. Les sédiments enrichis en matrice micritique présentent de nombreuses structures *fenestrae* (pl. XI, fig. 1; pl. XIV, fig. 4). Ces dépôts sont entrecoupés par la mise en place de niveaux riches en intraclastes et endoclastes (faciès F.9; pl. XI, fig. 3). La matrice contient de très nombreux péloïdes dont l'organisation verticale est granocroissante.

Vers le sommet, les lits granulaires augmentent en épaisseur (2 à 4 cm), en nombre et en continuité. Ils sont interrompus par des niveaux oolithiques et oncolithiques (F.5; pl. XI, fig. 6). Le sédiment contient de nombreuses cavités interconnectées semblables à des *fenestrae*. Ces dernières présentent un remplissage dolomitique finement laminé (pl. XIV, fig. 3). Ensuite, les sédiments micritiques sont érodés par des grainstones et des packstones bioclastiques (faciès F.6; pl. XI, figs. 7-8). Les grainstones sont caractérisés par de nombreuses laminations planes à obliques et convolutes. Un procesus de dolomitisation affecte également les 50 premiers centimètres des grainstones recouvrant la surface d'érosion intra-fracture.

Ces sédiments contiennent quelques ammonoïdes (*Agathiceras uralicerus*) et quelques conodontes (*Mesogondolella bisselli*), d'âge Sakmarien inférieur.

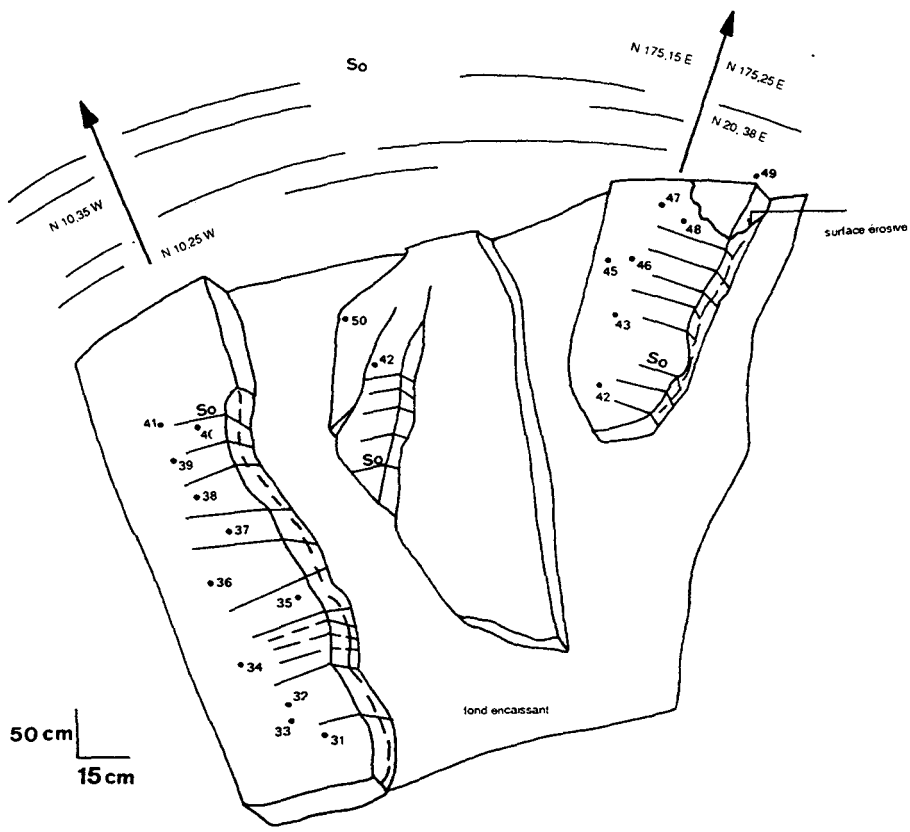


Fig.4.51 : Représentation schématique en coupe d'un remplissage de sédiment interne à litage oblique aux épontes (Tratau, éperon 4) et localisation des échantillons; So, stratification.

Fig. 4.51: Schematic drawing illustrating a fissure opening and fill (section 4, Tratau), and location of samples; So, stratification plane.

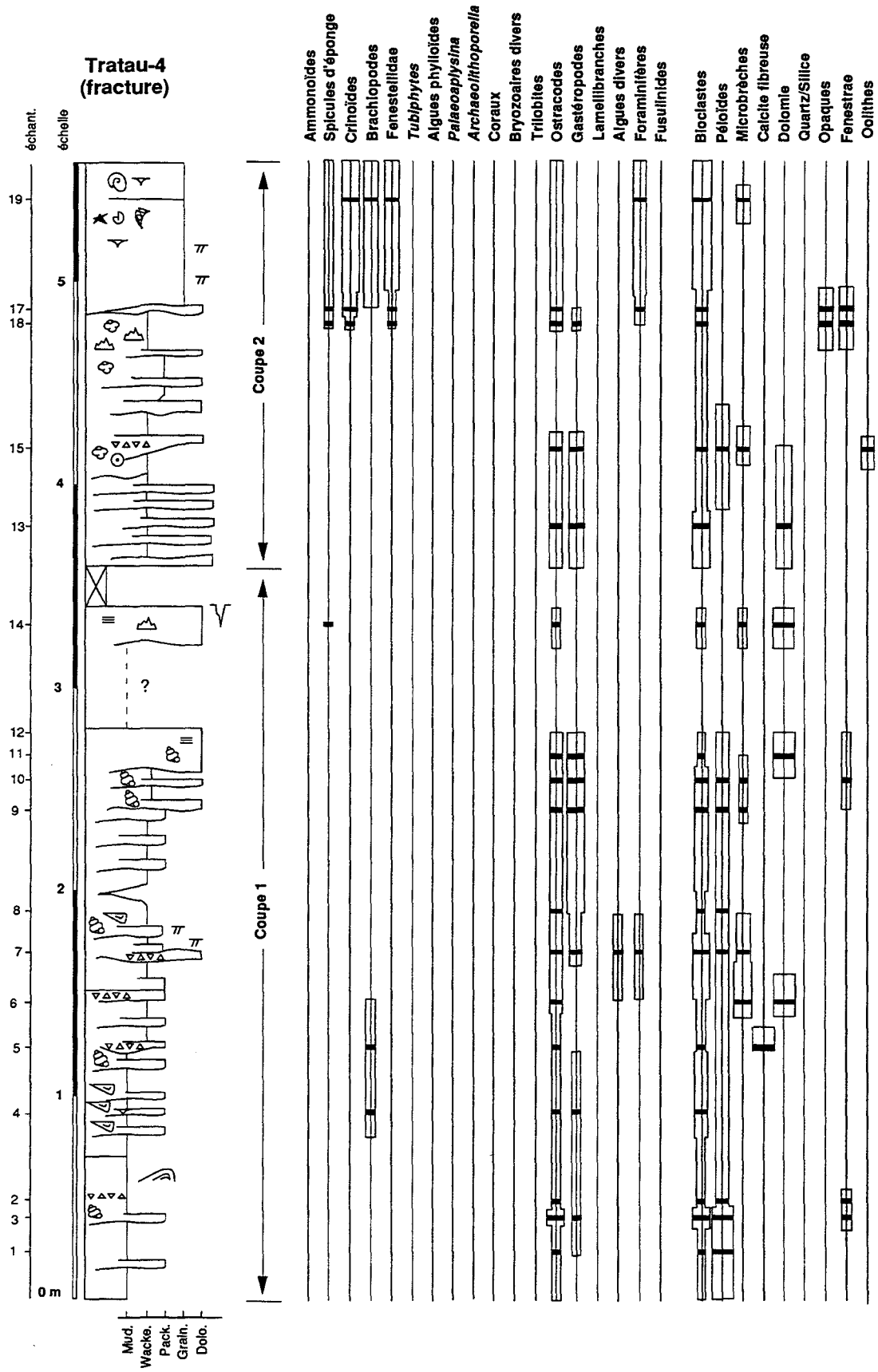


Fig. 4.52 : Remplissage synsédimentaire interne d'une fracture ouverte (Tratau, éperon 4) : coupe sédimentologique et données pétrographiques.

Fig. 4.52: Synsedimentary filling of an open fissure: sedimentological column and petrographic data (section 4, Tratau).

Discussion sur l'origine des dépôts de remplissage

Le remplissage des fractures peut être considéré comme le témoin partiel des sédiments déposés au toit de la bioconstruction. Il est daté de l'Assélien supérieur au Sakmarien inférieur. Leur contenu représent une relique des dépôts ayant ennoyé la bioconstruction. Le remplissage des fractures (N080, N130) apporte un complément d'information quant aux environnements de dépôt contemporains de leur mise en place. Toutes les structures sédimentaires observées au sein des fractures semblent liées à l'action mécanique des fluides.

Deux environnements de dépôt peuvent ainsi être individualisés pour la sédimentation en surface de la bioconstruction à travers l'étude de la figure 5.52. Ils reflètent une évolution de la sédimentation au cours du temps :

- L'abondance d'ostracodes et de gastéropodes, la faible diversité du registre fossile, la grande quantité de matrice micritique (faciès F.2, F.3, F.4), et les nombreuses structures *fenestrae* intra-fracture reflètent des conditions de surface restreintes à protégées, en milieu de faible énergie. Le granoclassement inverse des grains, la microbréchification, les cavités remplies par des silts dolomitiques ou de calcite en scalénoèdre, et les "sheet cracks" témoignent de conditions émersives et d'une micro-karstification du sédiment. Les seules reliques de cette karstification sur l'ensemble de la bioconstruction sont enregistrées dans les remplissages des fractures. Les structures de soutirage sont locales, et pourraient se former par circulation de fluides ou par effondrements gravitaires dans les fractures. Il est difficile de concevoir l'accumulation de ce type de sédiments, attribués à des milieux restreints et protégés, au sein de fractures lors du développement des bioconstructions en milieu marin ouvert. Une émersion générale de la bioconstruction peut être proposée et est datée, par défaut, de l'Assélien supérieur, si l'on considère que le remplissage n'affecte que les fractures de direction N080 ante-sakmariennes.
- Des grainstones marquent la reprise de la sédimentation et l'apparition d'un biofaciès plus varié. L'influence d'un milieu marin franc est caractérisée par le dépôt de grainstones bioclastiques à crinoïdes, bryozoaires, brachiopodes, algues et foraminifères (F.6). La mise en place de ces grainstones reflète l'installation au sommet de la bioconstruction d'un système de barres hydrauliques dès le Sakmarien. Ces grainstones remplissent le sommet des fractures N080 (fig. 4.52) et les fractures N130 (fig. 4.46).

Conclusion concernant l'ensemble des fractures de Tratau

Deux réseaux principaux de fractures diachrones traversent l'ensemble de la bioconstruction. Les fractures d'orientation N080 sont datés de l'Assélien terminal-Sakmarien basal, et les fractures d'orientation N130 du Sakmarien. Leurs sédiments internes sont composés de différents faciès. Le mode de remplissage synsédimentaire des fractures correspond à celui des dykes neptuniens, certains pouvant présenter une origine tectonique (Wiedenmayer, 1963; Schlager, 1969; Wendt, 1971; Winterer *et al.*, 1991). Ce procesus est fréquent dans les dépôts bioconstruits du Paléozoïque supérieur (Pray & Esteban, 1977; Scholle *et al.*, 1991). Les fractures de la bioconstruction de Tratau présentent toutefois des caractéristiques particulières puisqu'elles conservent des sédiments reliques ayant disparu de la surface de la bioconstruction. L'étude de ces fractures permet d'établir une chronologie de remplissage, et une chronologie d'événements tectoniques ayant conduit à leur formation.

4.5.6 Les fractures ouvertes et les fissures de la bioconstruction de Shaktau

L'étude détaillée de la bioconstruction de Shaktau permet d'individualiser un système complexe de fissuration par effondrement (ou "collapse") et de fracturation. Cette étude permet de compléter les observations entreprises à Tratau, et d'améliorer la connaissance du contexte régional de fracturation. Les fissures et fractures sont décrites ci-dessous par ordre chronologique :

- Les fissures d'effondrement

Ces fissures apparaissent uniquement au sein de la carrière de Shaktau. Elles affectent les faciès correspondant aux deux premiers paliers de la carrière. Ceux-ci sont datés de l'Assélien et du Sakmarien. Les fissures sont scellées par les faciès du troisième palier de la carrière, d'âge Sakmarien. Elles sont recoupées, à leur tour, par des fractures datées de l'Artinskien inférieur (figs. 4.53, 4.54). Par défaut, elles semblent se développer entre l'Assélien terminal et le Sakmarien.

Ces fissures délimitent le sédiment déjà induré ou lithifié, ou en cours d'induration (ce qui le rend un aspect bréchifié). Les contacts nets entre encaissant et fissures, leurs contours anguleux à légèrement arrondis, et le faible décalage (5 à 20 cm) apparent entre le sédiment de part et d'autre de la fissure, témoignent de l'absence de transport et de glissements attribués à la mise en place des fissures. Les fissures se recoupent entre elles et montrent plusieurs phases de mise en place.

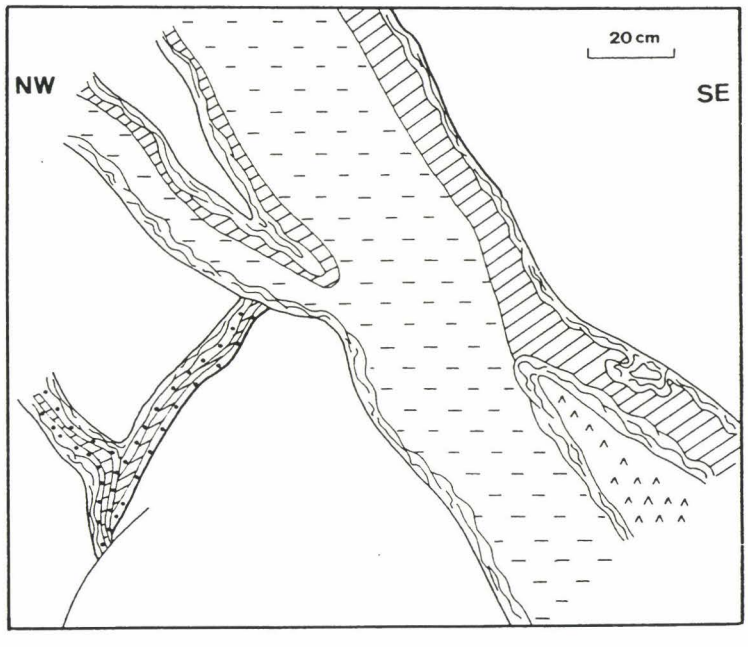


Fig. 4.53 : Fissure à remplissage micritique recoupée par une fracture ouverte (troisième palier de la carrière de Shaktau; F.1).

Fig. 4.53: Fissure fill sediments composed of micritic matrix with later development of a new open fracture (third floor of the Shaktau quarry).

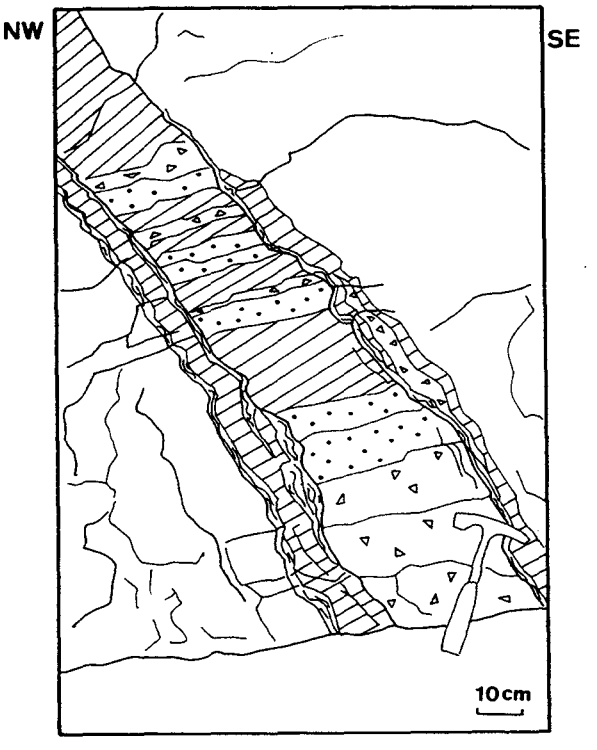


Fig. 4.54 : Coupe d'un remplissage d'une fissure par un matériel micritique et des microbrèches (deuxième palier de la carrière de Shaktau).
Fig. 4.54: Fissure fill sediments composed of micritic matrix and microbreccia sediments (second floor of the Shaktau buildup).

Modes de remplissage

Les fissures sont essentiellement remplies par un matériel micritique de couleur gris foncé à beige clair (F2, F3 et F4). Certaines d'entre elles montrent un remplissage qui s'effectue suivant un apport latéral; cependant, le remplissage centripète est le plus fréquent (fig. 4.55). Il est souligné, à l'affleurement, par l'alternance de niveaux clairs et de niveaux sombres micritiques, qui peuvent être séparés par des niveaux bréchifiés.

Une étude microscopique permet de préciser le mode de remplissage. Les parois des fissures sont généralement recouvertes par des dômes de laminations irregulières, d'origine probablement microbienne (faciès F.8). De telles croûtes stromatolitiques se retrouvent dans les fractures ouvertes des monticules du Frasnien belge (Boulvain, 1993; Monty, 1995).

Le contact entre ces voiles microbiens et l'encaissant est net. Les ciments et bioclastes des faciès affectés par l'installation des fissures sont recoupés, et peuvent être partiellement dissous et recristallisés. Les sédiments recoupés par les fissures montrent une lithification précoce.

Les parois des fissures sont parfois soulignées par la présence de croûtes ferrugineuses.

Au développement des croûtes microbiennes succède le dépôt d'une matrice beige, constituée de packstones et de grainstones à péloïdes (faciès F.2). Cette matrice se dispose parallèlement ou perpendiculairement aux épontes des fissures. La dernière phase de remplissage est composée d'une matrice brune contenant des ostracodes (faciès F.3 et F.4). Dans certaines fissures, les niveaux micritiques bruns et beiges peuvent être séparés par une microbrèche (faciès F.9; pl. XII, fig. 2), et il n'est pas exclu que ces deux ou plusieurs phases de remplissage micritique soient alternées (fig. 4.54).

L'origine des remplissages

Les dépôts en remplissage des fissures d'effondrement représentent les sédiments du toit de la bioconstruction. Ils sont d'âge Assélien terminal à Sakmarien, ce qui permet de dater, par défaut, l'apparition des fissures dans le sédiment de l'Assélien supérieur.

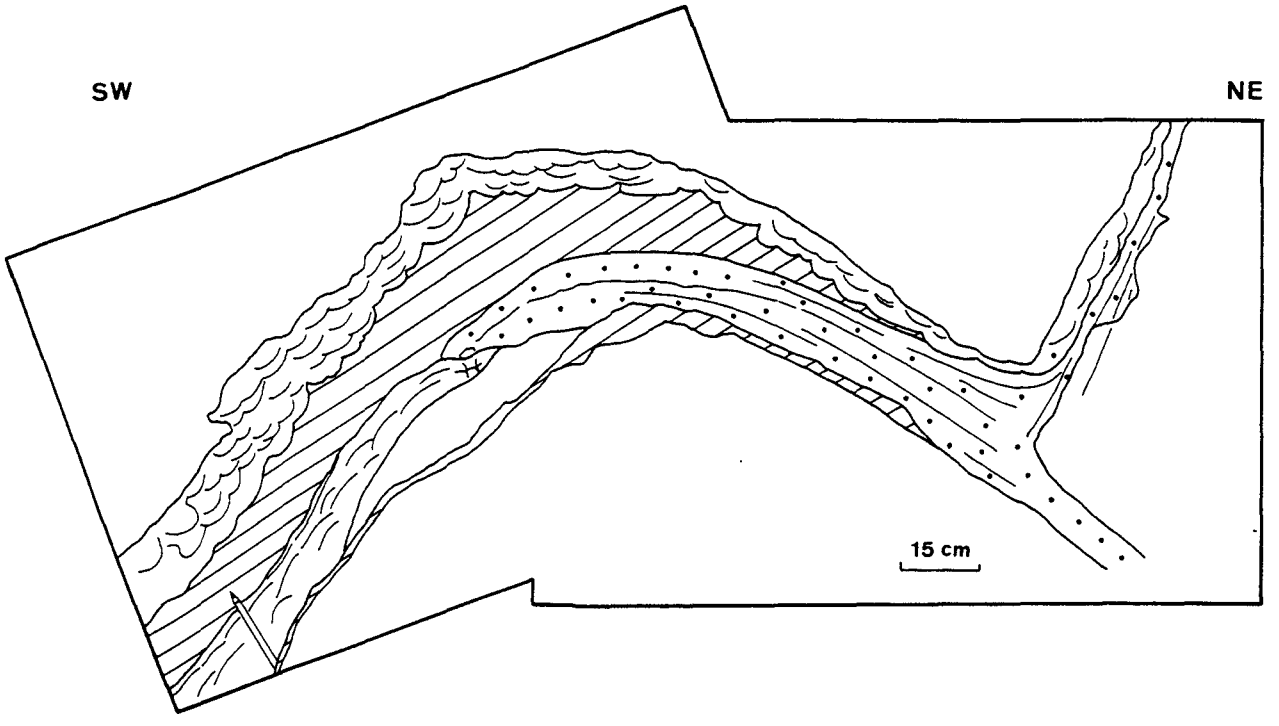


Fig. 4.55 : Coupe d'un remplissage centripète d'une fissure et parois tapissées de mamelons microbiens (deuxième palier de la carrière de Shaktau, F.6).
Fig. 4.55: Centripetal fissure filling and bounding dome-shape microbial crusts (second floor of the Shaktau quarry, F.6).

Interprétation

Le remplissage des fissures est partiellement gouverné par une activité d'origine microbienne. La présence de niveaux bréchifiés et la nature complexe du remplissage témoignent du rejeu des fissures à plusieurs reprises, et de l'effondrement des parois. La présence d'ostracodes et de gastéropodes, parfois entiers, témoignent d'un remplissage synsédimentaire contemporain. Ces dépôts sont attribués à des domaines protégés développés en eaux tranquilles et probablement de salinité anormale à la surface de la bioconstruction.

Les observations recueillies permettent de proposer quelques hypothèses concernant la génèse des fissures. Cependant, une étude structurale détaillée s'avère nécessaire afin d'améliorer leur compréhension.

La formation des fissures peut s'expliquer par plusieurs processus :

- l'effondrement partiel du système bioconstruit sous l'effet d'une surcharge de la colonne sédimentaire et la création d'un réseau de fractures entre les blocs effondrés; ou
- la connaissance du contexte structural régional qui souligne l'importance de l'instabilité tectonique; la structuration du bassin d'avant-pays pourrait fournir l'instabilité nécessaire à la formation des fractures au sein des bioconstructions. Le développement des bioconstructions sur la pente d'une plate-forme carbonatée *s.s.* instable permet également de fournir une explication quant à l'effondrement local de la bioconstruction.

Les fissures et leurs remplissages sont comparables à celles observées dans les sédiments bioconstruits de l'Ordovicien de Terre-Neuve (Stenzel & James, 1995); leur développement est la réponse à une contrainte régionale liée au développement d'un bassin d'avant pays (Stenzel & James, 1995). Ce mode de remplissage des fissures se retrouve aussi dans les récifs Waulsortiens du Carbonifère inférieur (Gillies, 1977; Davies & Nassichuk, 1990; Lees & Miller, 1995).

Toutefois, l'origine des fractures peut-être attribuée à une contrainte extensive liée à une surcharge différentielle, provoquée par le développement de la bioconstruction sur un substrat instable (Yose & Hardie, 1990). Cette notion de surcharge sédimentaire peut être évoquée pour la bioconstruction de Shaktau, et elle s'ajoute à un contexte d'instabilité tectonique régionale, qui semble fournir l'explication nécessaire pour le développement des fissures.

- Fractures ouvertes

Le réseau de fractures ouvertes traverse de part en part ce shikhan. Les fractures ont les mêmes caractéristiques majeures que celles décrites pour les fractures de Tratau. Cependant, quelques différences peuvent être apportées : leurs directions principales sont N020 et N140-150; elles sont subverticales et parfois inclinées de 60 degrés, la largeur entre les parois peut atteindre plus de 15 m et leur extension latérale 1 km (fig. 4.56). Leurs remplissages synsédimentaires sont datés de l'Artinskien (Chuvashov, commun. pers.). Ces fractures ouvertes ne montrent aucun décalage vertical de part et d'autre de leurs parois.

Leur mode de remplissage est très semblable à celui des fractures de Tratau et est illustré par deux exemples. Le premier correspond à un remplissage à litage parallèle aux épontes et le second montre un litage perpendiculaire aux épontes.

Litage parallèle aux épontes

Le remplissage le plus complet, illustré par le schéma de la figure 4.57, correspond à une fracture de direction N020. Cette famille de fractures présente également plusieurs périodes d'activité, soulignées par la présence de :

- veines postérieures traversant et recoupant les sédiments internes déjà lithifiés (fig. 4.57); et
- niveaux successifs de brèches polyphasées, incluant des sédiments assimilés à l'encaissant, aux parois des fractures et aux packstones bioclastiques intra-fractures (fig. 4.58).

La somme des informations récoltées permet de proposer une ouverture des fractures en plusieurs phases, par rejeux distensifs successifs. Le remplissage de certaines fractures est daté du Burtsovskien (Artinskien), par la présence de conodontes (*Mesogondolella bisselli*) et de fusulines (*Pseudofusulina concavutas* et *Pseudofusulina vissarionovae*; Rauser-Chernoussova *et al.*, 1977; Chuvashov *et al.*, sous presse), et de l'Irginskien à Sarginskien inférieur (Artinskien) par *Neostreptograthodus pegnopensis*.

Litage perpendiculaire aux épontes

Le litage oblique à perpendiculaire aux épontes apparaît sur le schéma de la fig. 4.59. La paroi est tapissée par une croûte microbienne en forme de mamelons. La partie basale de la fracture est composée d'un grainstone à fusulines (*Rugosofusulina pulchella, Pseudofusulina ishimbayevi, Pseusofusulina moelleri* et *Pseudofusulina bashkirica acuminata*) et bioclastes divers (faciès F.5b) d'âge Tastubskien (Chuvashov *et al.*, sous presse). Ce faciès est surmonté par une matrice micritique (faciès F.3) injectée dans la fracture et qui traverse les parois. La fracture est ensuite remplie par des argiles brunes à conodontes (*Streptognathodus inornatus*). La présence d'une croûte supplémentaire sur la paroi témoigne d'un rejeu tardif de la fracture. La génération de cet espace et leur remplissage semblent tributaires d'un procédé d'ouverture rapide de la fracture.

Les brèches internes aux fractures (de composition identique aux parois et aux faciès de remplissage), et les encroûtements successifs témoignent également du rejeu des fractures au cours du temps, et d'une ouverture en plusieurs phases.

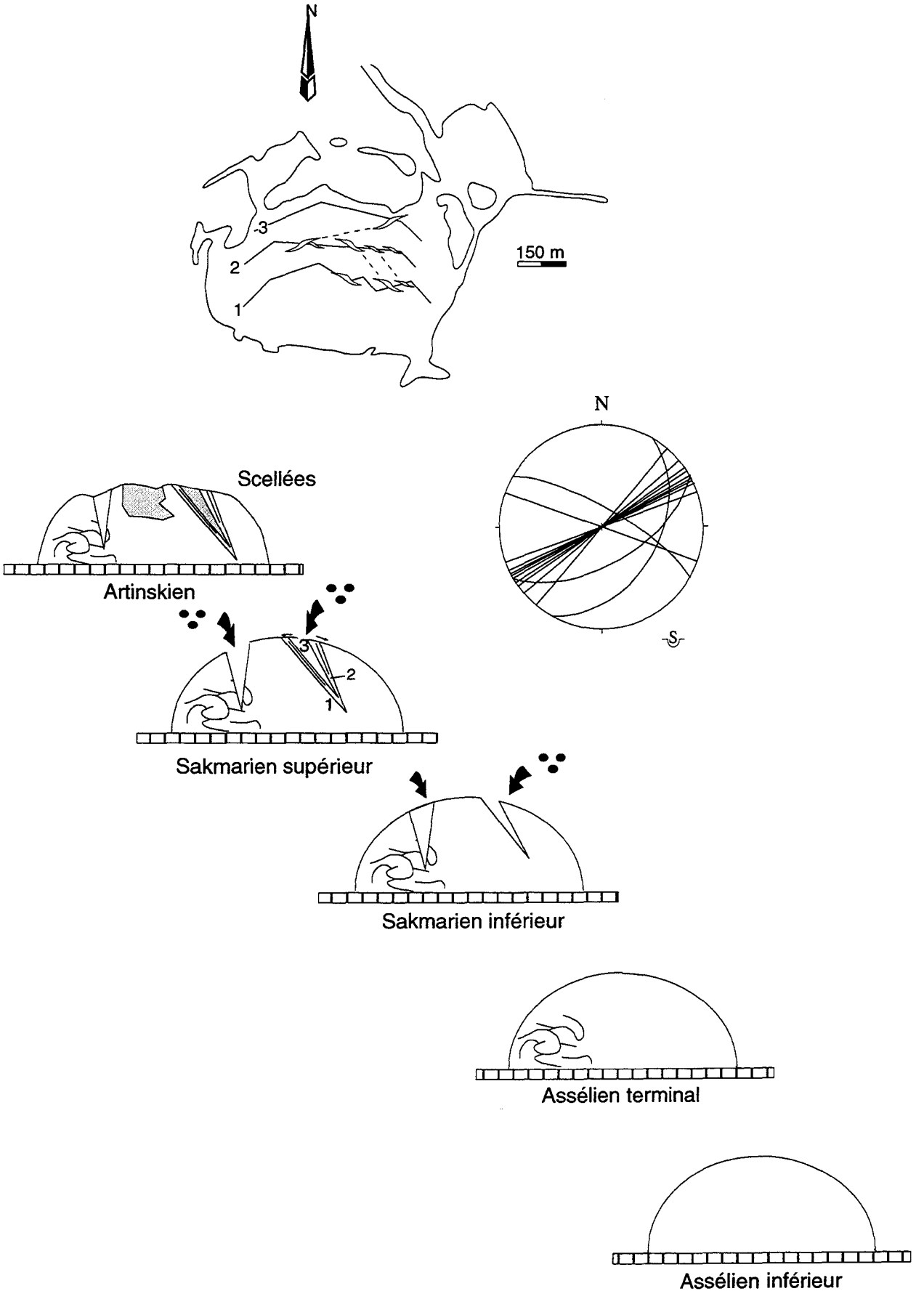


Fig. 4.56 : Schéma de synthèse de la bioconstruction de Shaktau, vue en plan et en coupe, qui retrace l'évolution au cours du temps des fractures et fissures. 1, 2 et 3 : paliers de la carrière.

Fig. 4.56: Synthetic diagram illustrating the tectonic-induced evolution of fractures and fissures in the Shaktau buildup complex. 1, 2 and 3, floors of the quarry.

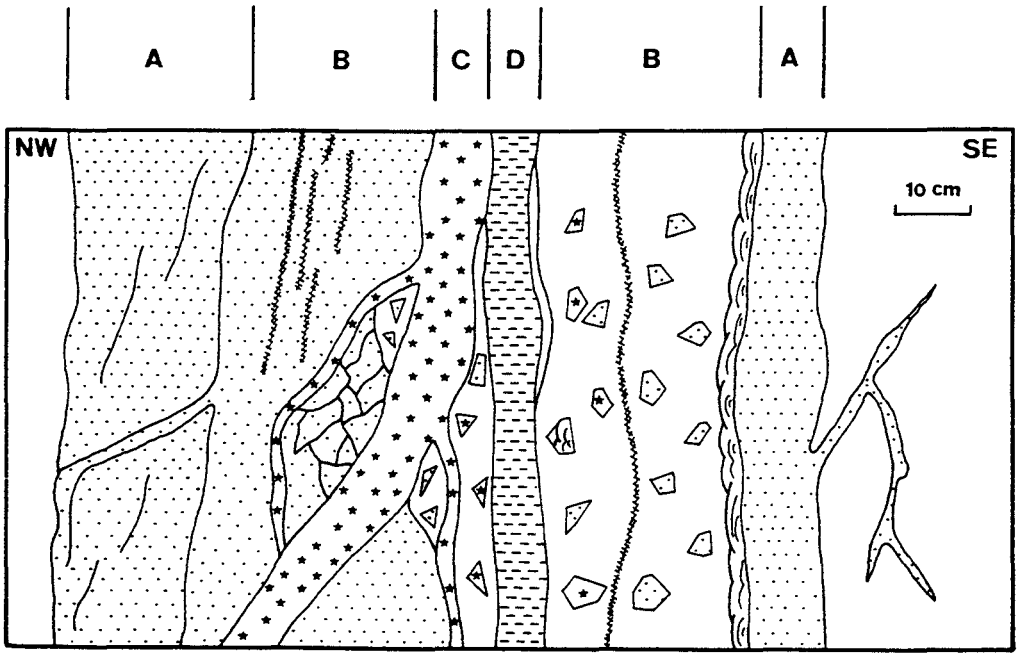


Fig. 4.57 : Vue en coupe d'un remplissage de fracture complexe parallèle aux épontes et affecté par des veines postérieures recoupant un sédiment interne déjà induré (deuxième palier de la carrière de Shaktau). La chronologie du remplissage est indiquée par les lettres A, B, C et D.

Fig. 4.57: Complex filling parallel to the fracture walls and influenced by lateral veins. (second floor of the Shaktau quarry); chronologic filling is illustrated by A, B, C and D.

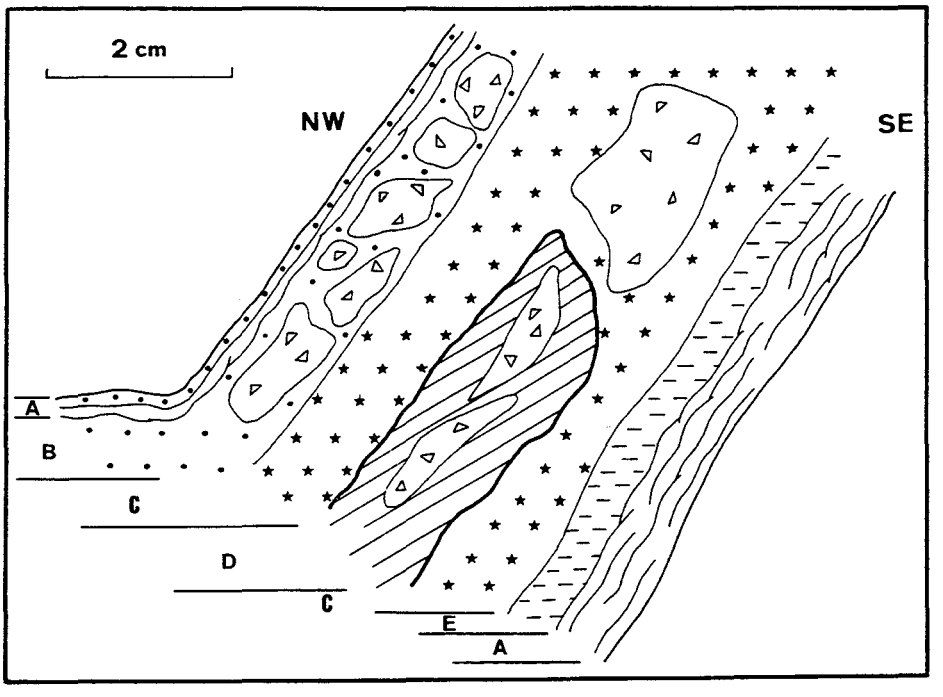


Fig. 4.58 : Niveaux successifs de brèches polyphasées en remplissage interne d'une fracture ouverte, vue en coupe (deuxième palier de la carrière de Shaktau; F.7); la chronologie du remplissage est indiquée par les lettres A à E.

Fig. 4.58: Successive fissure fill sediments composed of polyphasic breccia layers (second floor of the Shaktau buildup); filling chronology is illustrated by A to E.

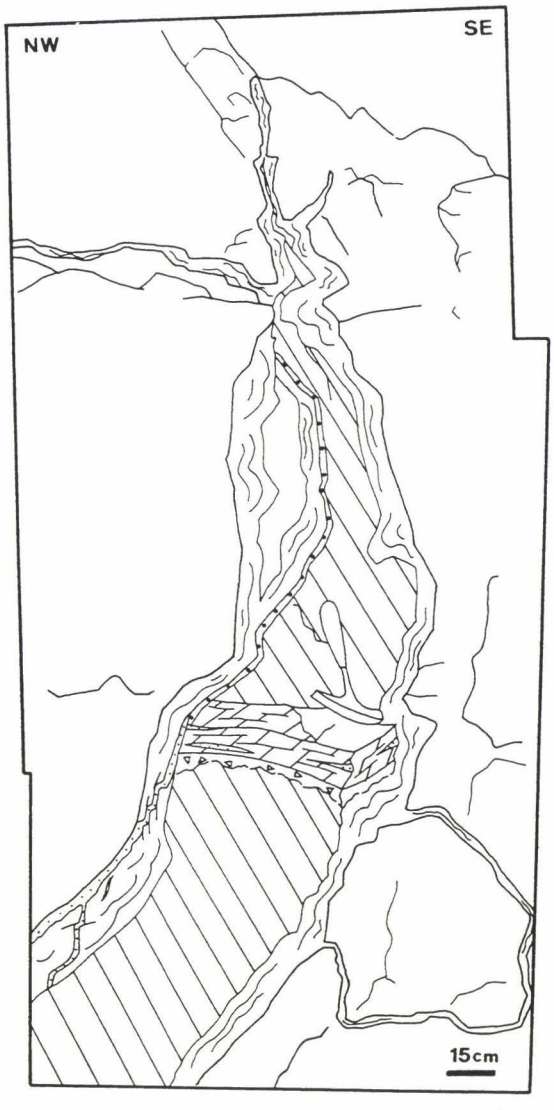
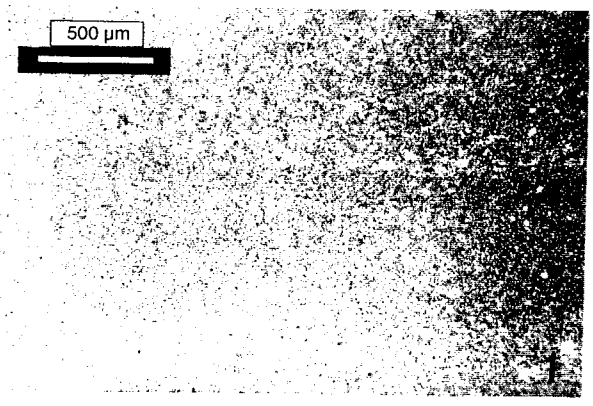
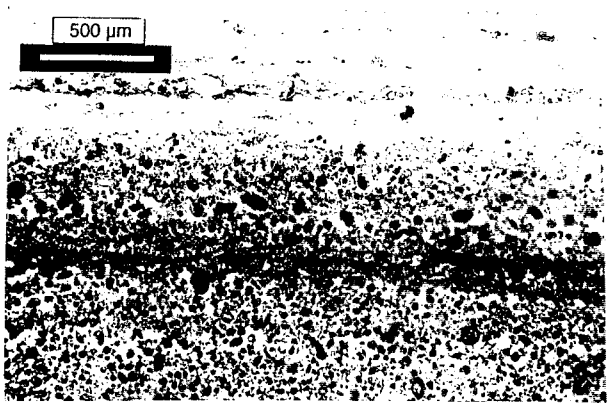


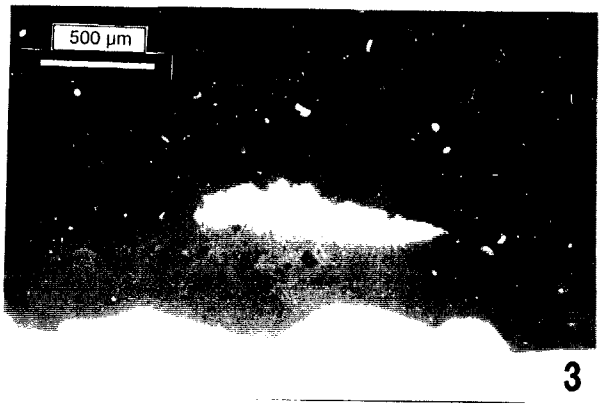
Fig. 4.59 : Vue en coupe d'un remplissage à litage oblique à perpendiculaire aux épontes, avec des parois tapissées de mamelons microbiens (deuxième étage de la carrière de Shaktau; F.2).
Fig. 4.59: Complex fissure filling composed by dome-shaped microbial crusts as a result of deposition from inclined layers.

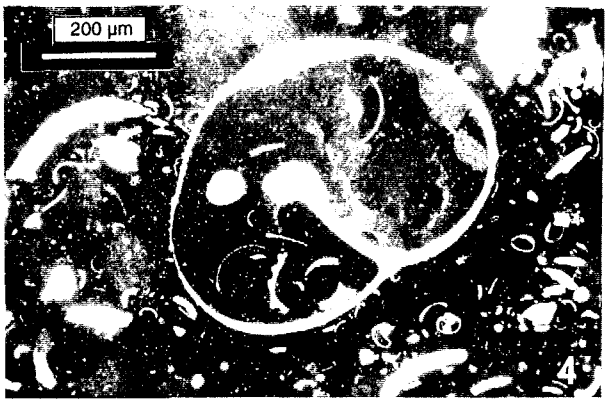
Conclusion concernant l'ensemble des fractures

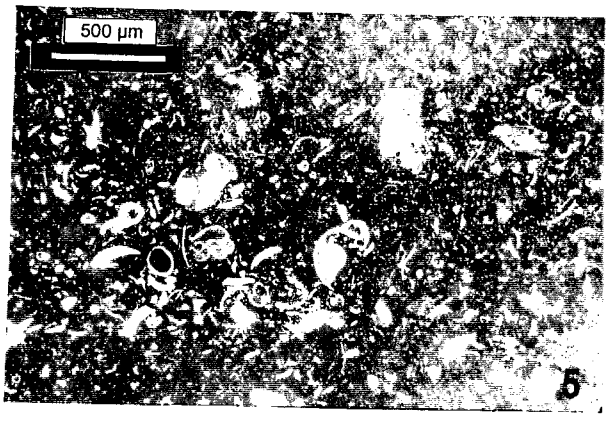
Plusieurs réseaux de fissures et fractures recoupent l'ensemble de la bioconstruction de Shaktau (fig. 4.56). Leur chronologie relative est déduite directement du matériel composant le remplissage. Les fissures et fractures sont antérieures aux sédiments déposés au toit de la bioconstruction et qui les remplissent. Les fissures d'effondrement, datées par défaut de l'Assélien supérieur et du Sakmarien, affectent des sédiments d'âge Assélien. Elles sont systématiquement recoupées par des fractures ouvertes, datées également par défaut, du Sakmarien et de l'Artinskien inférieur. Ces fractures de direction N020 et N140-150 sont scellées au cours de l'Artinskien terminal. La description du mode de remplissage interne des fractures permet de souligner le caractère polyphasé et rapide de leur ouverture et remplissage.

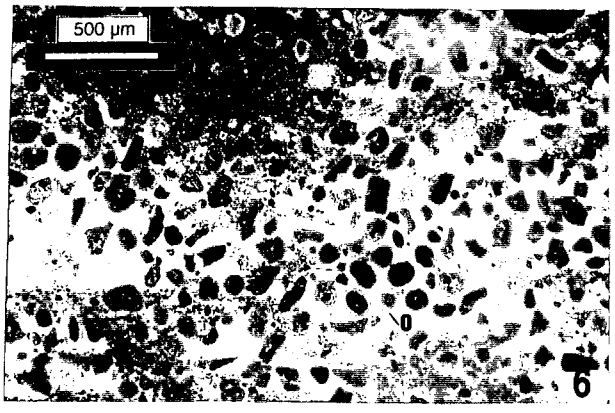


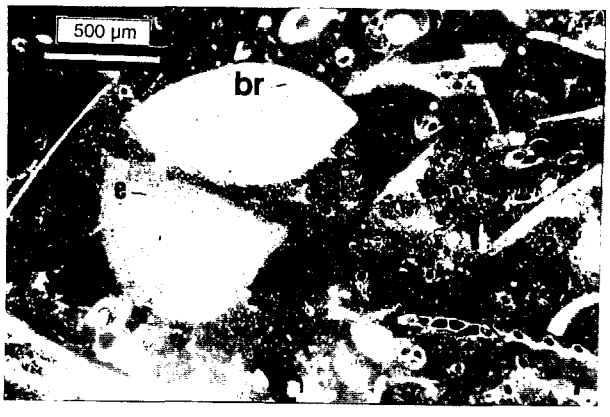












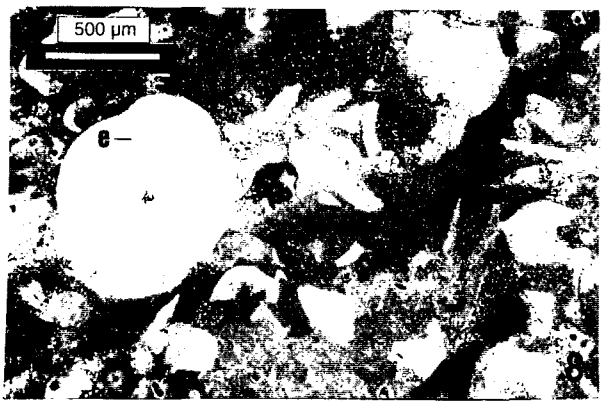


Planche photographique XI : bioconstruction de Tratau (fractures)

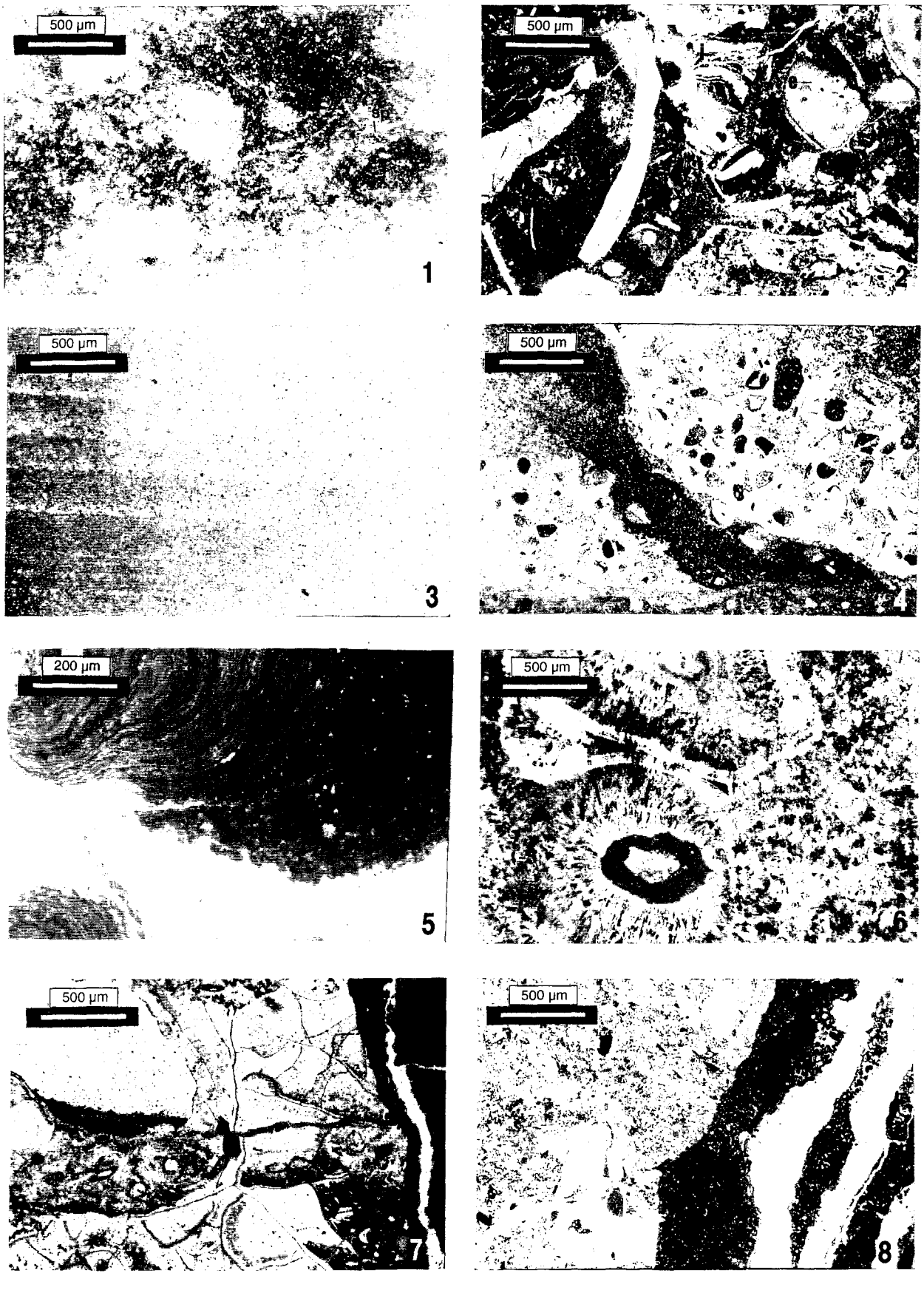


Planche photographique XII: bioconstruction de Tratau (fractures)

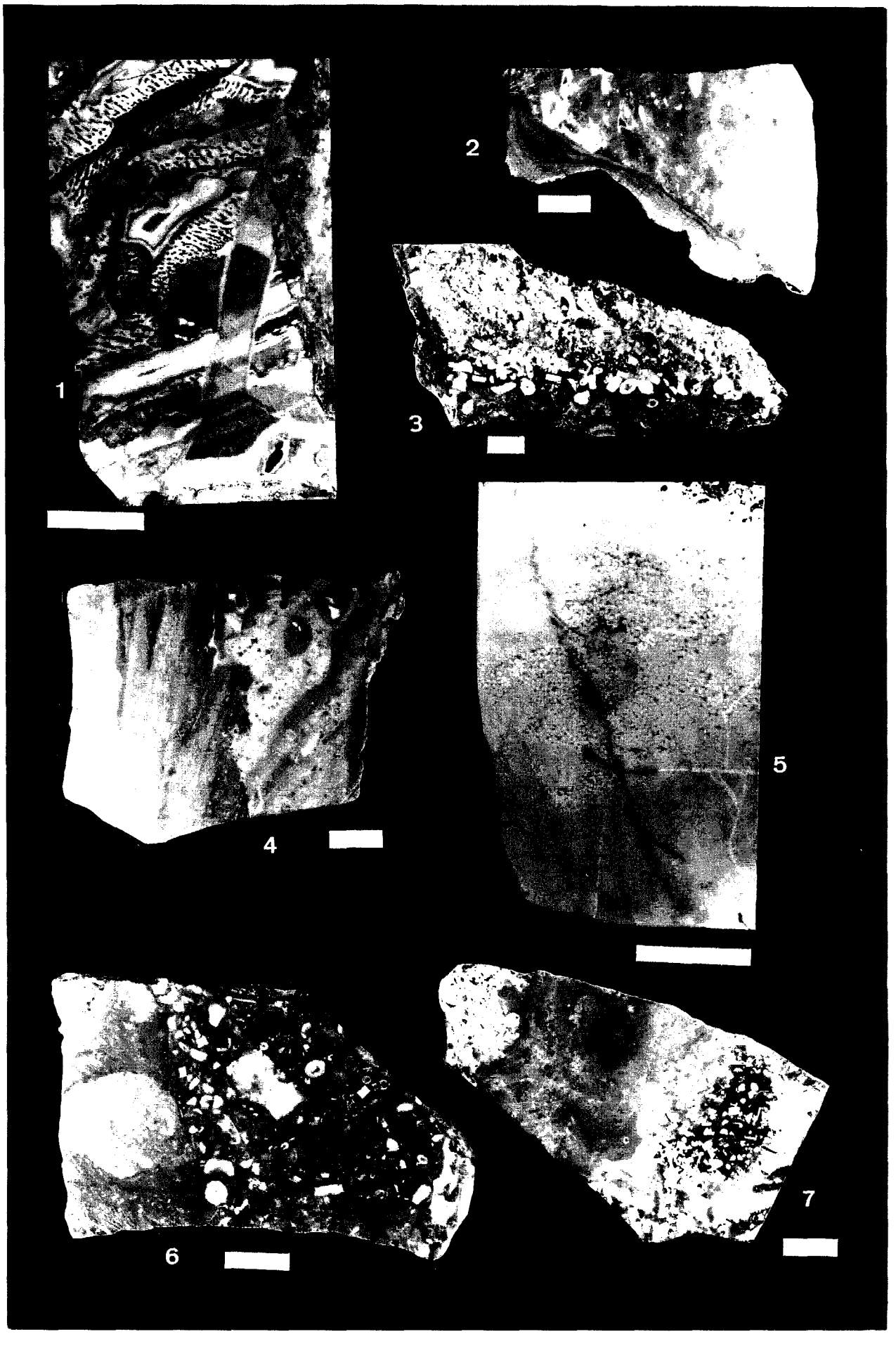


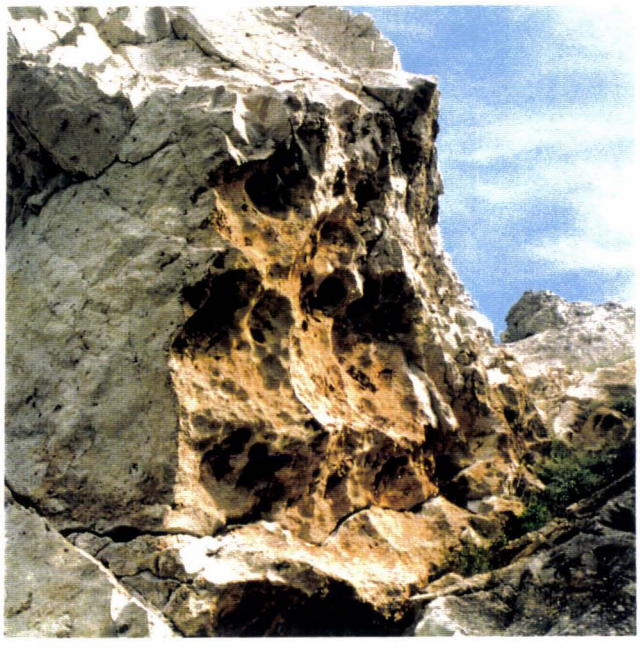
Planche photographique XIII : bioconstruction de Tratau

1

2

3

4



5

6

Planche photographique XIV : bioconstruction de Tratau

4.6 Architecture sédimentaire du Shikhan Tratau

4.6.1 Stratigraphie séquentielle

Parmi les onze faciès que compte le secteur de Sterlitamak, six d'entre eux correspondent à la bioconstruction de Tratau. Ils s'organisent en une séquence virtuelle qui montre l'évolution des faciès les plus restreints aux plus profonds de la bioconstruction.

- Unité génétiques

Cinq unités génétiques de référence peuvent être identifiées parmi toutes celles déterminées au sein de la bioconstruction (fig. 4.60). Deux d'entre elles correspondent aux faciès bioconstruits (types I et IV), et les trois dernières aux faciès de flancs de la bioconstruction (types II, III et V).

L'épaisseur des unités génétiques de type II, III et V varie de 2 à 5 m. Leur base est limitée par une surface d'inondation qui traduit un approfondissement du milieu de dépôt. Cette surface correspond à l'apparition de mudstones à ammonoïdes (type II), ou à la mise en place de faciès bioconstruits (types III et V). Leur sommet est limité par une surface de discontinuité, caractérisée par l'augmentation des encroûtements ou la mise en place de faciès remaniés (S.1 et S.7).

Ces trois types d'unités enregistrent une diminution de la bathymétrie et présentent une tendance de "shallowing-upward".

- L'unité génétique II montre le passage depuis des milieux d'offshore inférieur (S.10B) vers des milieux bioconstruits à *Tubiphytes* dominants (S.8A), puis vers des milieux d'offshore supérieur à shoreface inférieur, constitués de floatstones bioclastiques. Ces derniers sont ensuite encroûtés par les *Archaeolithoporella* (S.7).

- L'unité génétique III montre le passage de domaines bioconstruits à *Tubiphytes* (S.8b) encroûtés par *Archaeolithoporella* (S.7), déposés en offshore inférieur, à des domaines non bioconstruits, caractérisés par des floatstones (S.5A) également encroûtés par *Archaeolithoporella* (S.7).

- L'unité génétique V enregistre le passage de domaines bioconstruits, composés de bryozoaires et de *Tubiphytes* dominants (offshore), à des domaines bioclastiques non bioconstruits. Ces derniers sont constitués de floatstones encroûtés par *Archaeolithoporella*, et sont surmontés de grainstones attribués à l'action des vagues permanentes.

L'épaisseur des unités génétiques de type I et IV varie de 5 à 15 m. L'absence de stratification perturbe la détermination précise de leurs limites inférieures et supérieures. Elles présentent un caractère composite. La première unité génétique (I) montre une tendance à l'augmentation de bathymétrie, caractérisée par l'installation de faciès bioconstruits (S.9B) sur des floatstones (S.5B). Cette tendance s'inverse en une tendance à la diminution de bathymétrie, soulignée par le retour des faciès non bioconstruits (S.5A) et de l'encroûtement des bioclastes et du sédiment. La seconde unité génétique correspondant aux faciès bioconstruits (IV) montre le passage de domaines bioclastiques d'offshore supérieur à des domaines bioconstruits d'offshore inférieur, par la suite encroûtés. Cet encroûtement renseigne sur l'inversion de la tendance qui indique désormais une diminution de la profondeur. Ces deux tendances sont séparées par une surface d'inondation difficile à individualiser au sein des faciès bioconstruits. Elles sont limitées par deux surfaces d'érosion, qui correspondent à une modification dans l'agencement vertical normal des faciès et correspondent à la disparition des faciès bioconstruits.

- Eléments architecturaux

Les unités génétiques s'empilent pour former deux éléments architecturaux. Ils sont séparés

par une surface d'inondation maximum, caractérisée par la présence de mudstones à ammonoïdes, et corrélable à l'échelle de l'affleurement et régionalement.

Le premier élément présente une tendance agradante à rétrogradante. Il est caractérisé par des unités génétiques de type I et IV, composées essentiellement de bafflestones à bryozoaires. Cette tendance peut également être déduite de l'étude des profils géologiques présentés par Rauser-Chernoussova (1951).

Le second élément architectural comprend les unités génétiques de type II, III et V. Il est limité en son sommet par une surface de discontinuité ou surface d'émersion. Il s'observe préférentiellement sur les flancs de la bioconstruction. L'enregistrement sédimentaire de cette surface d'émersion n'affleure que très localement au sein de la bioconstruction de Tratau; elle a été conservée dans des fractures ouvertes d'origine précoce traversant l'ensemble de la bioconstruction et très localement sur les flancs de la bioconstruction. Cet élément architectural progradant est souligné par une migration latérale des dépôts de part et d'autre de la bioconstruction et bien visible sur les flancs. La progradation est matérialisée par la présence de lentilles bioconstruites de hauteur décimétrique et d'extension pluri-décimétrique sur le flanc sud-est de la bioconstruction. Ces lentilles montrent la migration vers l'est des dépôts bioconstruits et correspondent aux unités génétiques de type V.

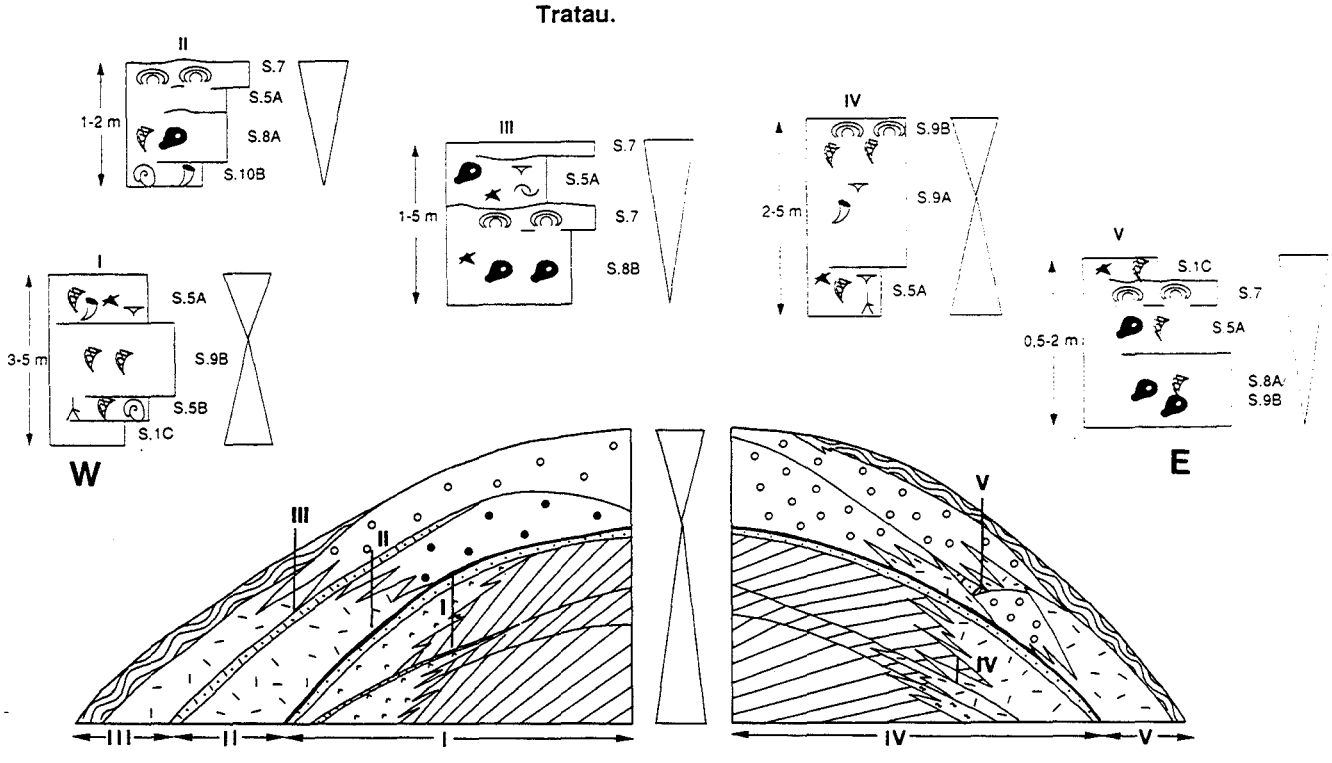


Fig. 4.60 : Organisation séquentielle de la bioconstruction de Tratau; distribution des unités génétiques et des séquences.
Fig. 4.60: Sequential framework of the Tratau buildup succession and location of genetic units.

L'empilement des deux éléments architecturaux permet de définir une séquence de dépôt. Elle présente une épaisseur totale de 100 m. La surface sommitale correspond à une discontinuité pouvant être assimilée à une surface d'émersion d'âge Assélien supérieur. Cette émersion est déduite de (1) l'observation d'un remplissage de fractures antérieures ou contemporaines à l'émersion (ayant affecté de manière précoce la bioconstruction), (2) de l'existence d'un karst secondaire tardif qui peut avoir rejoué dans des zones de karst primaire d'âge Assélien, et (3) de la présence de ciments dolomitiques précoces attribués à des domaines diagénétiques de mélange entre eaux marines et météoriques ("mixing zone"). Une importante érosion artinskienne, provoquée par un soulèvement d'ordre régionale (Chuvashov *et al.*, sous presse), affecte le toit de la bioconstruction et a provoqué la disparition des dépôts du Sakmarien et de l'Artinskien inférieur.

La bioconstruction de Tratau semble être constituée d'un premier corps agradant et rétrogradant, auquel succède un corps progradant. Elle correspond probablement aux bioconstructions de type II ("compound") définies par James & Bourque (1992). La première partie de la bioconstruction (agradante et rétrogradante) présente une organisation en "keep-up"; la seconde, progradante, montre une organisation de type "catch-up". Le maintient d'un faciès identique pour le premier corps agradant s'explique par l'installation d'un régime de hausse du niveau marin continu, compensé par l'activité des organismes bioconstructeurs. En période de haut niveau marin l'activité organique compense et dépasse le taux de variation du niveau marin, et favorise la progradation des faciès bioconstruits. La chute du niveau marin est marquée à l'Assélien supérieur par une importante surface d'émersion et de non dépôt, qui correspond à une importante discontinuité. La comparaison des différents corps bioconstruits du même âge permettra, par la suite, d'établir une discussion relative aux différents facteurs externes ayant gouvernés le style géométrique et l'anatomie interne des bioconstructions.

Discussion

Les observations paléoécologiques et séquentielles permettent de détailler la géométrie de la bioconstruction. Les processus de construction et de destruction sont déduits de la conservation des organismes composant les associations fossiles AF.6, AF.8 et AF.9. Les agents destructeurs individualisés pour le shikhan Tratau sont la bioérosion (pl.V, fig. 1), les écoulements de pente attribués à des tempêtes et les instabilités de pente.

D'autre part, la cimentation contribue à l'élaboration d'une structure rigide (Longman, 1981). Cette cimentation précoce favorise la conservation et la lithification de la bioconstruction. Elle affecte essentiellement les flancs de la bioconstruction de Tratau, en contrôlant l'accentuation des pentes (Babcock, 1977; Yurewicz, 1977). Cette cimentation est généralement attribuée à des processus de "pumping" à travers le sédiment sous l'action des vagues ou des marées (Tucker & Wright, 1990), ou encore des courants d'"upwelling" (Marshall, 1986).

Selon la reconstitution paléogéographique de Rauser-Chernoussova (1950), le substrat du Carbonifère ne forme pas un relief apparent. Les dépôts de Tratau se développent dans une zone de subsidence accrue qui permet la croissance verticale de la bioconstruction. Ce dernier auteur souligne l'existence, à l'est et à l'ouest de la bioconstruction (au cours de l'Assélien), de dépôts peu épais et de milieux peu profonds attribués à des zones de haut fond relatif.

Les variations de l'espace d'accommodation sont compensées, lors des phases de rétrogradation et d'accrétion verticale par des taux de croissance organique élevés. Cet espace est réduit lors de la seconde phase de croissance de la bioconstruction devenue progradante. La croissance de la bioconstruction peut être contrainte par une subsidence importante, et ne peut être uniquement attribuée à l'eustatisme.

4.6.2 Géométrie de la bioconstruction

Deux unités superposées peuvent être différenciées au sein du shikhan. Elles sont caractérisées par des spectres floro-faunistiques d'âge différent. Elles sont déduites directement du découpage séquentiel et des remplacements écologiques au cours du temps (fig. 4.61). Les datations biostratigraphiques (Vachard, commun. pers.) permettent de faciliter les corrélations entre faciès.

Cette bioconstruction s'installe sur des dépôts carbonatés gzhéliens décrits par sondage (Shamov, 1984), et est recouverte de façon diachrone par des marnes artinskiennes.

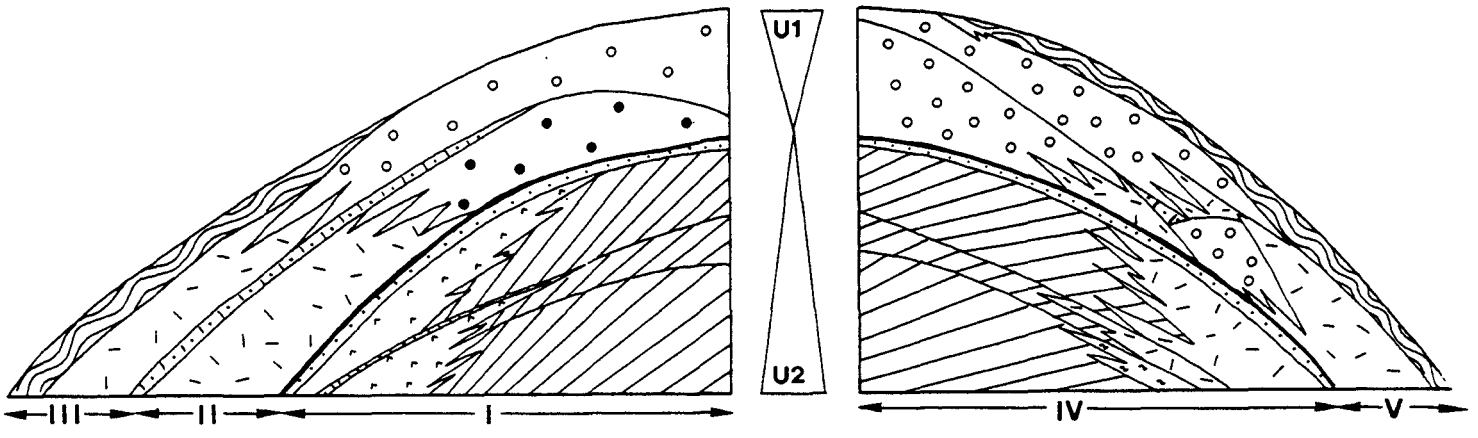


Fig. 4.61 : Schéma de synthèse d'un modèle géométrique pour la bioconstruction de Tratau (Oural sud, Russie); empilement des corps sédimentaires bioconstruits; u, unité.
Fig. 4.61: Hypothetic sketch showing a geometric model for the Tratau builup (southern Urals);schematic cross-section at present-day; u, unit.

Unité 1 :

En complétant les données obtenues lors de la mission Oural-94 par celles de Shamov (1984), cette unité présente plus de 100 m d'épaisseur. Deux faciès sont dominants au coeur de la bioconstruction : des bafflestones à bryozoaires et des wackestones à coraux et bryozoaires. Ces faciès n'affleurent que très localement dans les dépressions creusées entre les éperons. Les flancs de la bioconstruction sont caractérisés par des floatstones de même composition. Cette unité a été déposée au cours de la Zone à *Schwagerina moelleri-Pseudofusulina fecunda* (Horizon Schwagerina inférieur).

Unité 2 :

Elle affleure dans de bonnes conditions sur les flancs et au sommet de la bioconstruction, où elle atteint 50 m d'épaisseur. Elle montre une grande variété de faciès, exprimés sous forme d'alternances irrégulières de bindstones, cementstones et floatstones (coupe éperons 3, 9 et 12). Les dépôts observés sur les flancs de la bioconstruction permettent de déduire la composition de son coeur. L'étude des faciès affleurant au sommet de la bioconstruction et en dépressions inter-éperons permet de compléter ces observations.

La morphologie plano-convexe du massif de Tratau permet une représentation des affleurements suivant une figure hémisphérique (fig. 4.62). Trois sections transversales,

correspondants aux éperons 3, 9 et 12, montrent la distribution des faciès les plus externes de la bioconstruction. Les faciès observés correspondent à des dépôts de flancs de bioconstruction.

La corrélation des trois coupes, et de l'ensemble des informations recueillies sur les douze éperons, est reportée sur la figure 4.63. Celle-ci permet de souligner d'importantes variations latérales de faciès et de préciser la géométrie d'ensemble des flancs de la bioconstruction :

- La périphérie nord-ouest (éperons 1 à 4) est caractérisée par des faciès de floatstones à coraux et crinoïdes, et des bindstones et floatstones qui recouvrent des faciès de cementstones à bryozoaires. Des faciès à *Archaeolithoporella* apparaissent vers le sommet de l'affleurement où ils deviennent très abondants.
- La périphérie sud (éperons 4 à 8) est composée essentiellement d'une alternance de bindstones/floatstones à *Tubiphytes* et de cementstones à bryozoaires. Ces différents faciès sont surmontés par des bindstones à *Archaeolithoporella*.
- La périphérie sud-est (éperons 9 à 12) est caractérisée par la présence locale de floatstones à *Palaeoaplysina*, associés à des bindstones à *Tubiphytes* et à *Archaeolithoporella*.
- La périphérie nord est couverte de végétation, où localement des marnes rouges à brunes à cherts, composées de nombreuses spicules d'éponges, ont été reconnus. La présence des conodontes permet de leur attribuer un âge Artinskien supérieur. Ces datations coïncident avec celles de Gerasimov (1934) basées sur la présence d'ammonoïdes.
- Le sommet de la bioconstruction est composé de bafflestones à bryozoaires, surmontés de bindstones à *Tubiphytes*. L'ensemble de ces faciès est recouvert de bindstones à *Archaeolithoporella*. Il correspond à la Zone à *Schwagerina sphaerica-Pseudofusulina*.

La superposition de ces deux unités montre un remplacement des communautés fossiles au cours du temps. Alors que les organismes filtrants et suspensivores (bryozoaires) envahissaient toutes les niches écologiques en période de hausse du niveau marin, les organismes liants, encroûtants et autotrophes (*Tubiphytes*, *Archaeolithoporella*) dominaient en période de haut niveau marin.

Ces dépôts sont surmontés de marnes d'âge Artinskien supérieur, qui recouvrent en géométrie de "onlap" les dépôts bioconstruits d'âge Assélien-Sakmarien. Elles affleurent sur le flanc nord de la bioconstruction et en remplissage de fractures ouvertes. Cette couche d'argile a également été observée au pied de la bioconstruction de Tratau, au sein d'un petit monticule ("Shikhanchik"). Elle contient des ammonoïdes (Gerasimov, 1940), datées par Ruzhencev (1956) de l'Artinskien supérieur, et des fusulines (Chuvashov, 1984).

La morphologie isolée de la bioconstruction de Tratau permet de la comparer aux pinacles. La composition de cette bioconstruction est caractéristique des "reef mounds" (Tucker & Wright, 1990), des "skeletal mounds" (James & Bourque, 1992) ou encore des "knoll reefs" (Lees, 1961; Wilson, 1975). Ces monticules riches en bioclastes comprennent des floatstones et des wackestones riches en organismes filtrants et liants.

La morphologie hémisphérique à conique de la bioconstruction présente des pentes synsédimentaires, dont l'inclinaison s'accentue au cours de la croissance de la bioconstruction. Les pentes synsédimentaires peuvent dépasser 40 degrés, surtout lorsqu'elles sont affectées par d'importants processus de cimentation. L'importance des pentes suggère l'existence d'un relief ou d'une topographie significative du substrat marin. Les flancs des bioconstructions, massifs ou bien lités, sont caractérisés par une accumulation bioclastique, dont le volume peut dépasser celui des faciès bioconstruits (unité 2).

La bioconstruction de Tratau est marquée par l'absence d'organismes constructeurs à charpente rigide ("frame builders") et l'absence de brèches. Il s'agit d'un reef mound stratigraphique (Dunham, 1970), formé par la combinaison de l'activité liante des *Tubiphytes* et *Archaeolithoporella*, l'activité de filtration exercée par les bryozoaires et une cimentation sous-marine précoce.

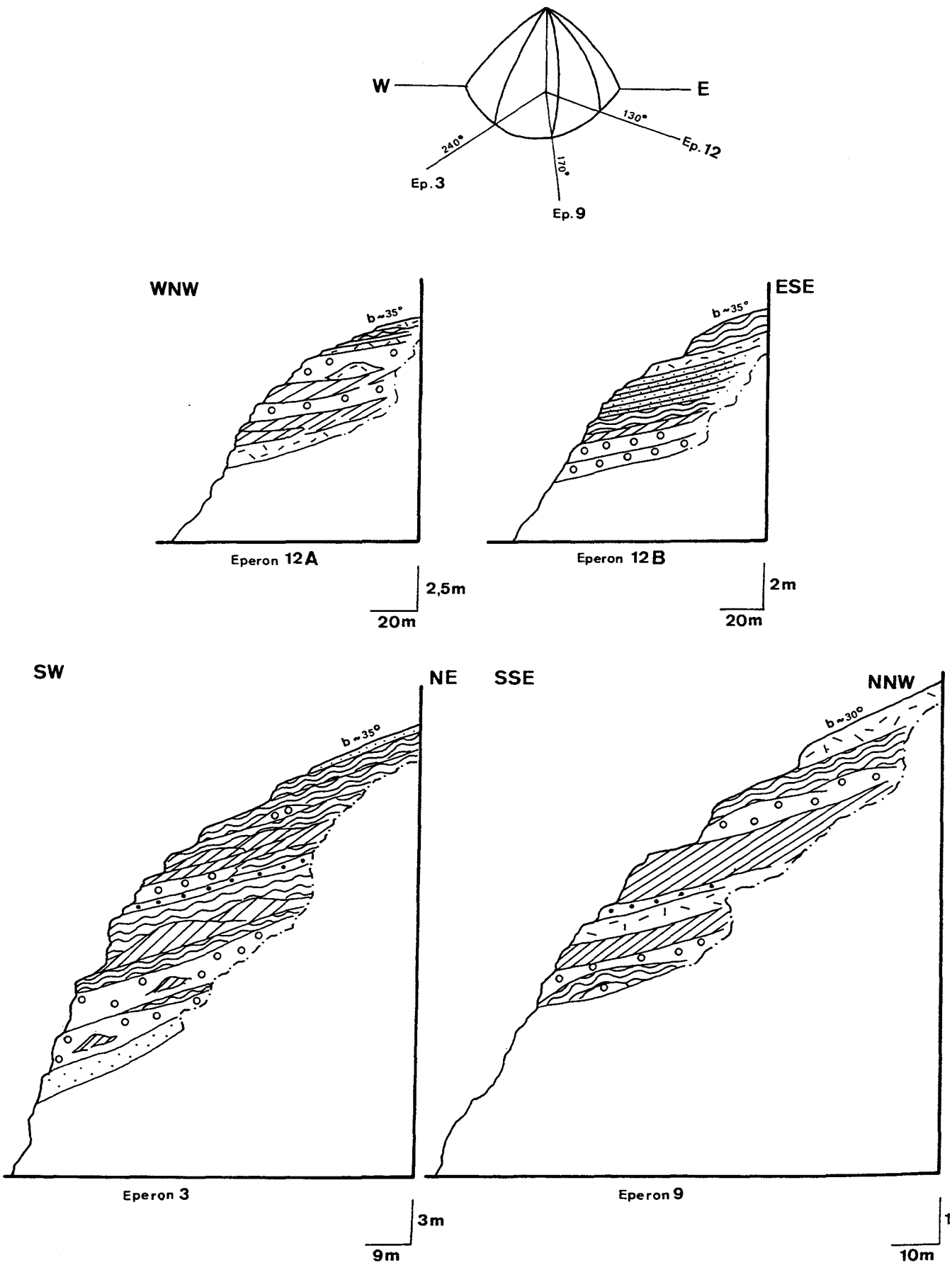


Fig. 4.62 : Répartition des faciès sur des sections transversales recoupant les éperons 3, 9 et 12 de la bioconstruction de Tratau (Oural sud, Russie).

Fig. 4.62: Schematic vertical facies relationships across the 3, 9 and 12 sections of the Tratau hill (southern Urals).

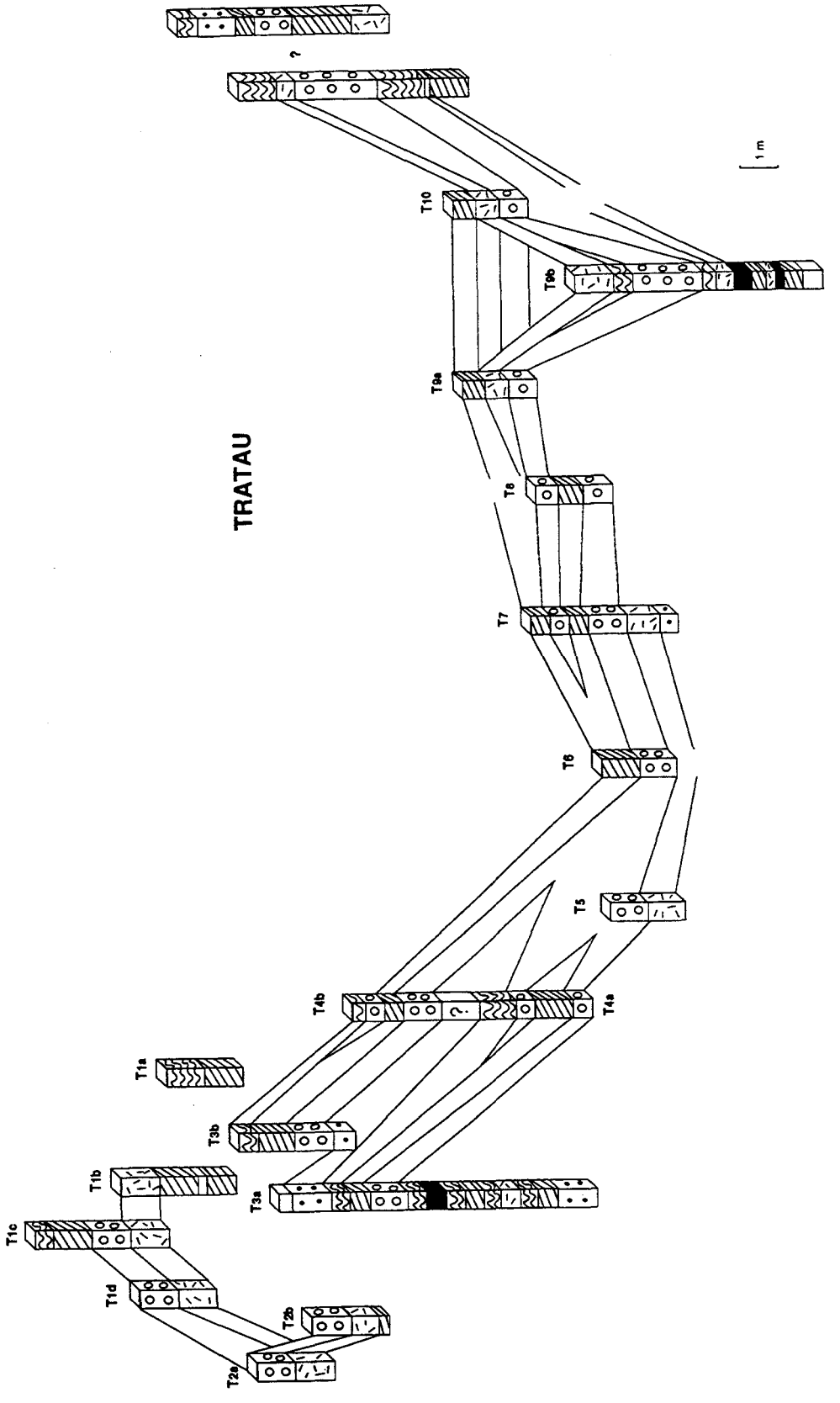


Fig. 4.63 : Schéma de corrélation de l'ensemble des coupes levées sur les différents éperons de la bioconstruction de Tratau (Oural sud, Russie).

Fig. 4.63: Schematic cross-section of the Tratau buildup showing lateral and vertical facies relationships (southern Urals).

4.7 Architecture sédimentaire du Shikhan Shaktau

4.7.1 Stratigraphie séquentielle

- Unités génétiques, éléments architecturaux et séquences de dépôt

Onze faciès ont pu être différenciés. Leur empilement permet de dessiner plusieurs courbes lithologiques et d'en déduire les unités génétiques. Huit unités génétiques ont pu être individualisées.

L'empilement vertical des unités génétiques forme des éléments architecturaux. L'absence de continuité entre les différents affleurements de la carrière en empêche l'individualisation précise. L'agencement des éléments architecturaux permet de déterminer quatre séquences de dépôt.

Afin de simplifier la compréhension de l'organisation séquentielle des dépôts de la carrière Shaktau, seule l'une des séquences sera détaillée : la séquence S2, la plus complète et représentative (fig. 4.64). Elle est étudiée sur le second et troisième paliers de la carrière.

La séquence S2, de 150 m d'épaisseur, est limitée à sa base et son sommet par des surfaces de discontinuités ou SB. Deux éléments architecturaux peuvent être déduits de l'empilement des unités génétiques. Ils sont séparés par une surface d'inondation maximale (MFS). L'élément architectural inférieur, à tendance rétrogradante à agradante, est caractérisé par l'empilement de plusieurs unités génétiques de type II, qui marquent le passage depuis des dépôts de forte énergie (S.1) de plate-forme (shoreface) vers les dépôts bioconstruits (S.6 et S.9a) situés en domaine d'offshore. L'élément architectural supérieur répond à une inversion de la tendance précédente et prograde. Il enregistre une dérive des faciès qui composent les unités génétiques vers des zones progressivement moins profondes et leur épaississement. Il est caractérisé par le passage de dépôts bioconstruits d'offshore (S.6 et S.9a) à des dépôts de forte énergie déposés dans la zone d'action des vagues de beau temps (S.1 et S.5). Il est composé de plusieurs unités génétiques de type III et IV, qui contiennent des faciès enregistrant une diminution progressive de la bathymétrie ("shallowing-upward").

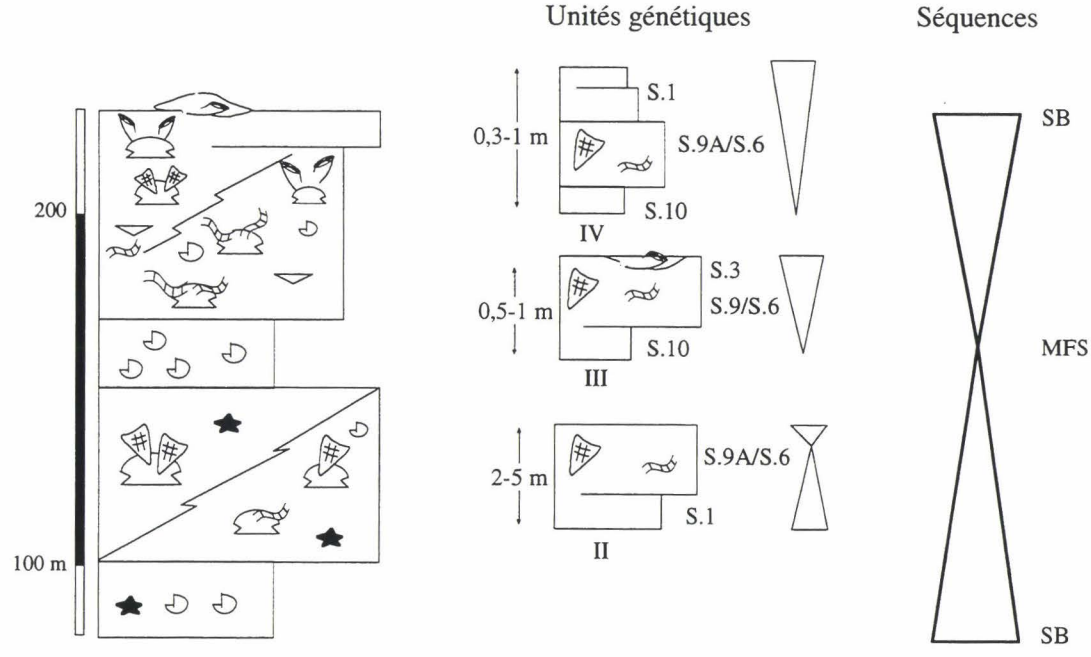
- L'unité génétique III montre le passage de faciès non bioconstruits d'offshore (S.10) à des faciès bioconstruits à bryozoaires et/ou *Palaeoaplysina*, puis à des petits patches composés de coraux et disposés dans un milieu de forte énergie de shoreface.

- L'unité génétique IV possède la même évolution que la précédente, avec une dominance des faciès bioconstruits à *Palaeoaplysina* recouverts de grainstones bioclastiques, formant des barres hydrauliques de shoreface supérieur.

La progradation est confirmée par la présence de structures clinoformes frustres à vergence est sur le troisième palier de la carrière. Cette séquence de dépôt est datée de l'Assélien supérieur au Sakmarien inférieur. Les trois autres séquences observées au sein de la carrière de Shaktau (S.1, S.3 et S.4) présentent le même agencement séquentiel (fig. 4.65). Elles diffèrent par leur épaisseur, par la composition de leurs unités génétiques et de leurs éléments architecturaux, et par leur âge.

- Les grandes discontinuités

Les séquences sont limitées par des surfaces de discontinuité. Le toit de la séquence S1, incomplète, est limité par une surface de discontinuité ou une lacune de sédimentation. Localement, elle est caractérisée par une surface d'érosion couverte de stromatolites ou de brèches. Le toit de la séquence S2 est limité par une surface de discontinuité caractérisée par des oxydes de fer et un encroûtement de la surface ("hard ground") et des bioclastes sous-jacents. Le toit de la séquence S3 est limité par une importante surface d'érosion soulignée par la précipitation d'oxydes de fer.



Séquence S.2

Fig. 4.64 : Détail de la séquence S2 datée du Tastubsk et succession verticale des unités génétiques.
Fig. 4.64: Detailed sequential framework of the S2 sequence (Tastubsk Horizon, Shaktau quarry) showing distribution of genetic units.

Discussion

La morphologie actuelle du complexe bioconstruit de Shaktau correspond à celle d'un pinacle isolé ou "reef mound" (Tucker & Wright, 1990). Toutefois, l'étude de sa géométrie et de son architecture sédimentaire montre une complexité morphologique interne attribuée à différentes phases de croissance. Trois phases de croissance ont été individualisées en fonction du découpage séquentiel; chacune reflète une morphologie particulière. Les dépôts bioconstruits asséliens montrent une morphologie de "reef-mound". Cette morphologie change de l'Assélien au Sakmarien avec les variations d'environnements de dépôt. Les sédiments enregistrent une migration du dépôt-centre de la bioconstruction vers le nord-ouest. Les dépôts bioconstruits affichent désormais une morphologie de type biostromale à biohermale. Les bioconstructions deviennent plus nombreuses et de taille plus réduite. La migration du dépôt-centre du complexe bioconstruit peut être attribuée au jeu de l'eustatisme et de la subsidence. L'instabilité du contexte géodynamique régional semble gouverner fortement la mise en place de ces bioconstructions.

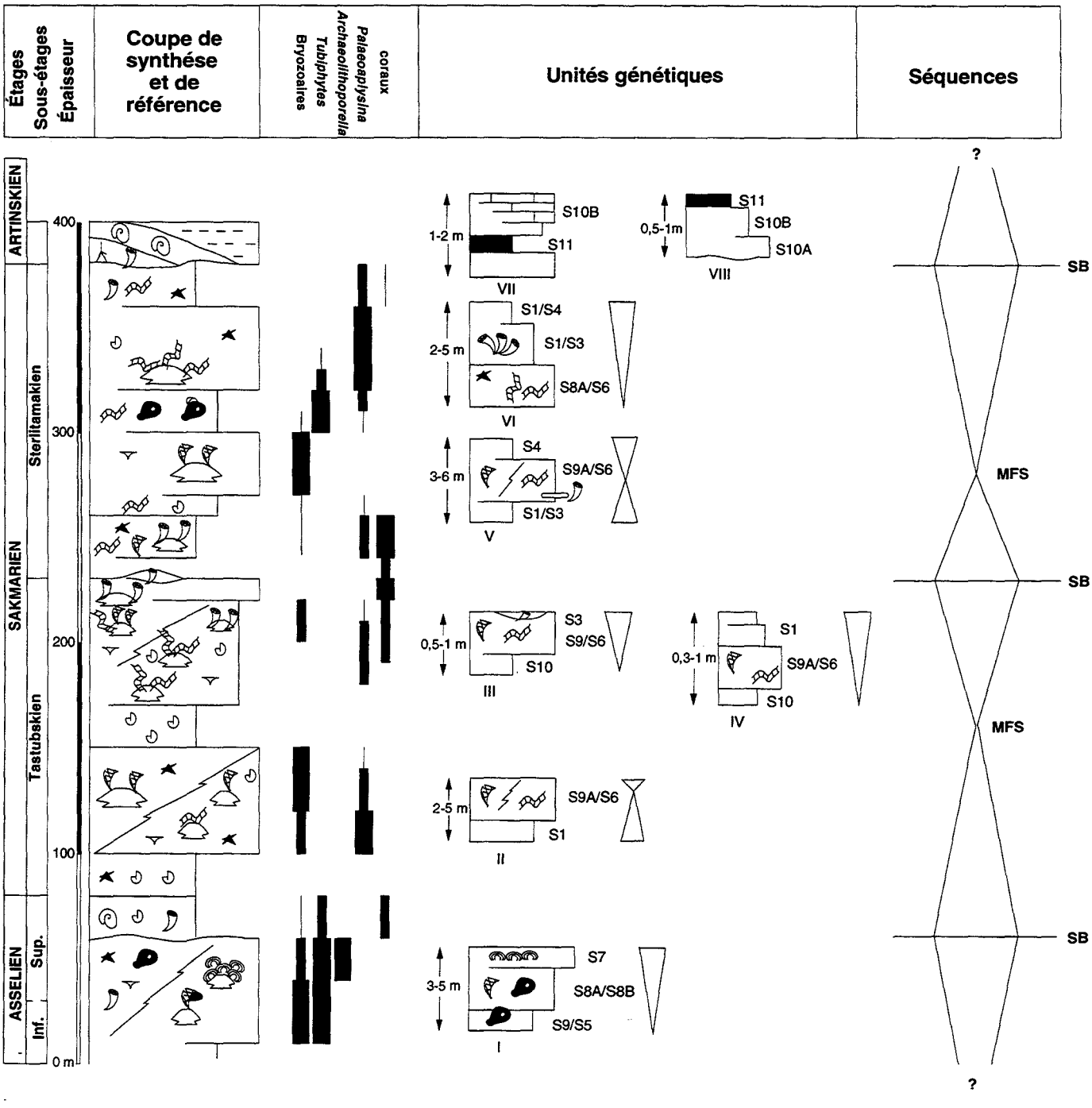


Fig. 4.65 : Organisation séquentielle de la bioconstruction de Shaktau : distribution des unités génétiques et séquences pour les dépôts d'âge Assélien-Sakmarien.

Fig. 4.65: Sequential framework of the Shaktau buildup succession (Asselian to Sakmarian) and location of genetic units

4.7.2 Géométrie

La géométrie du shikhan Shaktau repose, d'une part, sur l'étude des trois paliers de la carrière qui met à jour ses faciès et, d'autre part, sur une synthèse bibliographique réalisée à partir des travaux de Koroluyk (1985; figs.4.66 et 4.67). Les datations obtenues par l'étude des fusulines (Vachard, commun. pers.) permettent de reconstituer la géométrie du shikhan, perturbé par de nombreux phénomènes tectoniques.

Les trois premières séquences, déduites du découpage séquentiel, correspondent à différentes phases de croissance de la bioconstruction, chacune terminant par un arrêt de son édification. Ces séquences sont assimilées au modèle de bioconstruction de type II ("compound") proposé par James & Bourque (1992). Chaque phase de croissance de la bioconstruction comprend :

Une "semelle" : une phase d'installation qui semble se développer en période de hausse du niveau marin relatif. Elle est constituée de faciès biodétritiques susceptibles de former des semelles pour les faciès bioconstruits. Les bioconstructions sont encore de petite taille et mal individualisées.

Un "coeur" : une phase de développement ou de climax qui s'observe en période de hausse du niveau marin. Elle est caractérisée par des faciès bioconstruits formant des géométries massives. Le développement en continu de ces faciès bioconstruits dans la séquence S2 permet de supposer leur formation en période de hausse du niveau marin relatif compensée par le taux de productivité des organismes

Un "toit" : en période de haut niveau marin relatif, la productivité carbonatée des organismes compense et dépasse le taux de variation du niveau marin. L'espace d'accommodation est réduit et les faciès progradent. Une phase de destruction, qui correspond à une chute du niveau marin relatif, s'installe ensuite et est marquée par des surfaces d'érosion parfois émersives.

Les marnes artinskiennes sus-jacentes reposent en discordance et en géométrie d'"onlap" sur les dépôts d'âge Assélien et Sakmarien (fig. 4.15), et correspondent aux dépôts de la séquence S.4. Cependant, il est difficile d'imaginer une érosion de plus de 250 m de dépôts sakmariens laissant affleurer les dépôts asséliens. L'existence d'un paléorelief assélien permet d'écarter ce problème et implique une érosion d'une succession moins épaisse de dépôts d'âge Sakmarien.

La première phase de croissance (S1), d'âge Assélien inférieur et supérieur, est représentée par des bafflestones à bryozoaires et des faciès à *Tubiphytes,* associés à des floatstones et packstones bioclastiques enrichis en fusulines et crinoïdes (Koroluyk, 1985). Elle a été intensément exploitée et n'affleure plus actuellement que très localement en carrière. Son toit, d'âge Assélien supérieur, est séparé localement des dépôts d'âge Sakmarien de la deuxième phase par des brèches d'érosion passant horizontalement à de stromatolites (Koroluyk & Sidorov, 1973).

La deuxième phase de croissance (S2), d'âge Sakmarien inférieur, affleure sur les premier et troisième paliers de la carrière. Les faciès du premier palier sont caractérisés par des packstones et grainstones bioclastiques, au sein desquels sont intercalés de petits biostromes à coraux et *Palaeoaplysina.* Le troisième palier est composé de cementstones à bryozoaires et de floatstones à bioclastes divers. Ces dépôts sont surmontés par une surface de troncature et recouverts par des packstones d'âge Artinskien, en géométrie d'"onlap".

La troisième phase de croissance (S3), d'âge Sakmarien supérieur, affleure sur les deux premiers paliers de la carrière. Le premier palier est composé de petits biostromes à *Palaeoaplysina* et coraux intercalés entre des grainstones à fusulines. Le second palier souligne le passage entre des bafflestones à bryozoaires et des platestones à *Palaeoaplysina,* associés à des bindstones à *Tubiphytes.*

La dernière séquence (S4), non bioconstruite, est composée des marnes artinskiennes préservées au toit de la bioconstruction. Les marnes affleurent à la faveur de dépressions d'origine tectonique, et en remplissage de filons qui recoupent les dépôts asséliens et sakmariens. Ces dépôts

reposent parfois en continuité stratigraphique sur les dépôts sakmariens, mais aussi en discontinuité stratigraphique sur des dépôts asséliens, qui affleurent à la faveur de paléoreliefs et d'une érosion datée de l'Artinskien inférieur. Seule la partie sommitale de la carrière permet désormais de visualiser le contact concordant de ces marnes avec des dépôts bioconstruits.

Les marnes sont datées par la présence d'ammonoïdes (*Waagenis superterrupta*), de conodontes, de spicules d'éponges et de coraux (*Cladochonus*). Ces sédiments marins de l'Artinskien ennoient et reposent en "onlap" sur des successions biodétriques composées de packstones à grainstones. Localement, les marnes artinskiennes reposent directement sur des faciès bioconstruits. Le contact entre les bioconstructions et les dépôts sus-jacentes est abrupt. Il s'effectue par l'intermédiaire d'une simple croûte manganifère. La succession stratigraphique artinskienne du bassin évolue de faciès argilo-carbonatés à radiolaires, composés de petits bancs carbonatés de packstones bioclastiques (S.12a), attribués à des coulées sableuses développées sur talus, vers des micrites fines à faunes pélagiques (S.12b et S.13).

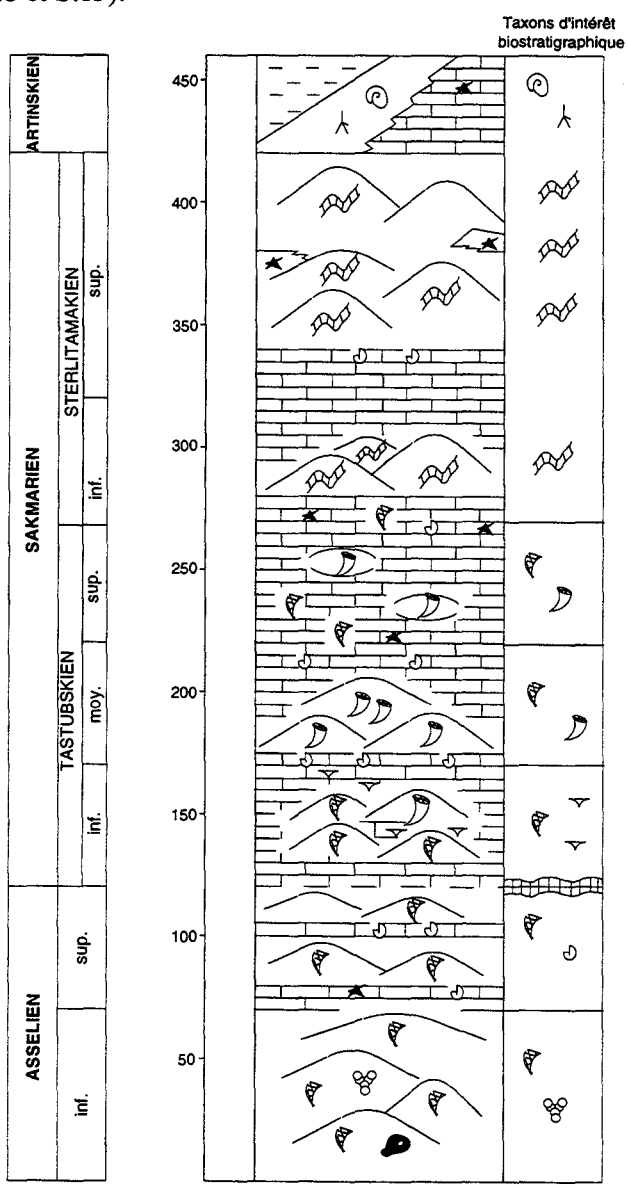


Fig. 4.66 : Coupe synthétique verticale des dépôts de la bioconstruction de Shaktau, depuis l'Assélien jusqu'à l'Artinskien; caractérisant des faciès et des organismes dominants bioconstructeurs (Oural sud, Russie).

Fig. 4.66: Synthetic diagram showing facies distribution and main frame-builders of the Shaktau buildup, from Asselian to Artinskian deposits (southern Urals).

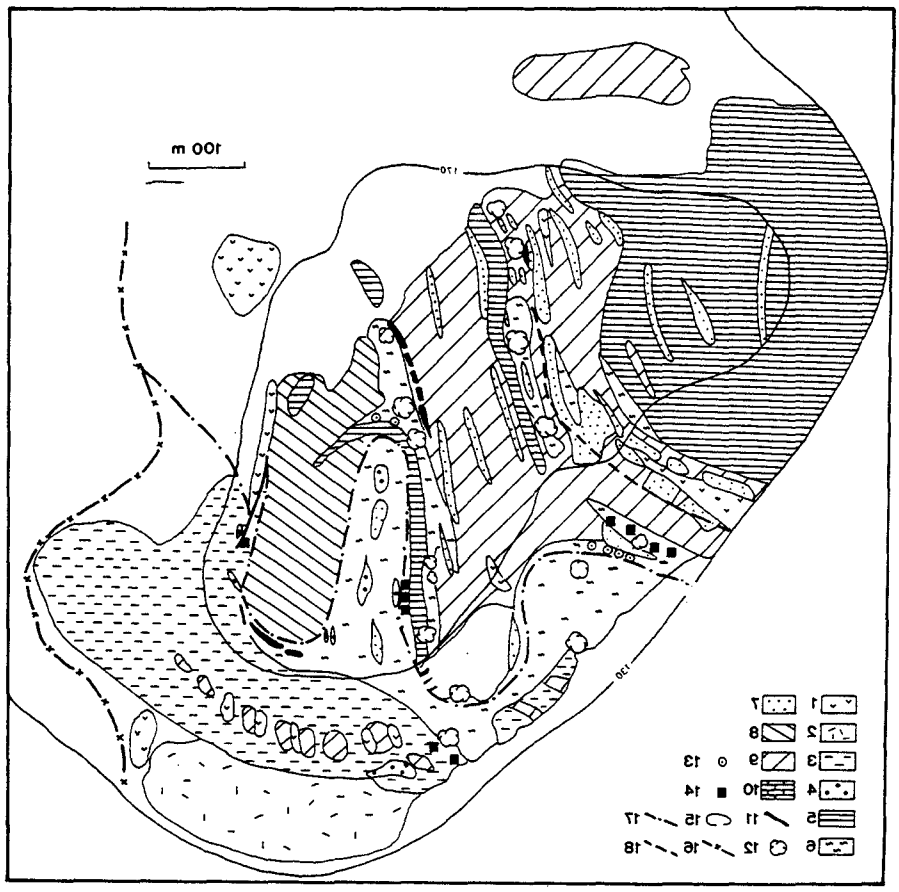


Fig. 4.67 : Carte des faciès de la carrière de Shaktau au cours de son exploitation (d'après Koroluyk, 1985; Oural sud, Russie) : 1) calcaires à bryozoaires; 2) calcaires à bryozoaires et *Tubiphytes*; 3) calcaires à *Tubiphytes*; 4) calcaires bioclastiques; 5) calcaires à *Palaeoaplysina*; 6) calcaires à fusulines; 7) calcaires à bryozoaires et crinoïdes; 8) calcaires microdétritiques à bryozoaires; 9) calcaires hétéroclastiques à bryozoaires; 10) calcaires noirs; 11) calcaires microgranulaires avec spicules d'éponges; 12) calcaires à coraux; 13) sable organogène; 14) brèches; 15) contour du massif en exploitation (1985); 16) limite inférieure de l'étage Artinskien; 17) limite de l'étage Assélien-Sakmarien; 18) limite entre les horizons Tastubsky et Sterlitamasky.

Fig. 4.67: Facies relationships in the Shaktau quarry after Koroluyk (1985); 1) bryozoan limestones, 2) limestones rich in bryozoan and Tubiphytes, 3) Tubiphytes limestones, 4) bioclastic limestones, 5) Palaeoaplysina limestones, 6) fusulinid limestones, 7) limestones rich in bryozoans and crinoids, 8) detrital limestones rich in bryozoans, 9) heteroclastic limestones rich in bryozoans, 10) black limestones, 11) microgranular limestones rich in sponge spicules, 12) coral limestones, 13) organic sand, 14) breccia, 15) massif outline in 1985, 16) lower boundary of the Artinskian stage, 17) Asselian-Sakmarian boundary, 18) Tastubsky-Sterlitamasky horizon boundary.

Une coupe transversale réalisée au sein de la carrière (fig. 4.68) montre l'agencement des trois phases de croissance de la bioconstruction et de sa couverture argilo-marneuse, définies précédemment dans l'espace, et souligne les effets dérivés d'un paléorelief (d'âge Assélien). Ce schéma permet d'insister sur la superposition des dépôts bioconstruits au cours du temps, et leur migration vers le NW.

La distribution des faciès d'âge Assélien semble gouverner l'organisation des dépôts sakmariens. Une subsidence accrue dans le secteur NW de la plate-forme permet d'expliquer la migration des dépôts sakmariens vers ce secteur. Une section transversale, réalisée au sein de la carrière dans les années 50 montre le même paléorelief (Koroluyk, 1985; fig. 4.69). Toutefois, les dépôts asséliens présentent un contact faillé chevauchant les dépôts sakmariens supérieurs. Une étude structurale détaillée de la carrière s'avérerait nécessaire afin d'améliorer les corrélations géométriques de la bioconstruction de Shaktau.

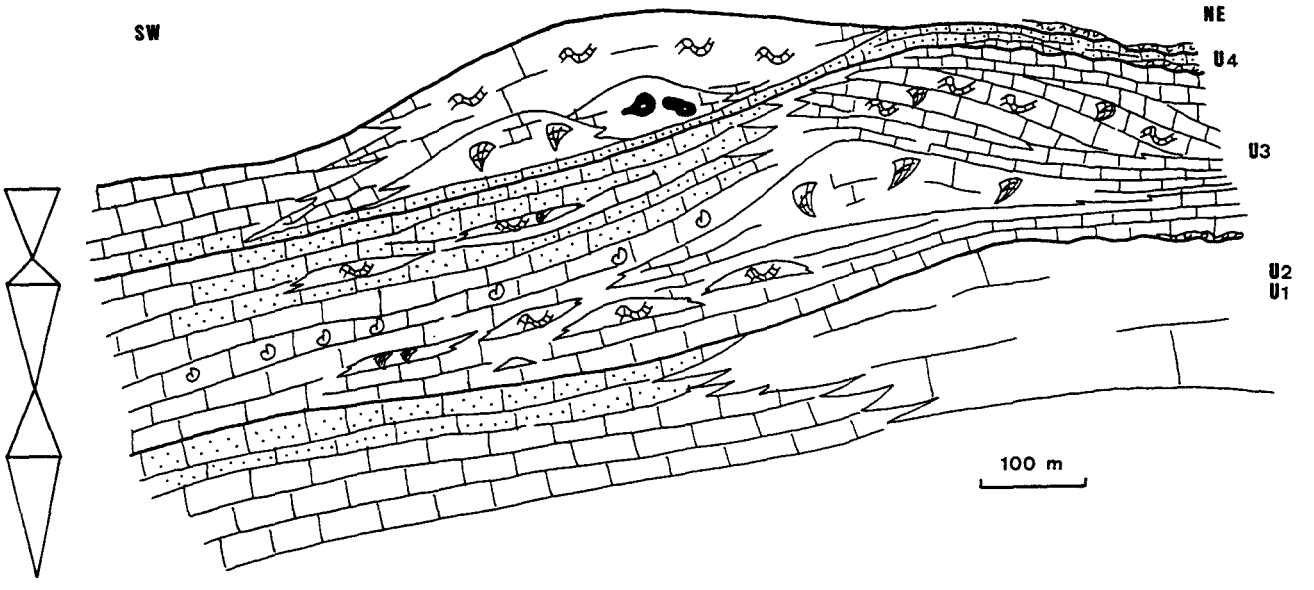


Fig. 4.68 : Schéma synthétique d'un modèle géométrique pour la bioconstruction de Shaktau suivant une section NE-SW traversant l'ensemble de la bioconstruction; U1, U2 et U3, unités bioconstruites, et U4 unité non bioconstruite.
Fig. 4.68: Schematic NE-SW cross-section of the Shaktau buildup (southern Urals) exhibiting lateral and vertical facies relationships; U1, U2 an U3 buildup units; and U4 non buildup unit.

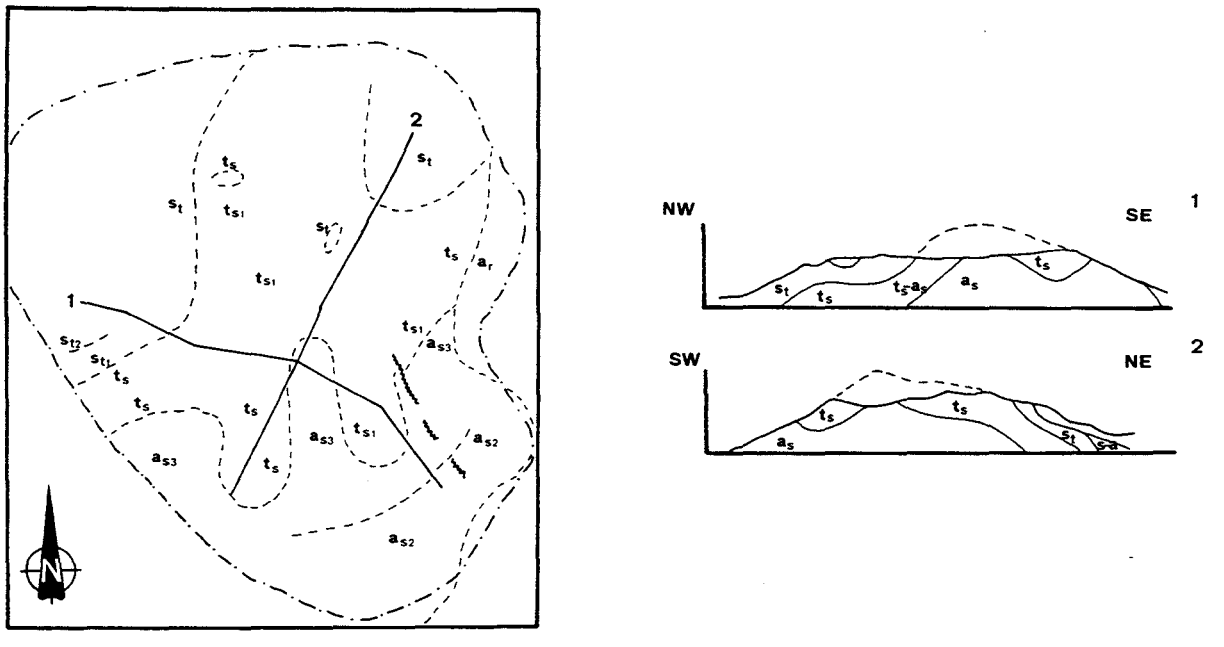


Fig. 4.69 : Coupe transversale de la bioconstruction de Shaktau reprise des travaux de Koroluyk (1985).
Fig. 4.69: Schematic cross-section of the Shaktau buildup after Koroluy (1985).

Discussion relative aux dépressions du toit de la bioconstruction

Les dépressions qui délimitent le contact entre les dépôts asséliens, sakmariens et artinskiens du troisième palier sont attribuées aux mouvements relatifs d'un ensemble de failles normales. Elles sont recouvertes et probablement scellées par des dépôts kungouriens. La formation des dépressions tectoniques pourrait être contemporaine du rejeu des fractures traversant l'ensemble de la bioconstruction (voir paragraphe 4.5.5).

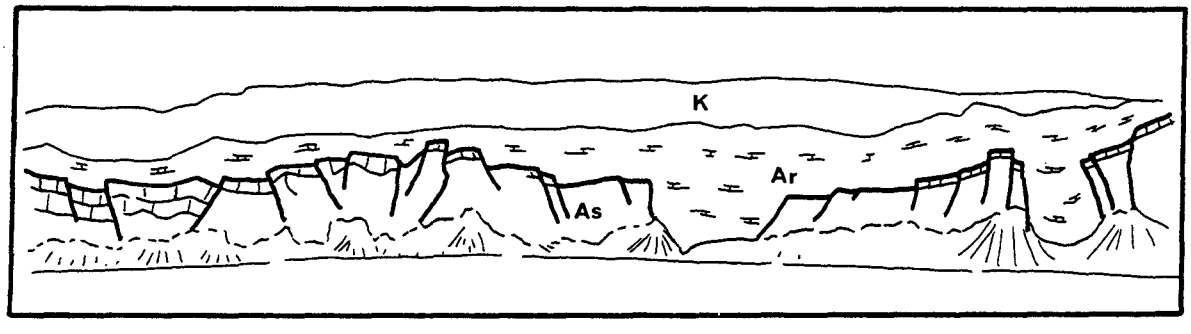


Fig. 4.70 : Dépressions à remplissage d'argiles d'âge Artinskien localisées sur le troisième palier de la carrière de Shaktau et contact tectonique avec l'encaissant (Oural sud, Russie).
Fig. 4.70: Tectonic-induced depressions filled by Artinskian claystones located on the third floor of the Shaktau quarry (southern Urals).

4.8 Discussion et conclusions

Les dépôts bioconstruits de la région de Sterlitamak s'alignent sur une bande de direction nord-sud, délimitée à l'est par le bassin d'avant pays, dont la profondeur est évaluée à l'Assélien à 600 m, pour une largeur de 70 km (Chuvashov, 1983). Ce bassin est caractérisé par des dépôts turbiditiques de provenance très diversifiée.

Les bioconstructions sont délimitées à l'ouest par les dépôts carbonatés de la plate-forme russe. Au cours de l'Assélien et du Tastubskien (Sakmarien inférieur), la limite occidentale des dépôts marins de la plate-forme russe se situerait au niveau d'un méridien s'étendant des rivières Mazen et Moskva jusqu'à la rivière Volga. Au Sterlitamakien, cette limite atteint le méridien de Perm et souligne un retrait de la ligne de côte vers le bassin. Une reconstitution paléogéographique à l'échelle du bassin ouralien est représentée suivant un profil E-W pour les dépôts d'âge Assélien-Sakmarien et Artinskien en ICPSW.P (1991). Le secteur étudié est caractérisé par un processus de flexuration de la plate-forme *s.l.*, générant une topographie irrégulière de paléoreliefs en hauts fonds et dépressions relatives (Bogdanov, 1947; Koroluyk, 1950; Rauser-Chernoussova, 1951; Chuvashov, 1983), et correspond à la charnière entre le bassin d'avant pays et la plate-forme russe.

Le secteur étudié est composé d'une mosaïque complexe de paléoreliefs délimités par des fractures tectoniques actives (Klappa *et al.*, 1980; Stenzel *et al.*, 1990; Stenzel, 1991; Stenzel & James, 1995). Ces paléoreliefs pourraient délimiter des sous-bassins locaux où se développent les faciès bioconstruits. Les shikhany s'installent sur l'un des paléoreliefs de plus de 23 km de long, orienté selon un axe nord-sud (Koroluyk, 1950).

Les shikhany représentent l'épisode d'apogée des bioconstructions du Paléozoïque supérieur de l'ensemble du bassin ouralien. Ils sont constitués de bafflestones, bindstones et cementstones (AF.6, AF.8 et AF.9). Localement, quelques petits biostromes et "patches", développés dans la zone d'action des vagues de beau temps, peuvent générer des charpentes rigides.

Plusieurs arguments paléogéographiques doivent être pris en considération :

- Le bassin d'avant-pays est rempli de dépôts turbiditiques de provenance diverse, de brèches et olistolithes à éléments bioconstruits.
- Les domaines internes de la plate-forme *s.l.* décrits par Rauser-Chernoussova (1951) sont composés de faciès bioclastiques et oncolithiques (*Mizzia*).
- Les bioconstructions ne présentent aucune zonation latérale des faciès allant des milieux lagunaires, bioconstruits et de talus (Rauser-Chernoussova, 1951).
- Le massif de Shaktau présente, à proximité des pentes, quelques dépôts de brèches.
- Il n'y a pas de barrières continues provoquant le développement normal de faciès lagunaires vers le rivage. Les domaines bioconstruits sont séparés des domaines internes de la plate-forme par une dépression (Rauser-Chernoussova, 1950).

Ces différents arguments permettent d'opter en faveur d'un modèle de rampe locale de type intra-plate-forme (intra shelf-ramp).

4.8.1 Reconstitution paléogéographique de la bioconstruction de Tratau

La figure 4.71 montre une reconstitution de la paléotopographie et de la paléogéographie du secteur de Tratau depuis le Carbonifère supérieur jusqu'au Permien inférieur, à partir de l'étude des profils géologiques (Rauser-Chernoussova, 1951; Shamov, 1984), et des données exposées dans ce travail. Elle permet d'individualiser l'existence d'un relief peu accentué dès l'Assélien, ayant perturbé l'agencement normal des dépôts.

L'absence de brèches aux environs immédiats de ce domaine paléogéographique témoigne de l'absence de ruptures brutales de pente et d'une individualisation graduelle du relief bioconstruit. Deux ruptures tectoniques de la plate-forme (phases 1 et 2 en fig. 4.68) se produisent respectivement

à l'est et à l'ouest de la bioconstruction de Tratau, qui permettent d'expliquer l'existence de deux hauts-fonds relatifs (Rauser-Chernoussova, 1951). L'accident tectonique de la phase 2 est colmaté par des sédiments d'âge Assélien supérieur. L'accident de la phase 1, par contre, affecte également les sédiments post-asséliens.

L'asymétrie des dépôts non bioconstruits de part et d'autre de la bioconstruction (individualisée par différents faciès), leur géométrie de dépôt et leurs épaisseurs variables témoignent de l'effet d'une subsidence différentielle. Celle-ci pourrait entraîner la zonation des faciès au sein de la bioconstruction. Toutefois, l'absence de dépôts lagunaires, la géométrie générale plano-convexe de la bioconstruction, et l'absence d'une polarité distale-proximale intra et inter-bioconstruction, ne témoignent pas en faveur d'une asymétrie des dépôts dans la bioconstruction, en terme de zonation de faciès depuis les dépôts lagunaires de la plate-forme jusqu'aux dépôts de bassin. Il faut recourir à une explication externe liée à des effets de subsidence différentielle autour de la bioconstruction.

Cette hypothèse (fig. 4.71) s'appuie sur les données bibliographiques disponibles (Rauser-Chernoussova, 1950; Shamov, 1984; Chuvashov *et al.*, sous presse). Le domaine A du schéma correspond au secteur le plus occidental de la plate-forme russe; il est caractérisé par des dépôts attribués à des milieux marins "profonds", composés de marnes et d'argiles à conodontes, ammonoïdes, radiolaires, éponges et fragments de poissons (Shamov, 1950). Le domaine B comprend les faciès bioconstruits du shikhan de Tratau (étudiés dans ce travail), et des faciès moins profonds situés sur des hauts fonds relatifs de part et d'autre de la bioconstruction, individualisés respectivement à l'est et à l'ouest de la bioconstruction. Le domaine C correspond à un domaine fortement subsident où se déposent des sédiments de milieux plus profonds.

Ces observations permettent d'intégrer la bioconstruction dans un cadre paléogéographique plus vaste. Cependant, une étude sédimentologique et structurale régionale s'avère nécessaire afin de confirmer cette hypothèse de travail. La connaissance du cadre géodynamique de la bioconstruction de Tratau permet d'appréhender l'organisation séquentielle des dépôts et de préciser les facteurs qui contrôlent les variations relatives du niveau marin.

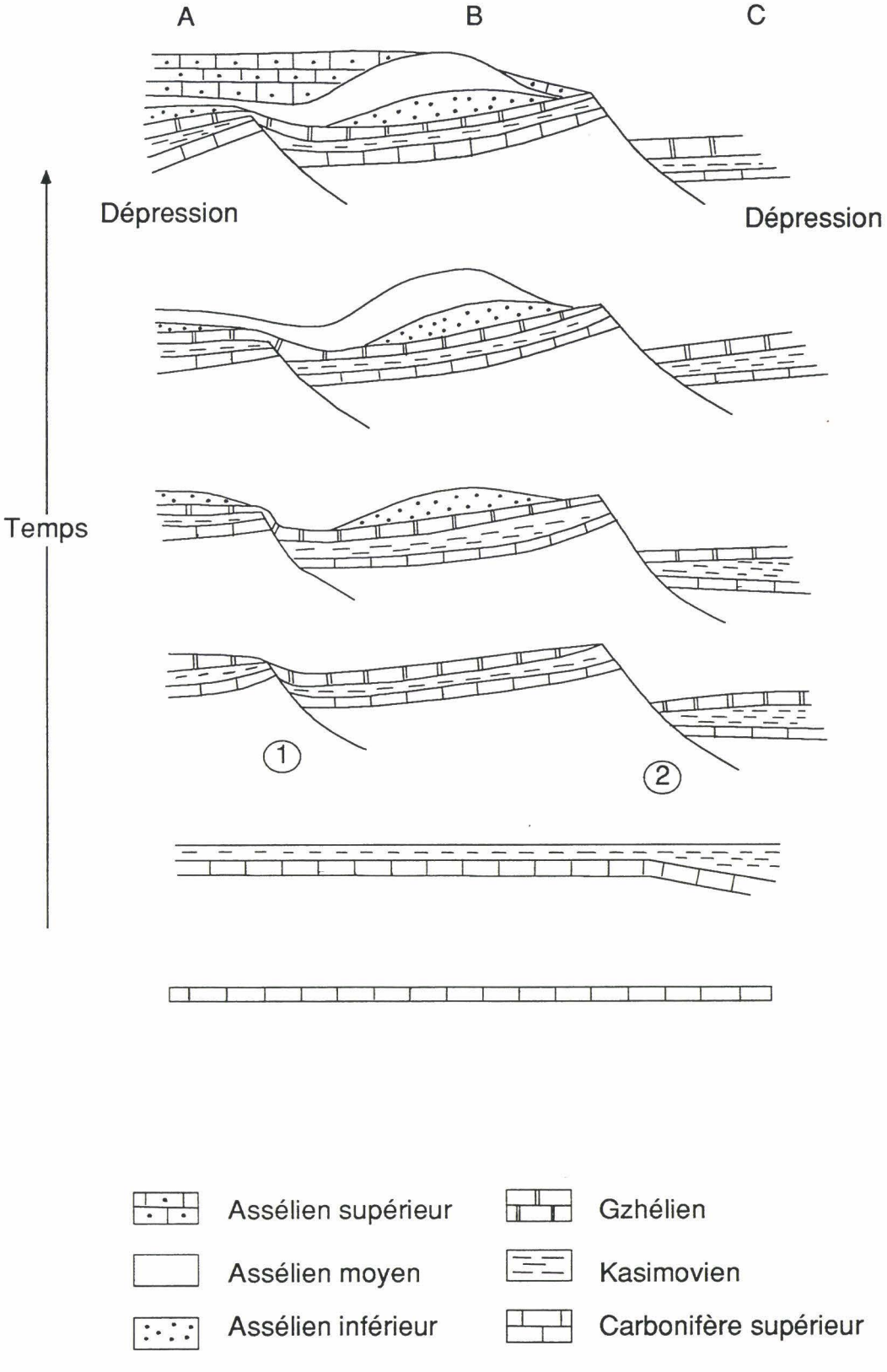


Fig. 4.71 : Reconstitution paléogéographique de la bioconstruction de Tratau depuis la Carbonifère supérieur jusqu'au Sakmarien. A et C : dépôts marins profonds; B : dépôts bioconstruits.

Fig. 4.71: Paleogeographic reconstruction of the Tratau buildup from late Carboniferous to Sakmarian times; A and C, deep marin sediments; B, buildup sediments.

4.8.2 Reconstitution paléogéographique de la bioconstruction de Shaktau

Les dépôts bioconstruits de Shaktau montrent une migration du dépôt-centre de quelques centaines de mètres vers le nord-ouest. Cette migration débute dès le Sakmarien inférieur et se poursuit jusqu'à l'Artinskien. La fig. 4.72 montre une reconstitution au cours du temps du cadre géodynamique de mise en place des bioconstructions.

L'installation des bioconstructions asséliennes sur la bordure orientale d'un haut fond relatif (Koroluyk, 1947) est attribuée à une subsidence importante (Rauser-Chernoussova, 1951).

L'origine de la migration (dès le Sakmarien) des faciès bioconstruits vers le nord-ouest (vers la plate-forme russe) peut être attribuée à une élévation du niveau marin relatif; cette élévation étant générée par des variations eustatiques ou par une subsidence accrue de ce secteur paléogéographique. L'étude de la distribution des faciès permet d'individualiser une augmentation de la subsidence différentielle vers le nord du paléorelief, où s'aligne l'ensemble des shikhany (Rauser-Chernoussova, 1951). Ce taux de subsidence plus élevé vers le nord permet d'expliquer la migration vers cette direction des faciès bioconstruits du shikhan de Shaktau, dès le Sakmarien. Dès cette période, et contrairement à l'épisode assélien, des mouvements orogéniques de l'Oural provoqueraient également une augmentation de la subsidence à l'ouest du haut fond relatif. Cette accroissement de la subsidence vers l'ouest est marquée par l'existence de faciès de talus de pente peu accentuée sur la bordure ouest du haut fond relatif (Kajdalow & Zagoza, 1978; ICPSW.P, 1991) et par l'individualisation d'une dépression (Rauser-Chernoussova, 1951).

Au cours du Sakmarien, ces différents domaines de subsidence permettent d'expliquer la migration des faciès bioconstruits vers le nord-ouest.

Le contexte tectonique régional semble gouverner fortement la répartition des faciès bioconstruits sur la plate-forme. L'organisation séquentielle des dépôts des bioconstructions peut être replacée dans un contexte géodynamique régional (fig. 4.72).

Au cours de l'Assélien supérieur, une tendance progradante des dépôts est enregistrée et représente une période de haut niveau marin relatif. Une émersion est enregistrée au toit de cette tendance progradante. Toutefois, dès l'Assélien terminal, cet épisode de stabilité est perturbé par des phénomènes tectoniques et l'apparition de fractures synsédimentaires.

Au cours du Tastubskien, les dépôts bioconstruits migrent vers le nord-est sous l'effet d'un accroissement de la subsidence dans ce secteur. L'émersion du toit des dépôts tastubskiens pourrait être attribuée à une phase de soulèvement du haut fond relatif (Rauser-Chernoussova, 1951).

Au cours du Sterlitamakien, une phase trangressive régionale (Rauser-Chernoussova, 1951) provoque la décantation de sédiments argilo-marneux dans ce secteur. Cependant, la bioconstruction de Shaktau n'est pas affecté par ce type de sédiments terrigènes et poursuit son développement et sa migration vers le nord-ouest. Cette migration semble toujours gouvernée par une activité tectonique importante. La trangression est caractérisée par le retour des faciès bioconstruits à *Tubiphytes* et bryozoaires. Les faciès bioconstruits à *Palaeoaplysina* se développent ensuite en période de haut niveau marin relatif (fig. 4.72) et les biseaux progradants migrent à nouveau vers l'est.

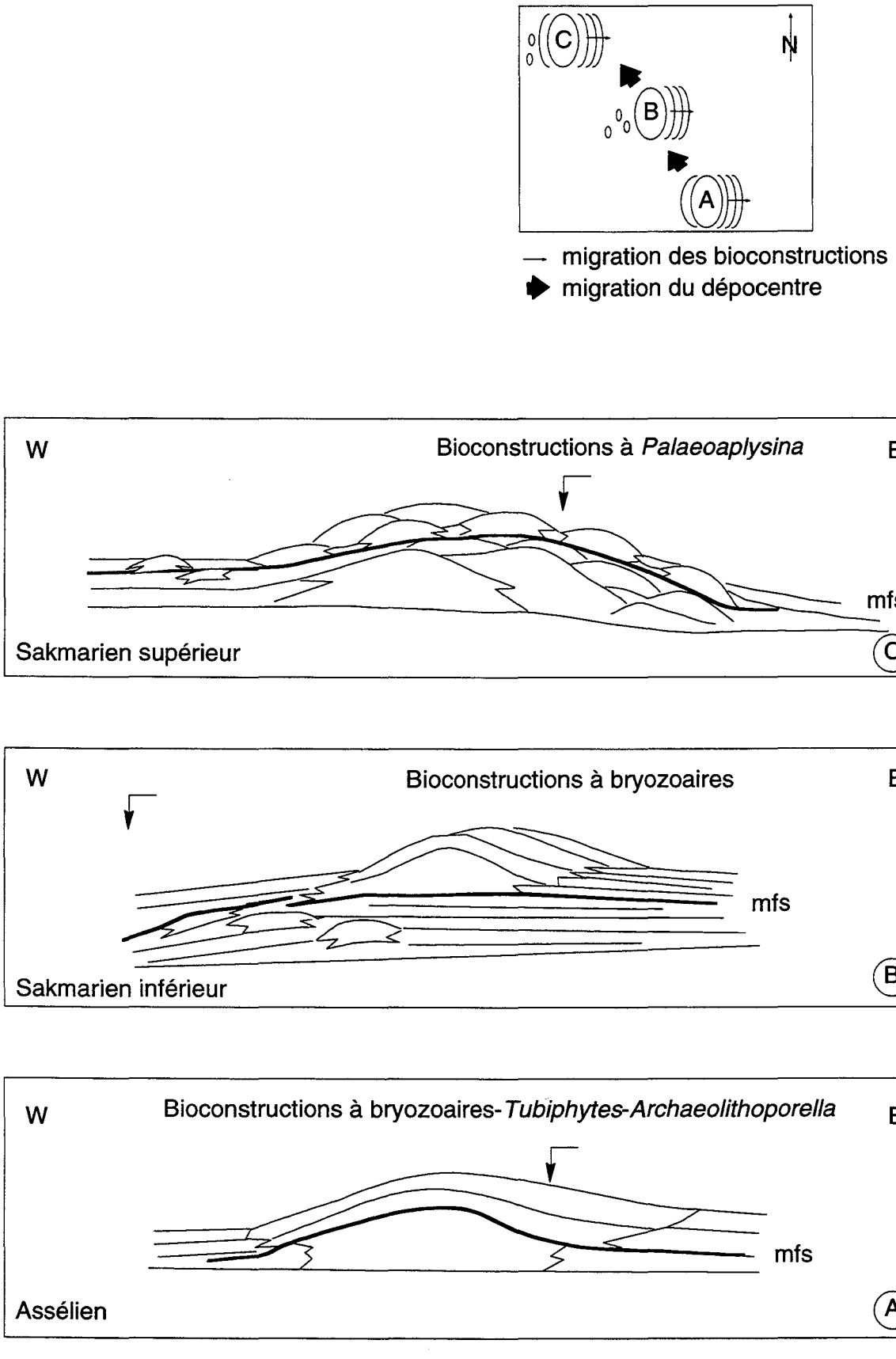


Fig. 4.72 : Reconstitution paléogéographique de la bioconstruction de Shaktau depuis l'Assélien jusqu' au Sakamarien.
Fig. 4.72: Paleogeographic reconstruction of the Shaktau buildup from Artinskian to Sakmarian times.

4.8.3 Reconstitution paléogéographique et synthèse des bioconstructions (Tratau et Shaktau) de Sterlitamak

Une reconstitution du cadre paléogéographique des affleurements de la région de Sterlitamak est envisagée en fonction de leur dynamique sédimentaire. Le schéma de la figure 4.73 reprend les principales phases de formation des shikhany en fonction de leur contexte géodynamique.

Un modèle regional de dépôt resort de l'étude de la géométrie, de la paléoécologie et de l'organisation séquentielle. Le modèle commun aux deux bioconstructions pour l'Assélien, devient divergent dès l'Assélien terminal jusqu'à l'Artinskien. Quatre étapes géodynamiques différentes peuvent être différenciées et sont résumées ci-dessous :

(1) L'étape T1, d'âge Assélien inférieur à supérieur, est marquée par le développement des bioconstructions suivant une morphologie de "reef mound" ou de pinacles isolés. A l'Assélien supérieur, ces bioconstructions émergent et sont affectées par des processus de kastification.

La fin de cette première étape est marquée par un accident tectonique dans le secteur nord-ouest de la bioconstruction de Tratau, qui provoque une subsidence accrue du secteur méridional de la faille, où se situe la bioconstruction de Tratau. Le toit de celle-ci a probablement été recouvert de dépôts de l'Assélien terminal et du Sakmarien inférieur. Ces dépôts n'affleurent que très localement à Tratau en remplissage de fractures. Ils permettent d'envisager le type de sédiments déposés au toit de la bioconstruction; ils sont composés de packstones et wackestones bioclastiques à nombreux échinodermes.

Les premières fractures ouvertes apparaissent au sein des bioconstructions dès l'Assélien supérieur, d'après les datations biostratigraphiques obtenues des remplissages internes. Elles pourraient coïncider avec l'accident tectonique ayant provoqué l'ennoiement de Tratau. La bioconstruction de Skaktau présente, à la même période, de nombreuses fissures d'effondrement attribuées à des instabilités de pente.

(2) L'étape T2, d'âge Assélien terminal-Sakmarien, est caractérisée par une évolution désormais différente pour les deux bioconstructions. Alors que la bioconstruction de Tratau est ennoyée progressivement, la bioconstruction de Shaktau poursuit sa croissance. Elle est caractérisée par une migration de son dépôt-centre vers le nord-ouest.

(3) L'étape T3, d'âge Artinskien inférieur, est marquée par la poursuite de l'élaboration de faciès bioconstruits à Shaktau. L'arrêt de la croissance de la bioconstruction correspond au Burtservskien. Un soulèvement régional provoque une érosion importante des dépôts bioconstruits dans le secteur de Shaktau (Chuvashov *et al.*, sous presse). Les fractures semblent rejouer et sont remplies à nouveau par les sédiments du toit de la bioconstruction et par des brèches de l'encaissant.

(4) La dernière étape ou T4, d'âge Artinskien supérieur (Irginskien supérieur et Sarginskien), correspond à une nouvelle immersion des dépôts bioconstruits recouverts par des "marnes à *Cladoconus*". Ces dépôts marneux transgressifs recouvrent l'ensemble de la plate-forme. Ils sont absents sur les flancs de la bioconstruction de Tratau dont les pentes sont trop inclinées. L'épaisseur des marnes ne dépasse pas le centaine de mètres. Les fractures intra-bioconstructions sont remplies également par ces marnes et scellées au Kungourien inférieur.

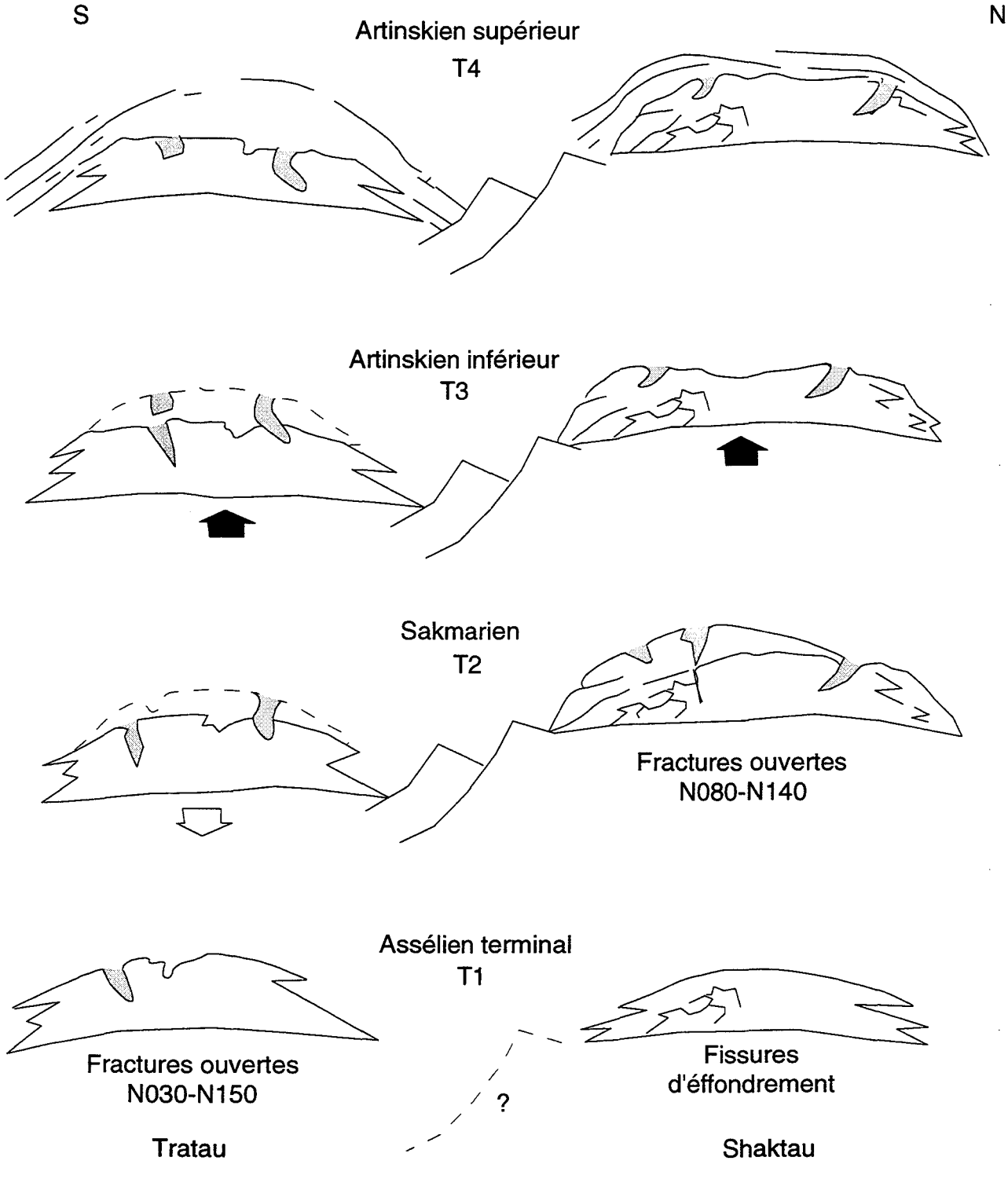


Fig. 4.73 : Schéma de comparaison de l'évolution paléogéographique et géodynamique des bioconstructions de Tratau et de Shaktau au cours de l'Assélien. Les principales phases de fracturation sont reprises sur ce schéma.
Fig. 4.73: Schematic diagram showing a reconstruction of the Asselian paleogeographic and geodynamic processes recorded in the Tratau and Shaktau buildup deposits.

CHAPITRE V. BIOCONSTRUCTIONS DE RYABINOV ET DE NIZHNE-IRGINSK (ARTINSKIEN SUPÉRIEUR)

Chapitre V

Bioconstructions de Ryabinov (Horizon Sarginsky) et de Nizhne-Irginsk (Horizon Sananinsky), d'âge Artinskien

5.1 Introduction

Dans ce chapitre sont décrites et analysées deux bioconstructions d'âge Artinskien supérieur : les bioconstructions de Ryabinov (Horizon Sarginsky) et les bioconstructions de Nizhne-Irginsk (Horizon Sananinsky).

- Bioconstructions de Ryabinov

Différents édifices affleurent le long de la voie de chemin de fer qui relie la ville de Krasno-Ufimsk à la ville de Saranyl. Ils se localisent à 5 km de la localité de Krasno-Ufimsk (fig. 5.1). Ils s'alignent suivant une direction est-ouest. La stratification est orientée de N010, 20E. L'inclinaison des bancs s'atténue latéralement où ils deviennent horizontaux. Le schéma de la fig. 5.2 montre l'agencement des différentes bioconstructions suivant l'axe de deux voies de chemin de fer.

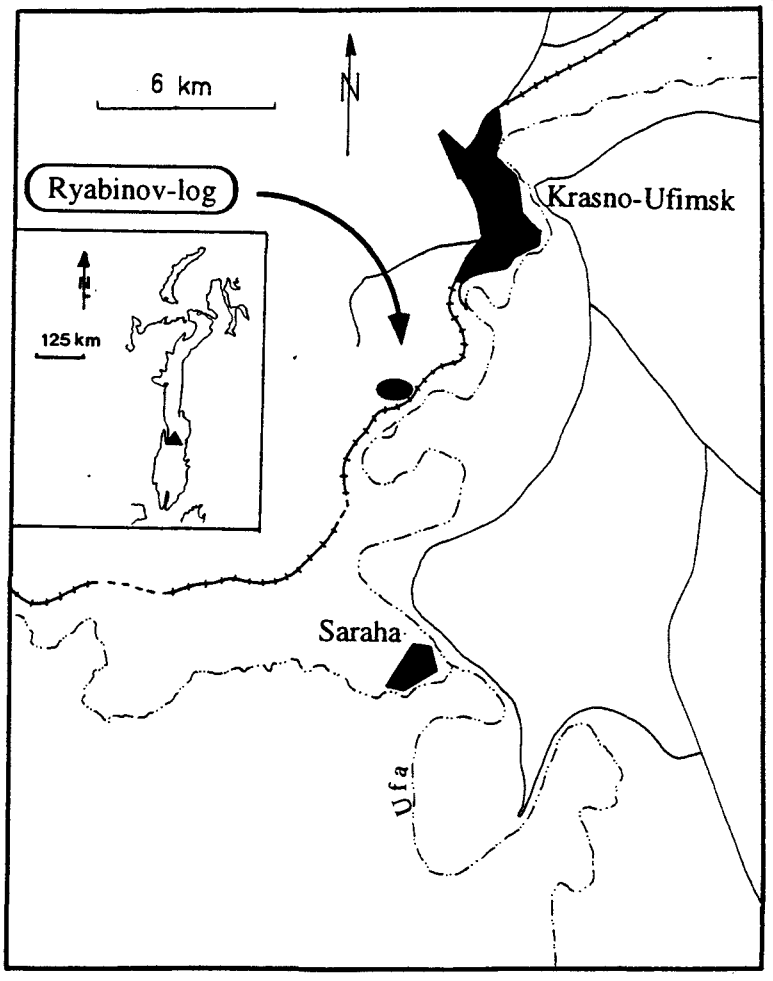


Fig. 5.1 : Localisation de l'affleurement de Ryabinov le long de la voie de chemin de fer qui relie les villes de Krasno-Ufimsk et Saranyl (Oural central, Russie).
Fig. 5.1: Location of the Ryabinov outcrops along the Krasno-Ufimsk/Saranyl railway (central Urals).

Plusieurs édifices carbonatés massifs et leurs faciès péri-récifaux associés ont pu être reconnus et étudiés. Les édifices Ryab.1 et 2 ont été décrits et interprétés par Eichenseer & Jaudet (1993). L'édifice Ryab.3, correspondant à des faciès péri-récifaux, et l'édifice Ryab.4, à caractère bioconstruit, ont fait l'objet d'une étude détaillée dans ce travail. Ces édifices sont caractérisés par des dépôts d'âge Artinskien supérieur (Horizon Sarginsky).

Une coupe détaillée a été levée au sein de l'édifice Ryab.3 (coupe Ryab.3.1). L'édifice Ryab.4 est décrit par deux coupes verticales (Ryab.4.1 et 4.2) et une coupe horizontale (Ryab.4.3). Deux coupes supplémentaires ont été étudiées en domaine péri-récifal dominé par les marnes vertes (coupes PR.1 et PR.2). Elles se situent respectivement entre les édifices Ryab.2 et 3 pour la première, et à 10 m à l'ouest de l'édifice Ryab.4 pour la seconde. Cette dernière coupe permet d'envisager en détail les variations latérales de faciès entre les massifs bioconstruits et les marnes vertes péri-récifales.

Coupe Ryab.3.1 (édifice Ryab.3; fig. 5.3) : cette coupe, de 16 m d'épaisseur, se localise sur la voie de chemin de fer II; elle est située au coeur de l'édifice Ryab.3, localisé à plus de 1000 m à l'ouest de l'édifice Ryab.4. Elle est constituée, du bas vers le haut, d'une succession de bancs calcaires mal stratifiés qui deviennent lités vers le sommet, où ils présentent une épaisseur décimétrique. Cet édifice semble correspondre à des dépôts péri-récifaux à bioconstruits.

Coupe Ryab.4.1 (édifice Ryab.4; figs. 5.4 et 5.5) : cette coupe est caractérisée par des calcaires massifs mal stratifiés, au sein desquels s'intercalent quelques niveaux marneux d'épaisseur variable. Quelques bancs calcaires situés à la base de l'affleurement semblent avoir glissé, et présentent une inclinaison de plus de 60° par rapport au plan de stratification. Le sommet de la coupe est caractérisé par des bancs carbonatés stratifiés, intercalés entre des marnes.

Coupe Ryab.4.2 (édifice Ryab.4; figs. 5.6 et 5.7) : cette coupe a été décrite au sein de l'édifice Ryab.4. Elle débute sur la voie de chemin de fer I, située en contrebas de la voie de chemin de fer II, et se poursuit à proximité du tunnel qu'emprunte la voie de chemin de fer II.

Elle atteint une vingtaine de mètres d'épaisseur. La partie inférieure est massive, mal stratifiée et évolue vers une partie supérieure composée de calcaires stratifiés, finement lités et d'épaisseur décimétrique à métrique. Ces dépôts calcaires sont recouverts de marnes vertes.

Coupe Ryab.4.3 (édifice Ryab.4; fig. 5.7) : il s'agit d'un profil horizontal réalisé, sur une centaine de mètres, au sommet du tunnel. Ces dépôts correspondent à la partie sommitale de l'édifice Ryab.4. La coupe montre le passage entre des calcaires finement lités, situés dans la partie occidentale de l'édifice, et des calcaires massifs, mal stratifiés, localisés au centre de l'édifice. Ces dépôts sont ensuite recouverts par des marnes vertes.

Coupe PR.1 (figs. 5.2, 5.8) : elle est composée de marnes vertes et correspond à des faciès péri-bioconstruits. Cette coupe se situe, sur la voie de chemin de fer II, entre les édifices Ryab.2 et 3. La base de cette coupe, de 6 m d'épaisseur, est caractérisée par des calcaires stratifiés et tabulaires. Son sommet montre une transition progressive vers des marnes vertes. Les bancs calcaires disparaissant totalement vers le sommet de l'affleurement.

Coupe PR.2 (figs. 5.4 et 5.9) : cette coupe représente un équivalent latéral (dans les marnes vertes), de la coupe Ryab.4.1, dont elle n'est séparée que de 10 m. Elle a été levée le long de la voie de chemin de fer II. Cette coupe, de 6 m d'épaisseur, est caractérisée par des alternances marno-calcaires, qui évoluent suivant la verticale vers une tendance marneuse dominante. Certaines accumulations bioclastiques peuvent parfois être individualisées au sein de ces marnes vertes. Le sommet de cet affleurement, dont l'accès difficile empêche la réalisation d'un levé détaillé, est marqué par le retour de quelques bancs carbonatés alternants avec les marnes vertes.

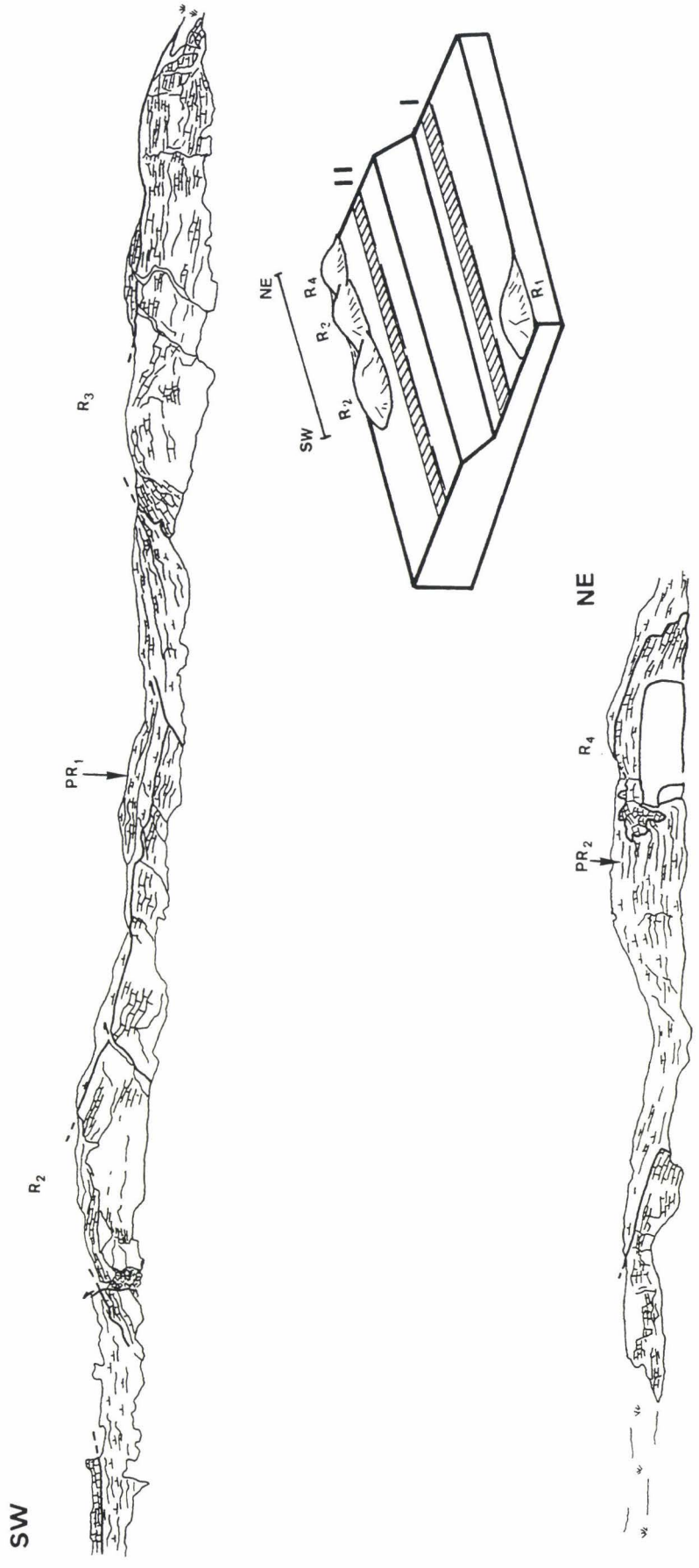


Fig. 5.2 : Schéma synthétique de distribution des différentes bioconstructions jalonnant la voie de chemin de fer I , édifices RE.2, RE.3 et RE.4; et la voie de chemin de fer II, édifice R1 (affleurement de Ryabinov; Oural central, Russie) .

Fig. 5.2: Simplified sketch illustrating buildup locations, RE2, RE3 and RE4 along the Ryabinov railway I, andR1 along railway II.

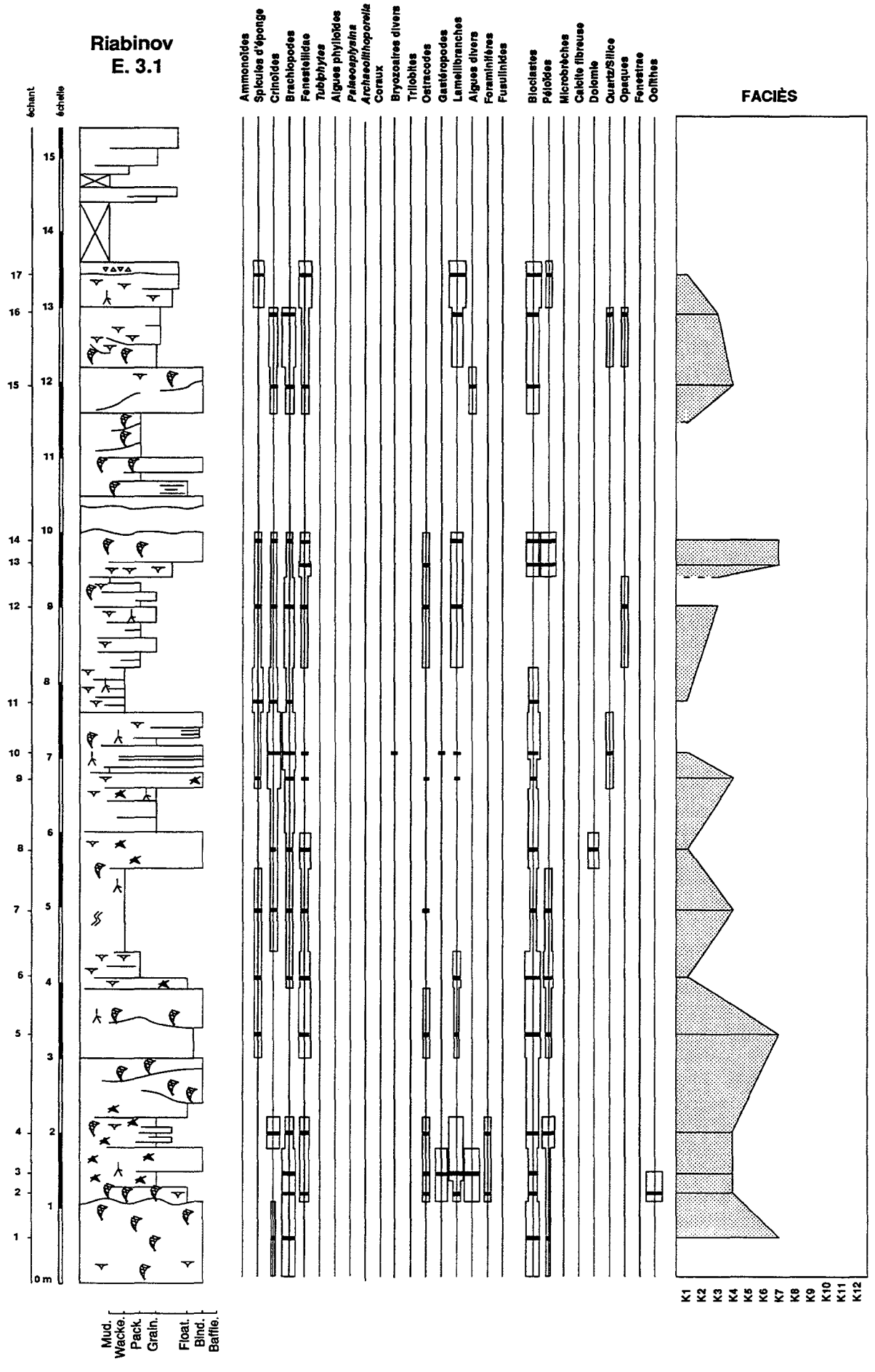


Fig. 5.3 : Affleurement de Ryabinov, édifice Ryab.3 (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (Ryab.3.1).

Fig. 5.3 : Ryab.3.1 sedimentological column and sequential analysis of the Ryabinov outcrop (central Urals).

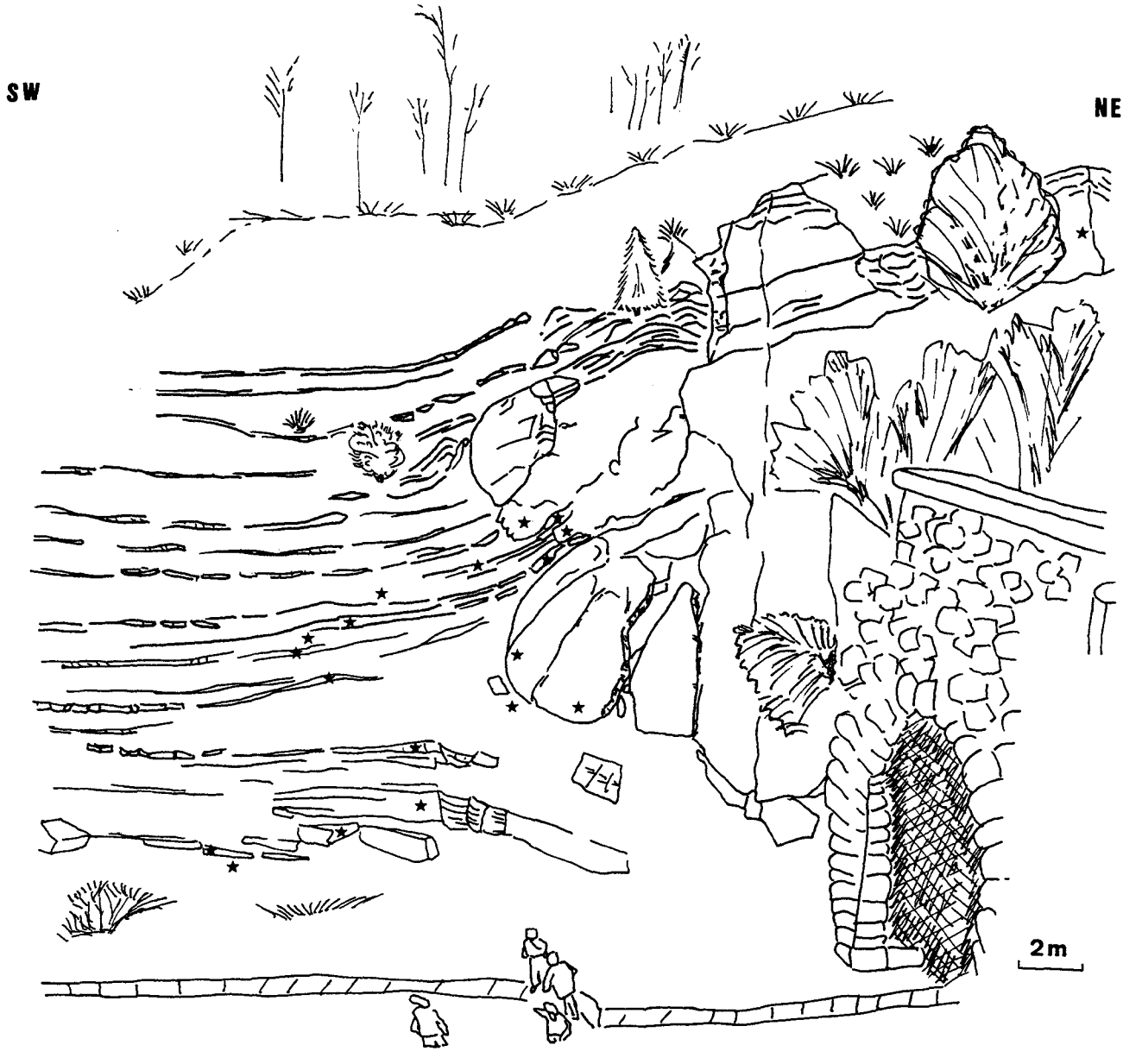


Fig. 5.4 : Schéma de la bordure SW de l'affleurement de Ryab.4 carbonaté et localisation des échantillons (Ryabinov; Oural central, Russie).

Fig. 5.4 : Drawing of the south-western side of the Ryabinov outcrop (Ryab.4 section) and location of samples.

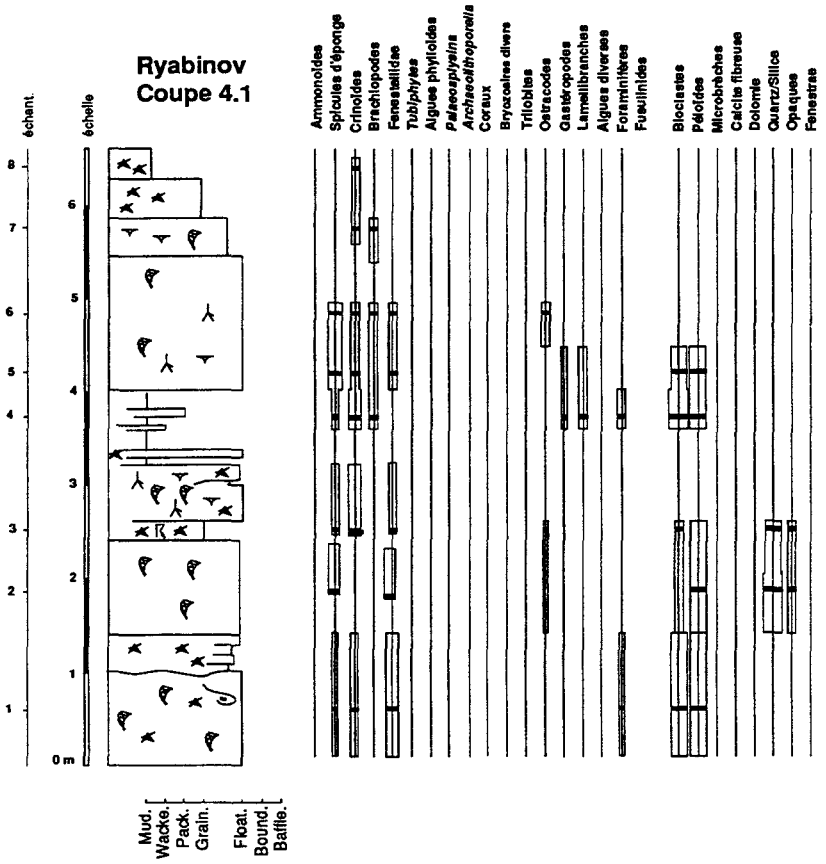


Fig. 5.5 : Affleurement de Ryabinov, édifice Ryab.4 (Oural central, Russie); coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (Ryab. 4.1).
Fig. 5.5 : Ryab.4.1 sedimentological column and sequential analysis of the Ryabinov outcrop (central Urals).

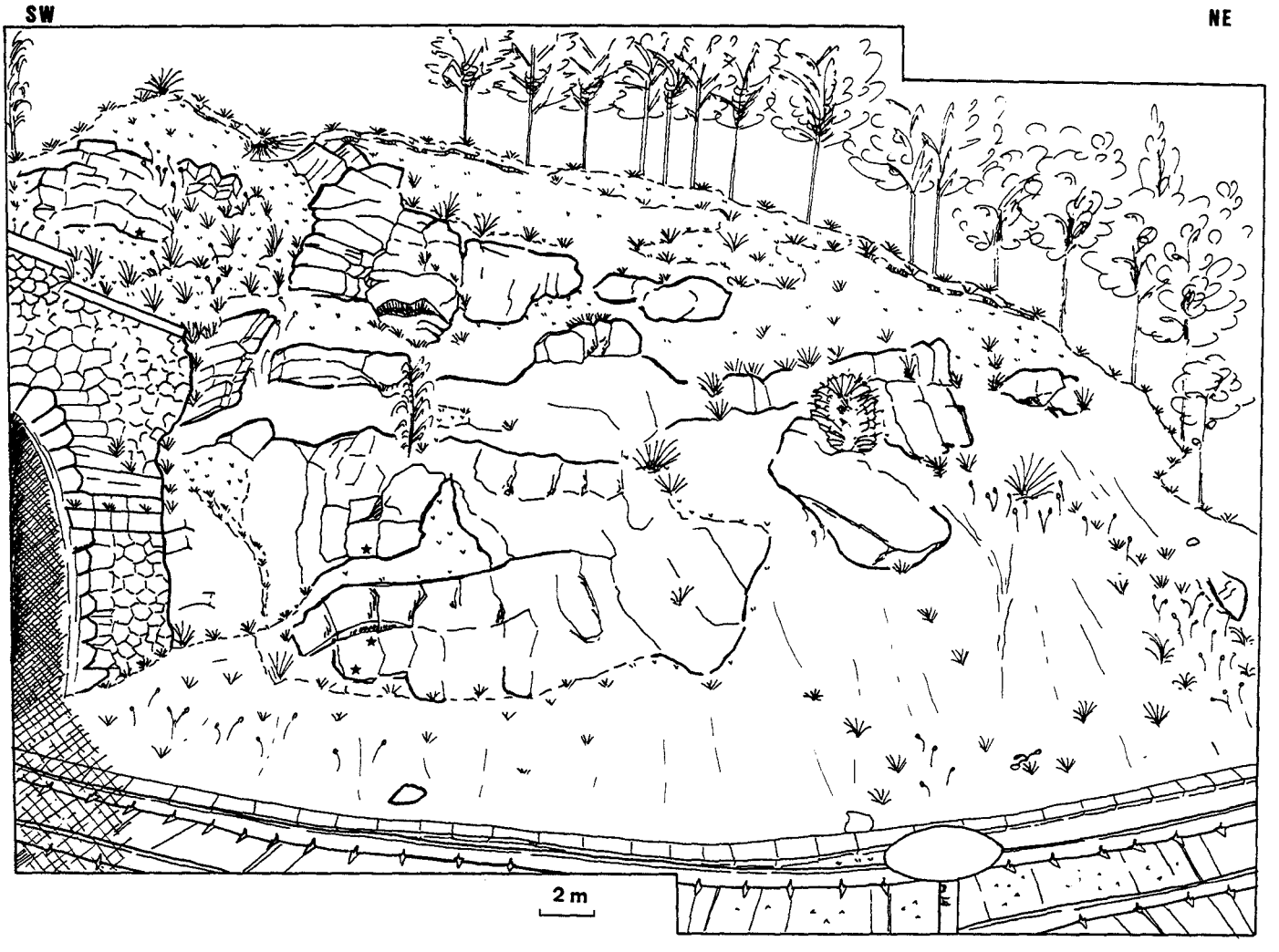


Fig. 5.6 : Schéma de la bordure NE de l'affleurement de Ryab.4 et localisation des échantillons (Ryabinov; Oural central, Russie).

Fig. 5.6: Drawing showing the north-eastern side of the Ryabinov outcrop (Ryab.4 section) and location of samples.

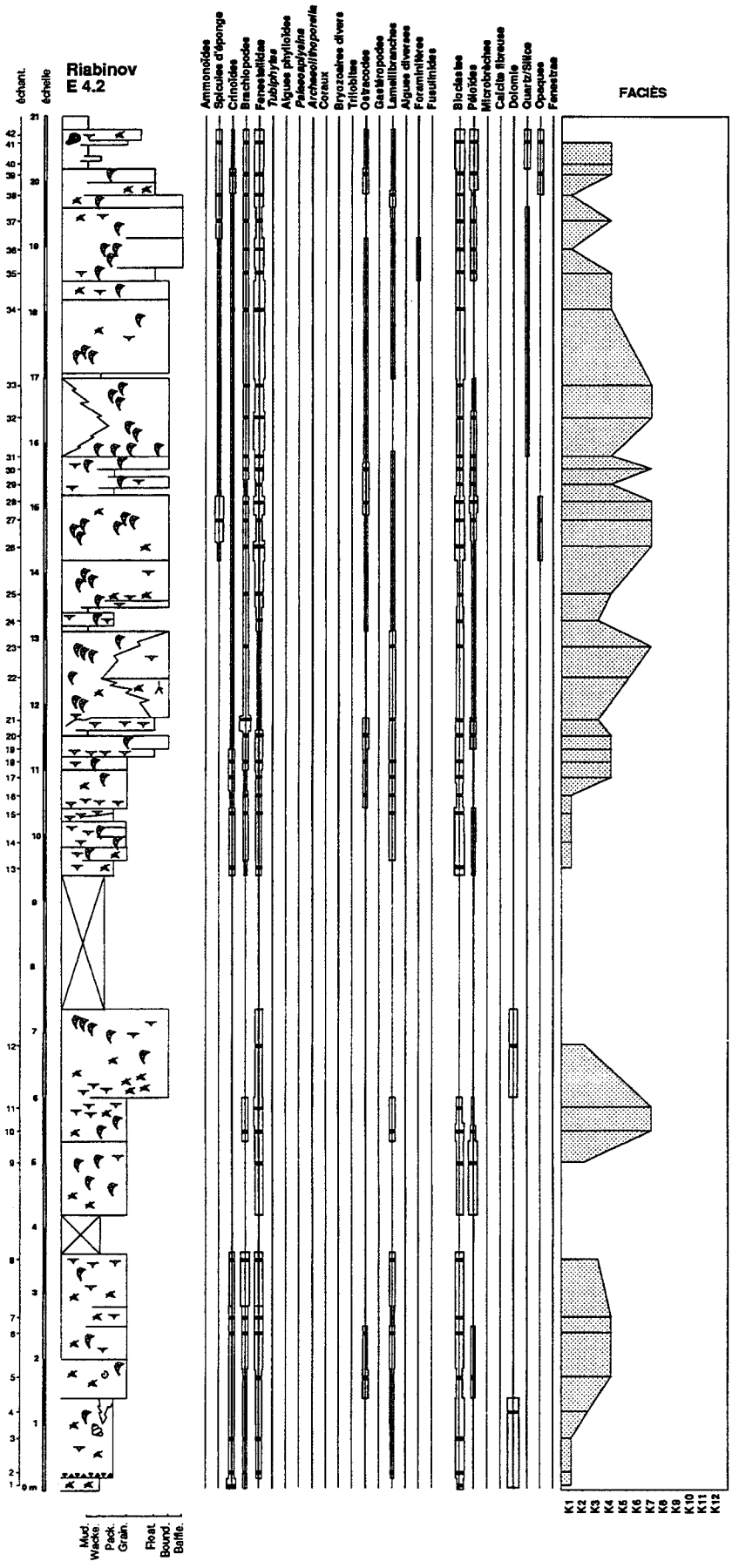


Fig. 5.7 : Affleurement de Ryabinov, édifice Ryab. 4 (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (Ryab. 4.2).

Fig. 5.7 : Ryab.4.2 sedimentological column and sequential analysis of the Ryabinov outcrop (central Urals).

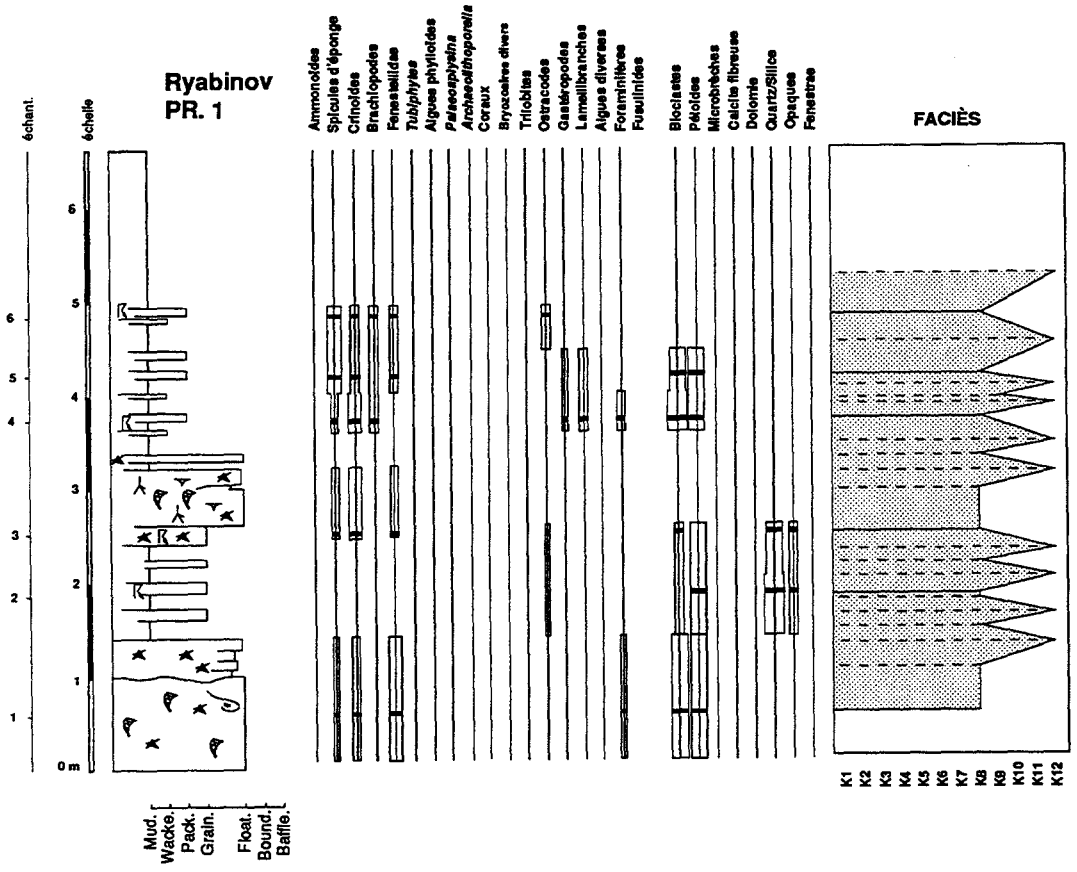


Fig. 5.8 : Affleurement de Ryabinov, faciès péri-récifaux (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (PR.1).
Fig. 5.8 : PR.1 sedimentological column and sequential analysis of the Ryabinov outcrop (central Urals).

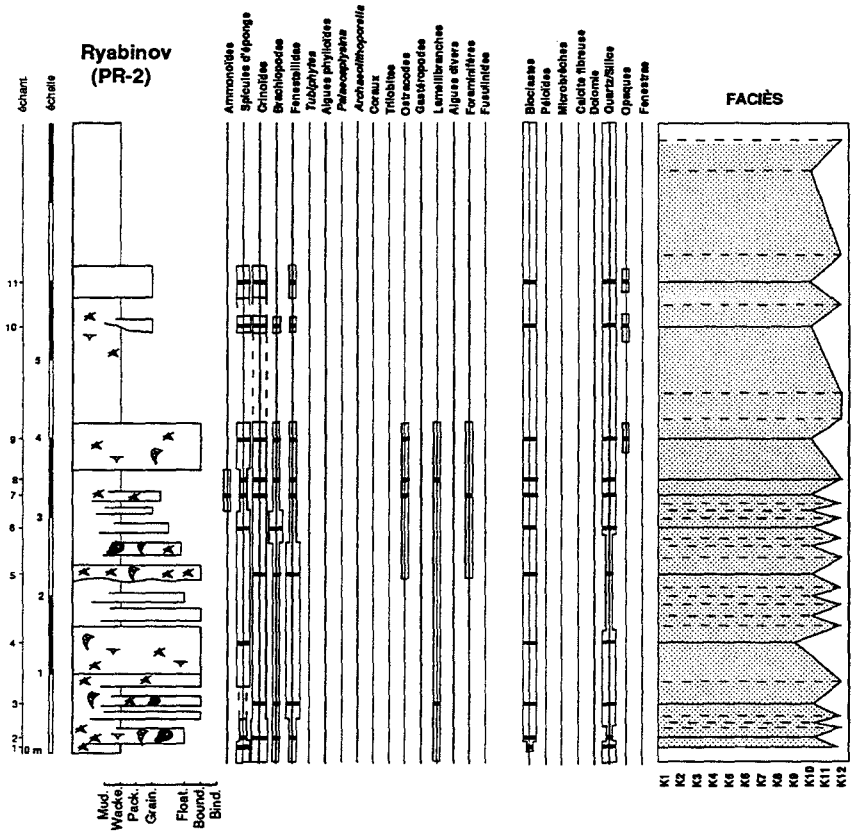


Fig. 5.9 : Affleurement de Ryabinov, faciès péri-récifaux (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (PR.2).
Fig. 5.9 : PR.2 sedimentological column and sequential analysis of the Ryabinov outcrop (central Urals).

- Bioconstructions de Nizhne-Irginsk

L'ensemble bioconstruit de Nizhne-Irginsk surplombe le village du même nom et se situe le long de la rivière Irgina, au nord ouest de la ville de Krasno-Ufimsk (fig. 5.10). Cet ensemble bioconstruit est composé par un chapelet de petits corps carbonatés, distants de quelques dizaines de mètres (figs. 5.11 et 5.12).

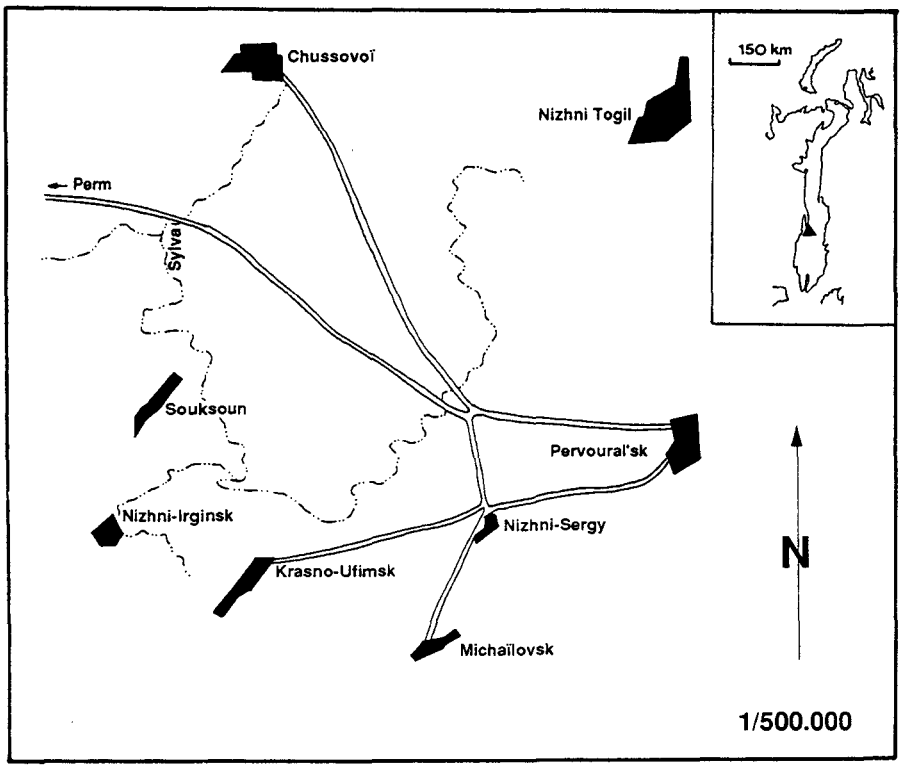


Fig. 5.10 : Localisation géographique de l'affleurement de Nizhne-Irginsk (Artinskien supérieur), situé à proximité de la ville du même nom (Oural central, Russie).
Fig. 5.10: Location of the Nizhne-Irginsk outcrops (upper Artinskian) near the village of the same name (central Urals).

Le massif bioconstruit le plus important s'élève à flanc de colline sur une trentaine de mètres de haut (domaine bioconstruit I; fig. 5.11). La direction et le pendage sont N012, 07E. Les massifs bioconstruits (d'orientation NW-SE) et les domaines péri-récifaux adjacents ont fait l'objet d'une étude détaillée. La première coupe correspond aux dépôts situés au pied de la colline (coupe 1; fig. 5.11). Les deux coupes suivantes ont été levées dans les faciès péri-récifaux (coupes 2 et 3), situés à flanc de colline. Quatre coupes verticales, distribuées à distances régulières, ont été levées au sein du domaine bioconstruit I (coupes 4A à 4D bis). Cet édifice s'élève sur une hauteur de 30 m au sommet de la colline et présente un diamètre de 500 m. Les trois dernières coupes ont été levées dans de petits corps carbonatés situées à l'est de l'édifice précédent (coupes 6, 7 et 8; domaine bioconstruit II; fig. 5.11).

Coupe 1 (figs. 5.12 et 5.13) : cet affleurement correspond aux faciès sous-jacents des édifices bioconstruits. Ces dépôts sont d'âge Artinskien supérieur (Membre Kamysky). Ils sont constitués de petits bancs finement lités, bien stratifiés, et d'une dizaine à une trentaine de centimètres d'épaisseur moyenne. Le sommet de l'affleurement montre des marnes brunes intercalées de quelques niveaux de calcaires en plaquettes.

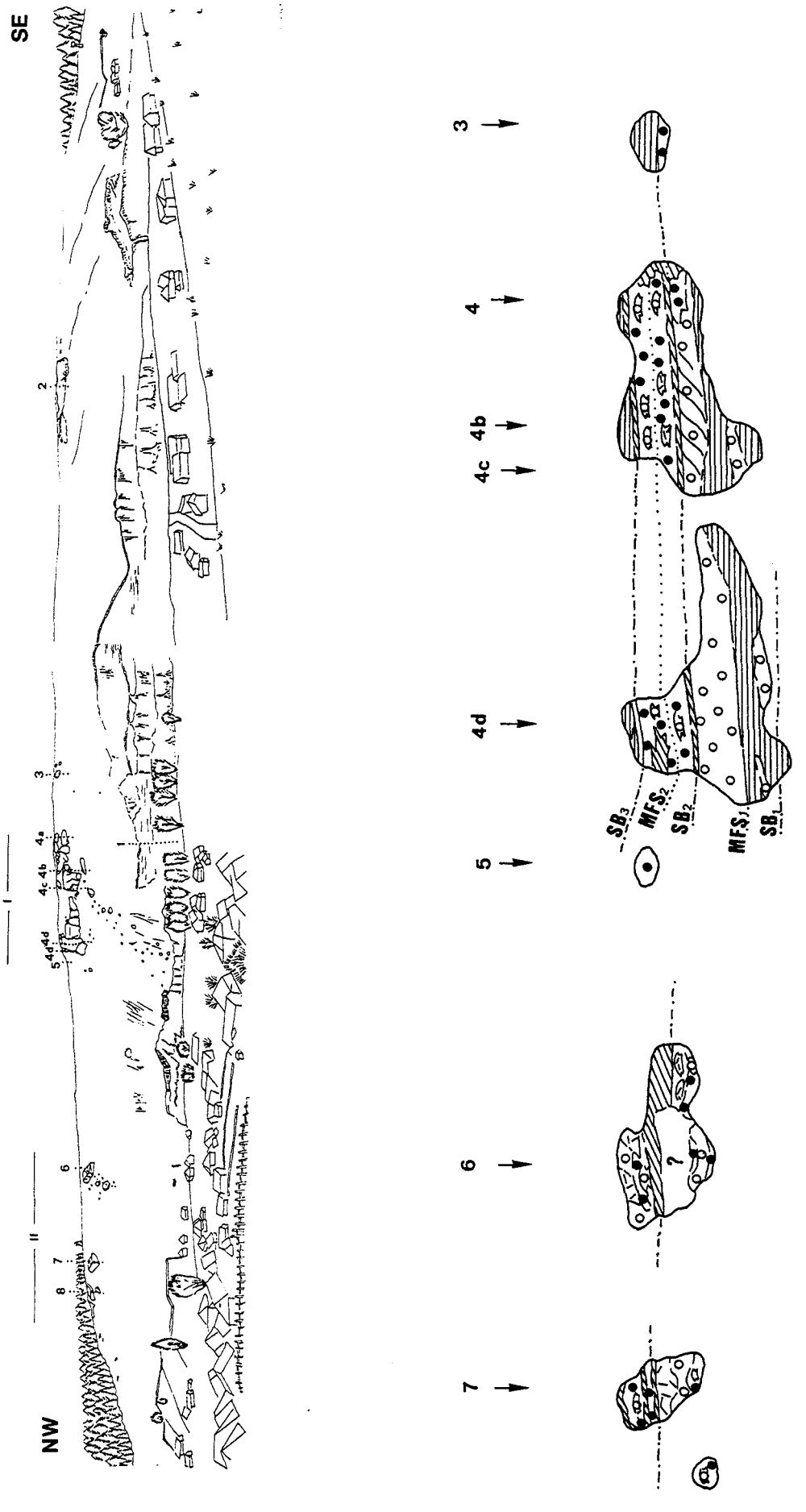


Fig. 5.11 : Schéma de localisation des affleurements (de N-I.2 à N-I.8) situés sur le flanc de la colline qui surplombe le village de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie).

Fig. 5.11: Drawing showing the location of the N-I.2 to N-I.8 sections on the southern side of the Nizhne-Irginsk hill.

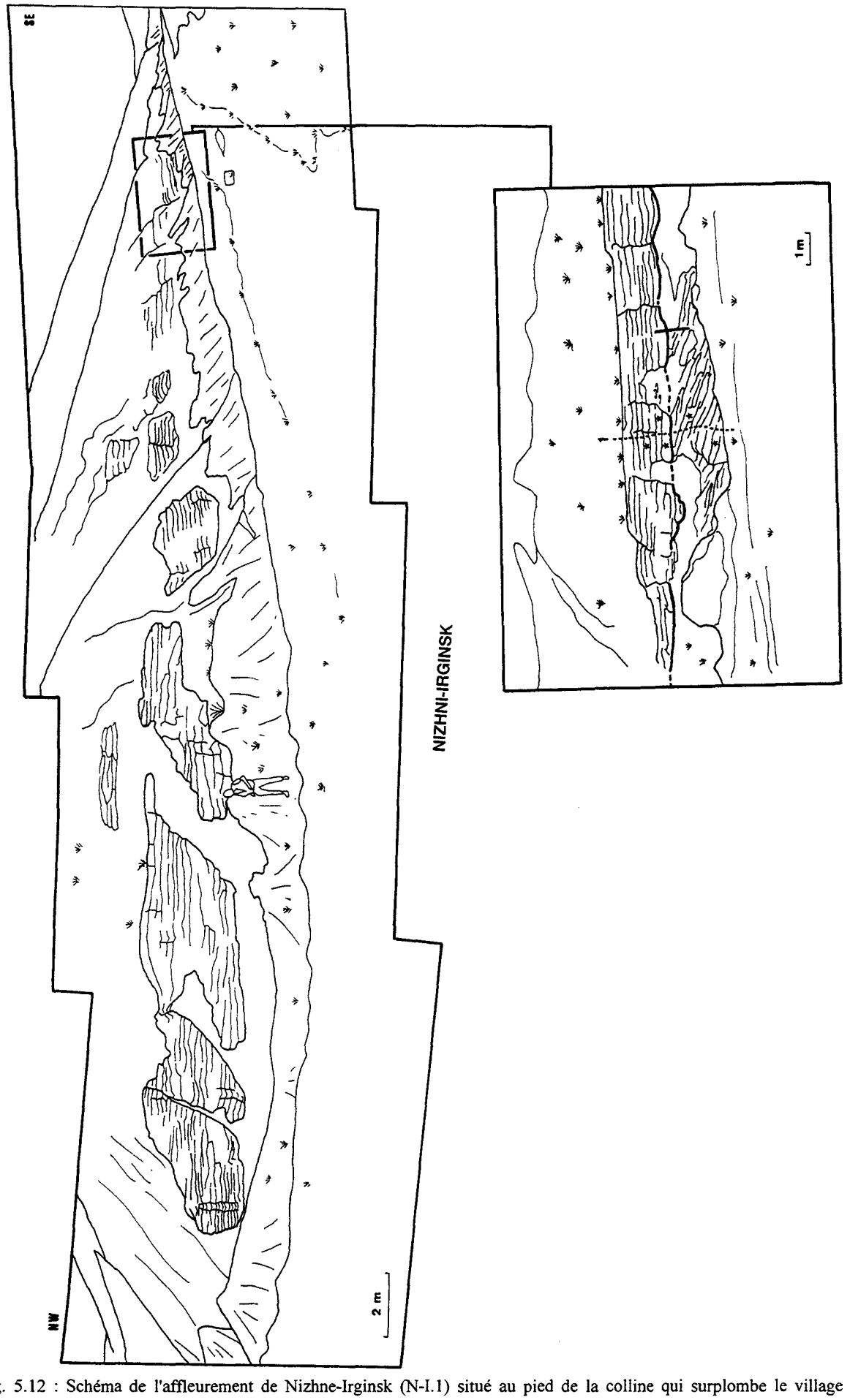


Fig. 5.12 : Schéma de l'affleurement de Nizhne-Irginsk (N-I.1) situé au pied de la colline qui surplombe le village de Nizhne-Irginsk et localisation des échantillons (Oural central, Russie).

Fig. 5.12: Drawing showing the location of the N-I.1 section on the southern side of the Nizhne-Irginsk hill and location of samples.

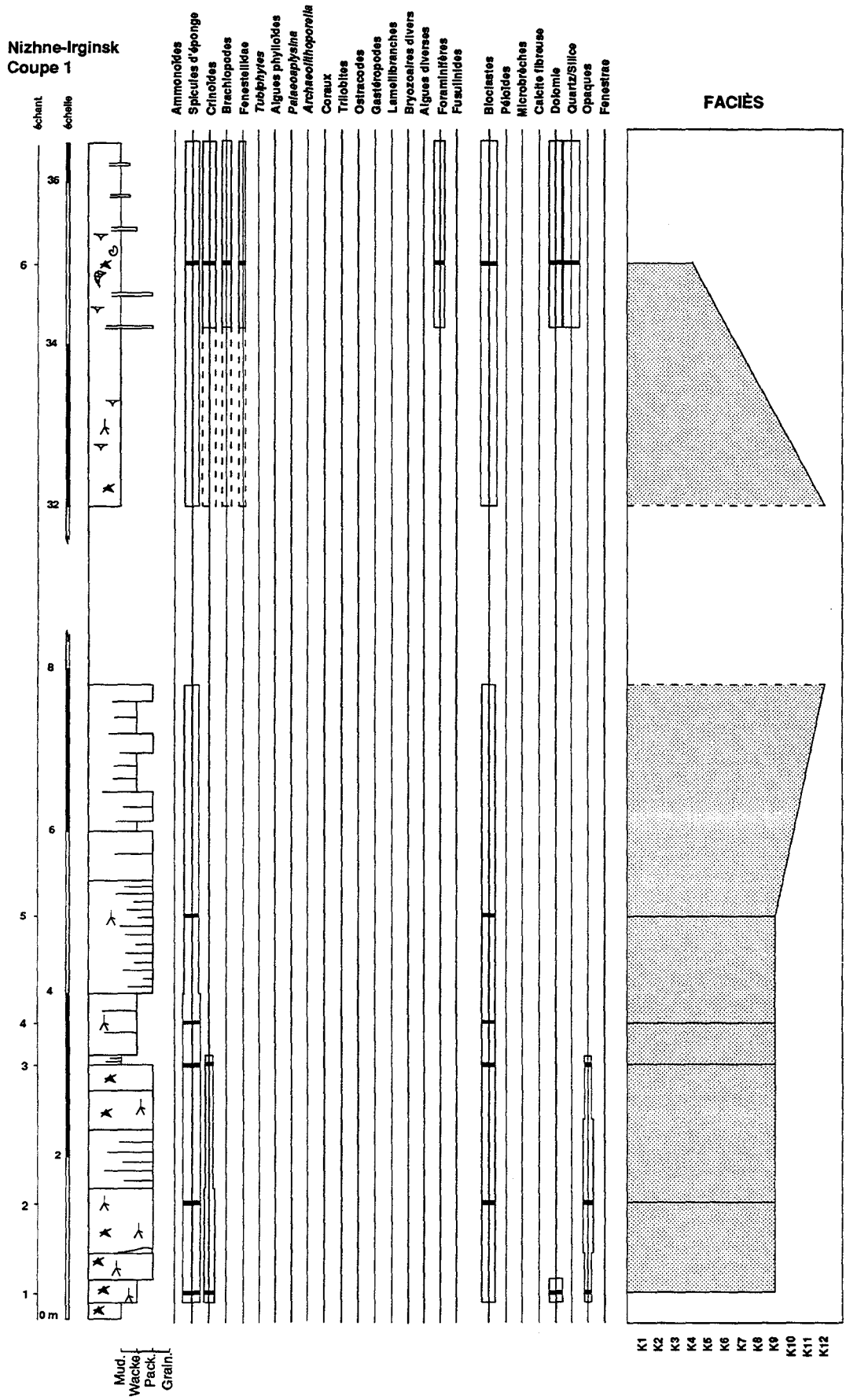


Fig. 5.13 : Affleurement de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (N-I.1).

Fig. 5.13 : N-I.1 sedimentological column and sequential analysis of the Nizhne-Irginsk outcrop (central Urals).

Coupe 2 (fig. 5.14) : ces dépôts affleurent en carrière, à 300 m au SE du domaine bioconstruit I, jalonnant le sommet de la colline. La première partie de la coupe est constituée d'une alternance de bancs calcaires, subhorizontaux et bien stratifiés, et de calcaires argileux , qui dominent dans la seconde partie de la coupe, située à 10 m de la précédente.

Coupe 3 (fig. 5.15) : elle n'affleure que sur 2 m environ, et se situe à 150 m au SE du domaine bioconstruit I. Elle est constituée de bancs calcaires massifs, laminés, et surmontés par des marnes.

Coupe 4 : les différentes coupes levées au sein de cet édifice, correspondant au domaine bioconstruit I, s'organisent de la façon suivante :

Coupe 4A (fig. 5.16) : cette coupe verticale s'élève, sur une dizaine de mètres d'épaisseur, sur la bordure SSE de l'édifice. Sa partie inférieure est composée de bancs calcaires massifs, subhorizontaux, qui deviennent stratifiés dans la partie supérieure, située 10 m plus au nord.

Coupe 4B (fig. 5.17) : cette coupe, de 16 m d'épaisseur, est séparée de la précédente par une trentaine de mètres. Elle est caractérisée essentiellement par des calcaires massifs, mal stratifiés, qui évoluent vers le sommet de l'affleurement vers des calcaires stratifiés en bancs d'épaisseur décimétrique.

Coupe 4C (fig. 5.18) : elle se situe à 30 m de la précédente et présente la même organisation générale.

Coupe 4D (fig. 5.19): elle se situe à 150 m au NW de la précédente et se localise sur la bordure NNW de l'édifice. Elle atteint 20 m d'épaisseur et montre la même organisation que les coupes précédentes.

Coupe 4D bis (fig. 5.20) : cette coupe est située dans la partie supérieure de la bordure NNW de l'édifice. Elle permet d'étudier des variations latérales de faciès de la coupe 4D, dont elle n'est séparée que de quelques mètres. Elle comprend des calcaires bien stratifiés qui montrent des variations latérales d'épaisseur importantes.

Coupe 5 : aucune coupe *sensu stricto* n'a été levée, mais des observations ponctuelles ont été réalisées sur cet affleurement à 50 m du domaine bioconstruit I. Il est caractérisé par des niveaux calcaires subhorizontaux, finement lités et intercalés de marnes.

Les coupes 6, 7 et 8 décrites ci-dessous correspondent au domaine bioconstruit II :

Coupe 6 (fig. 5.21) : elle se situe à 500 m au NW du domaine bioconstruit I. Leurs bancs calcaires, d'épaisseurs décimétriques à métriques, présentent une inclinaison de 25° vers le sud. Cet affleurement est isolé, à flanc de colline, entre deux petites dépressions marneuses qui pourraient être limitées par des failles.

Coupe 7 (fig. 5.22) : elle est séparée 150 m de la précédente et caractérisée, sur une douzaine de mètres d'épaisseur, par une partie inférieure stratifiée composée de bancs subhorizontaux, et une partie supérieure massive.

Coupe 8 (fig. 5.23) : elle s'élève sur 10 m environ. Seulement 20 m la séparent de la précédente. Elle présente la même organisation générale des bancs, avec cependant une partie supérieure partiellement massive.

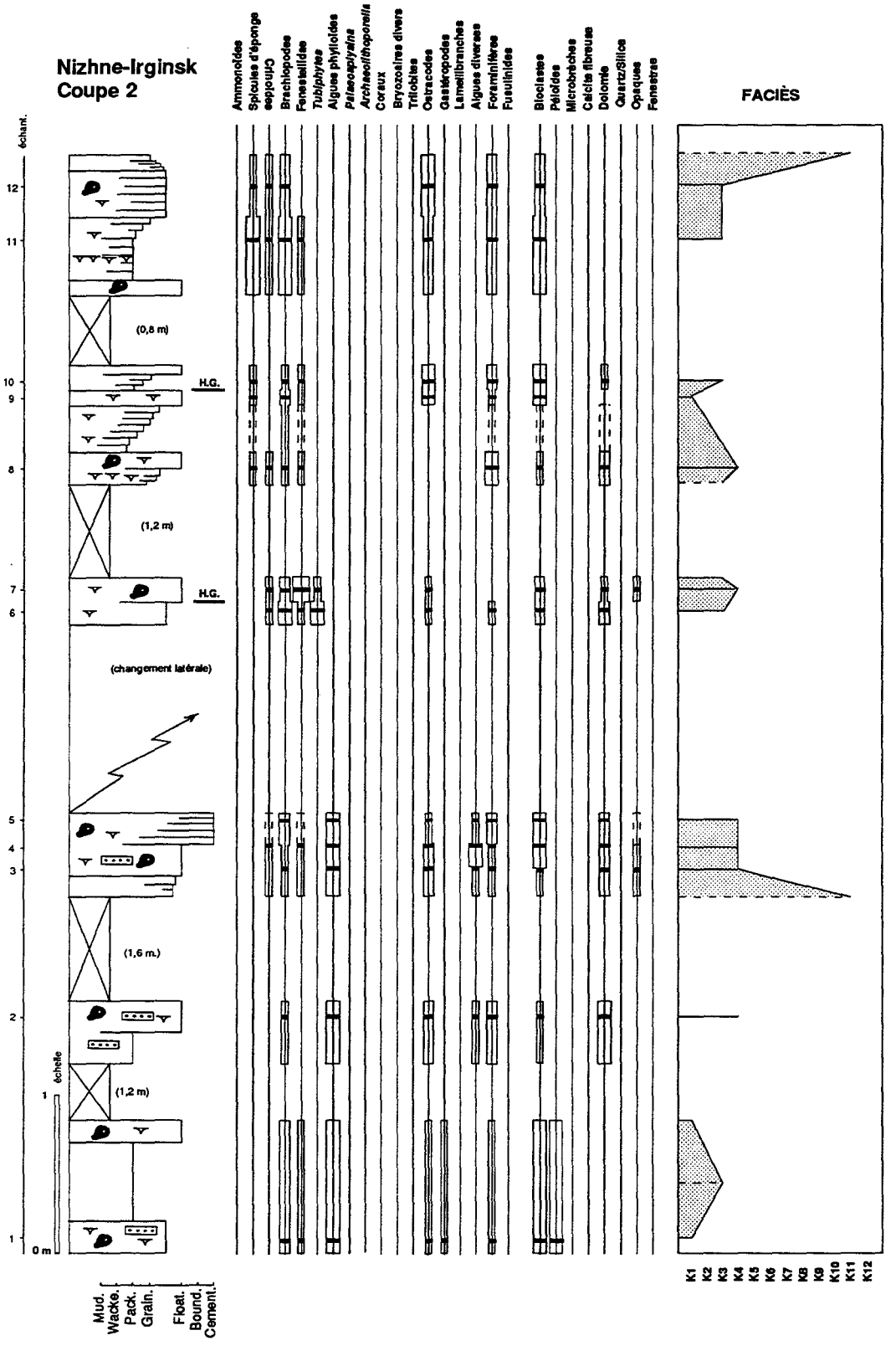


Fig. 5.14 : Affleurement de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (N-I.2).

Fig. 5.14 : N-I.2 sedimentological column and sequential analysis of the Nizhne-Irginsk outcrop (central Urals).

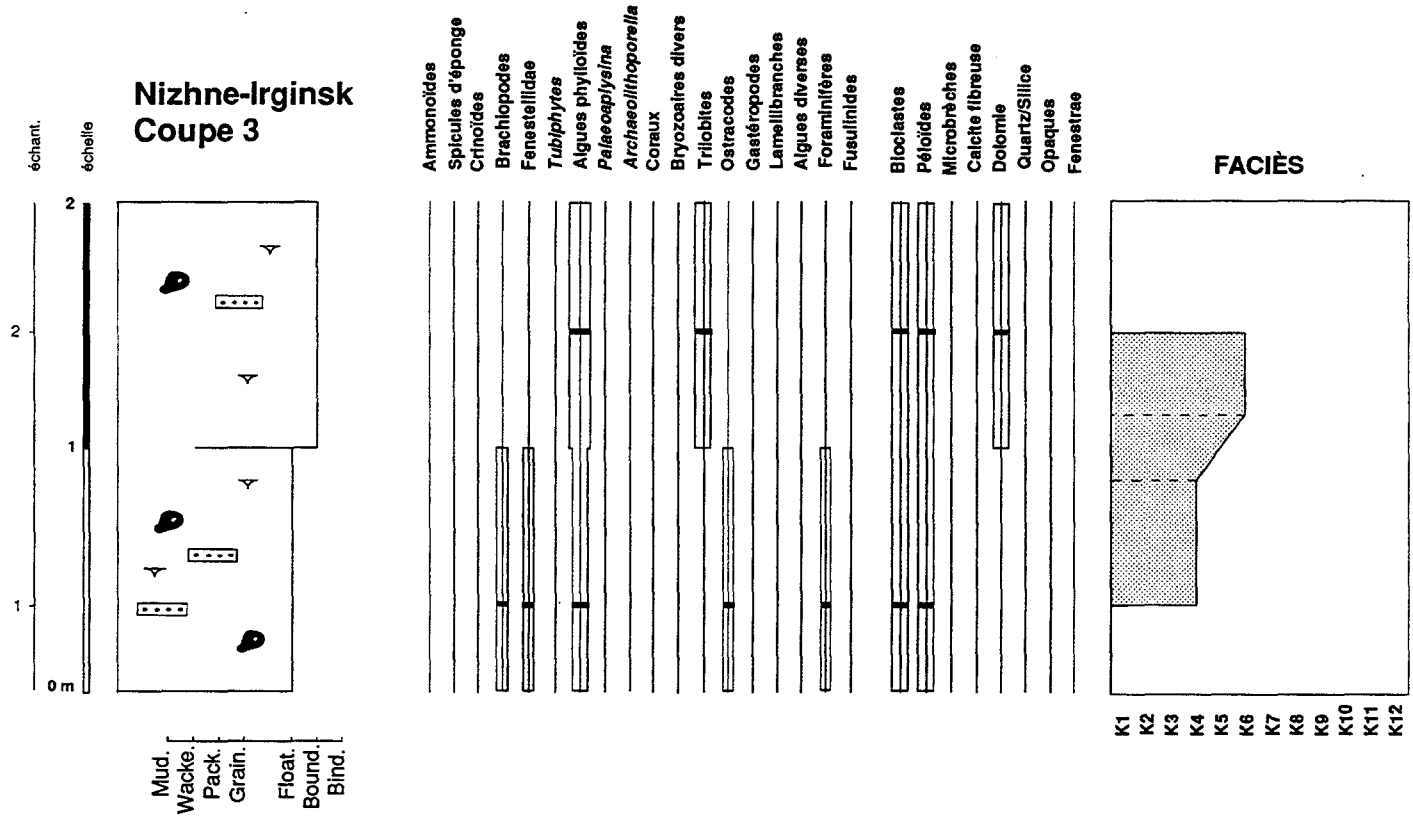


Fig. 5.15 : Affleurement de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (N-I.3).

Fig. 5.15 : N-I.3 sedimentological column and sequential analysis of the Nizhne-Irginsk outcrop (central Urals).

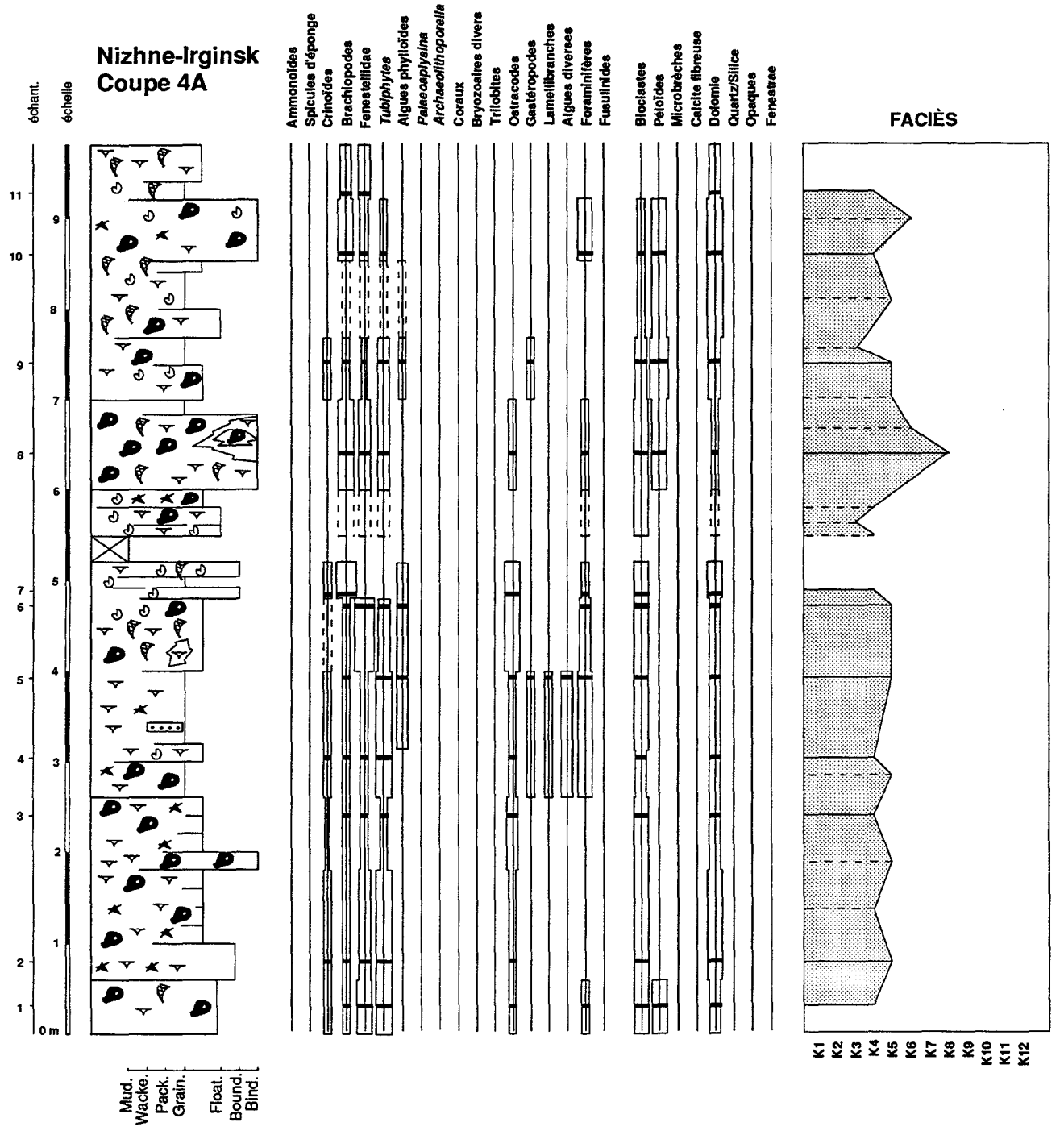


Fig. 5.16 : Affleurement de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (N-I.4a).

Fig. 5.16 : N-I.4a sedimentological column and sequential analysis of the Nizhne-Irginsk outcrop (central Urals).

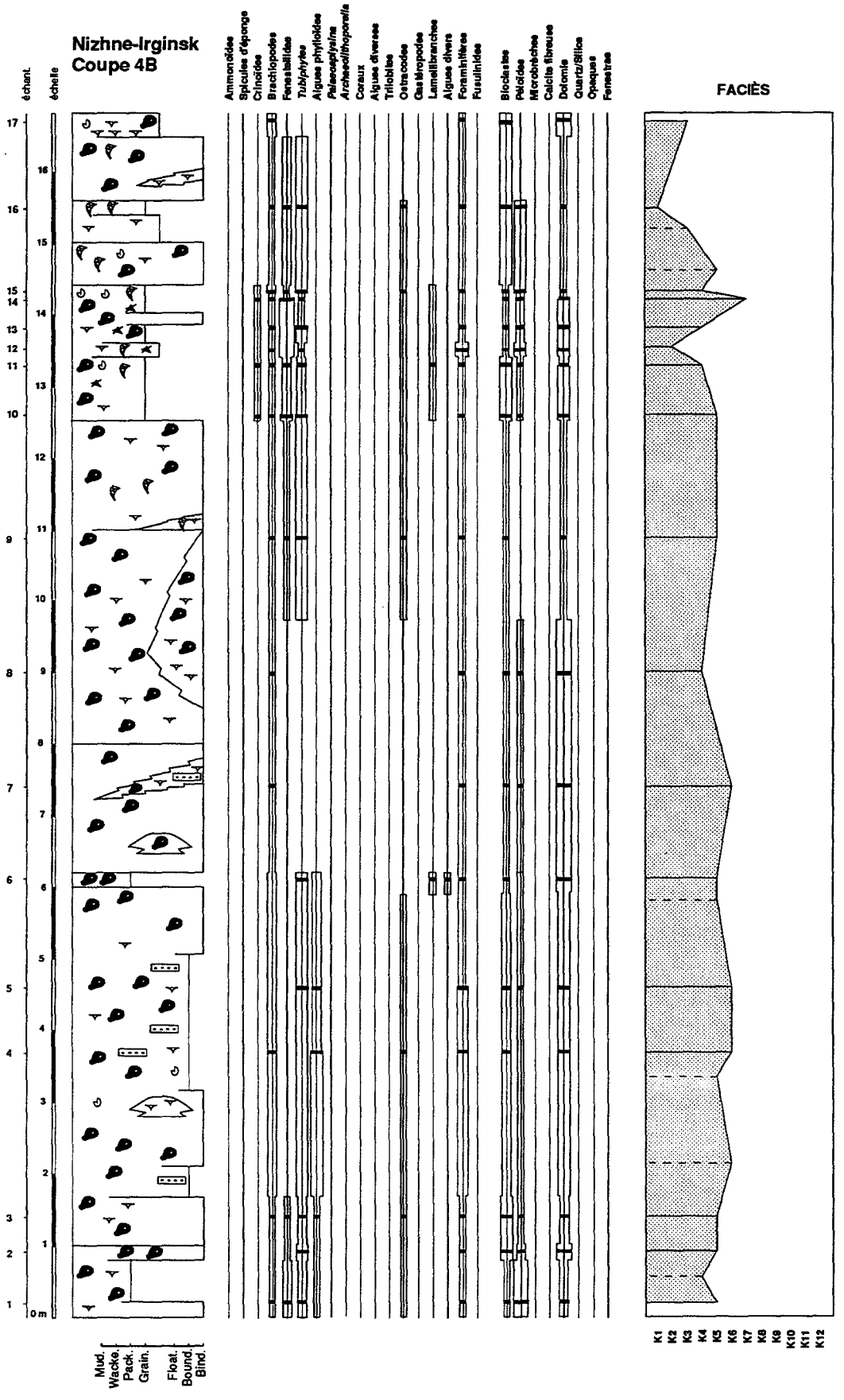


Fig. 5.17 : Affleurement de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (N-I.4b).

Fig. 5.17 : N-I.4b sedimentological column and sequential analysis of the Nizhne-Irginsk outcrop (central Urals).

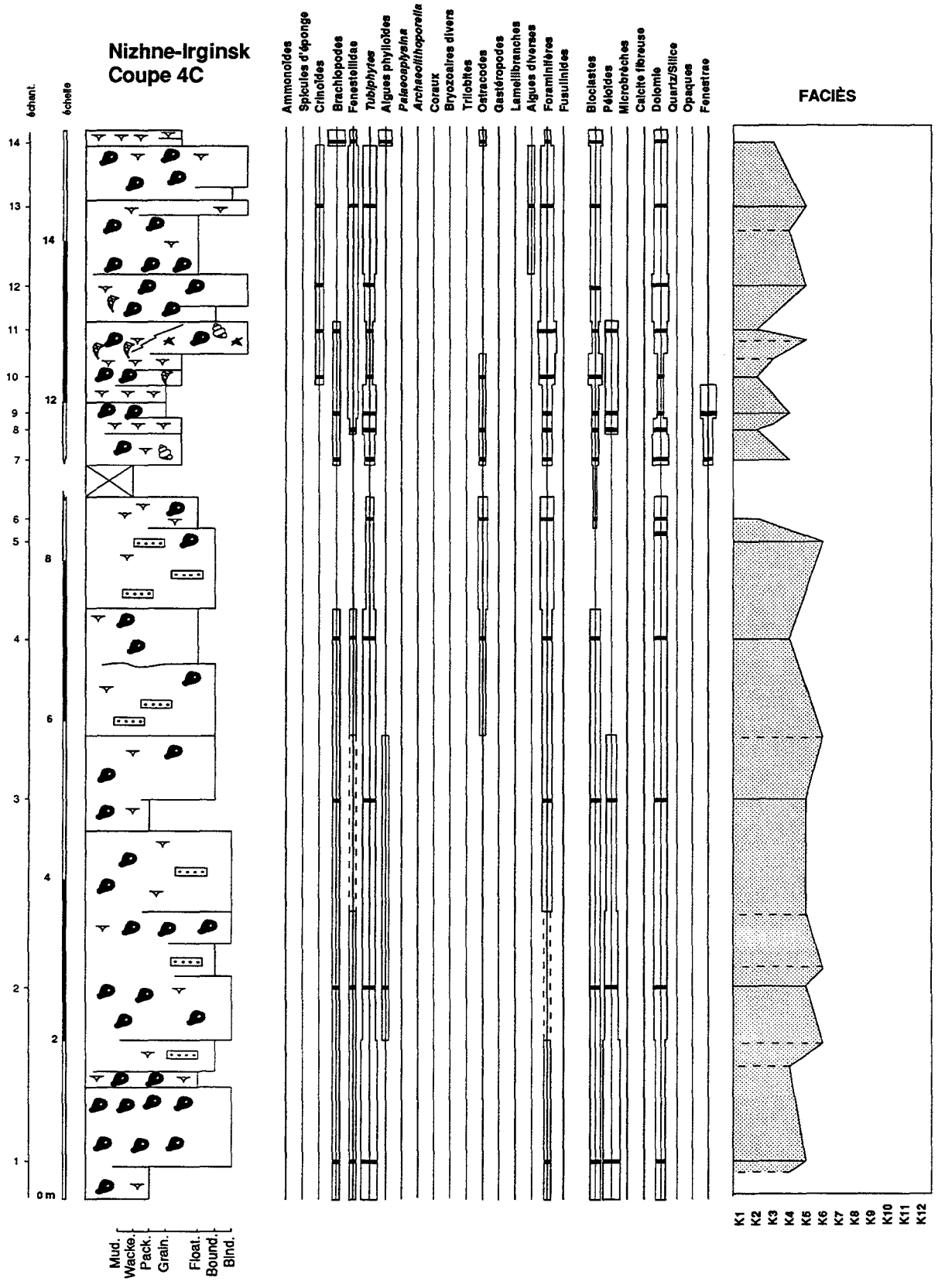


Fig. 5.18 : Affleurement de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (N-I.4c).

Fig. 5.18 : N-I.4c sedimentological column and sequential analysis of the Nizhne-Irginsk outcrop (central Urals).

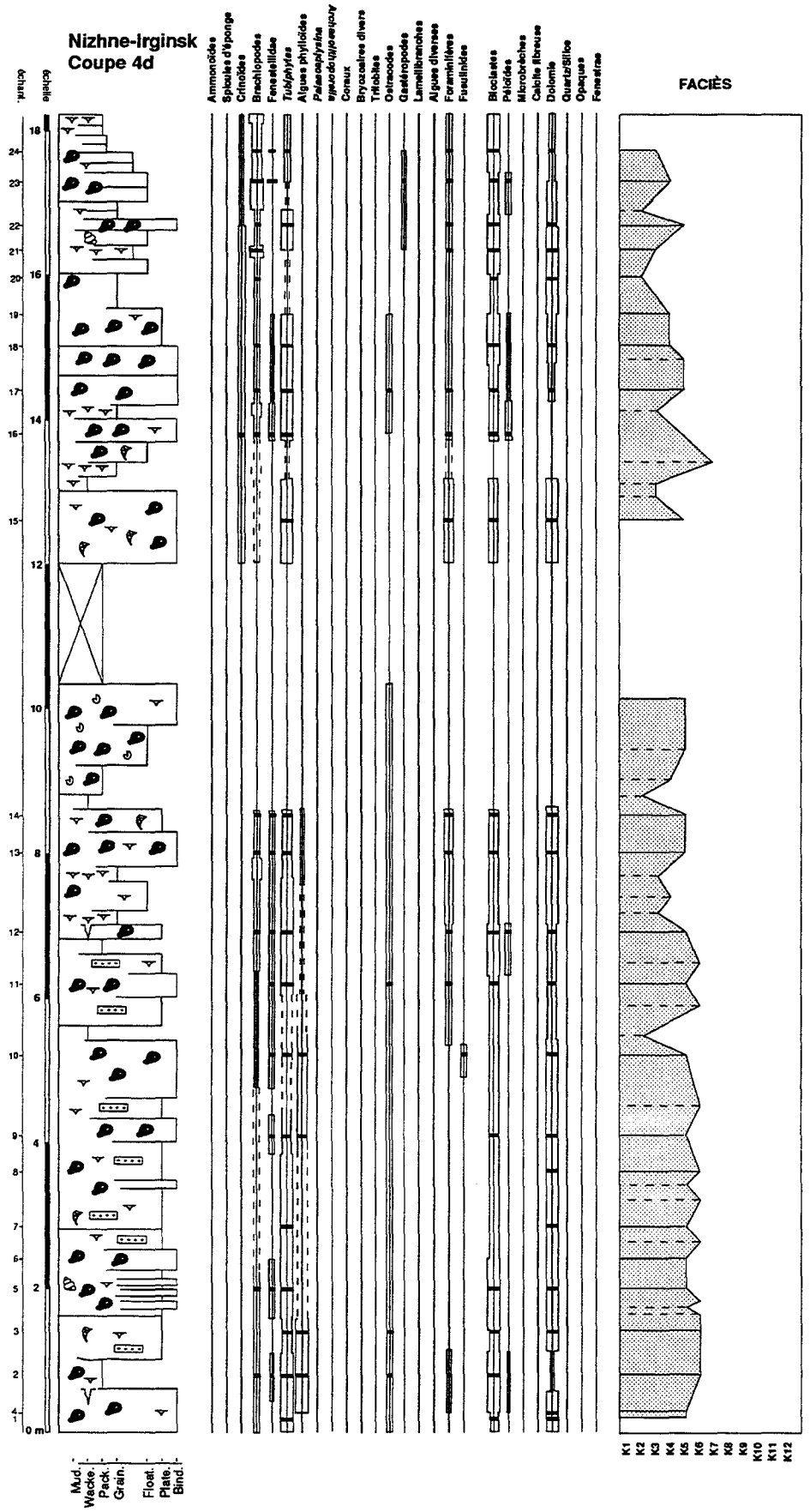


Fig. 5.19 : Affleurement de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (N-I.4d).

Fig. 5.19 : N-I.4d sedimentological column and sequential analysis of the Nizhne-Irginsk outcrop (central Urals).

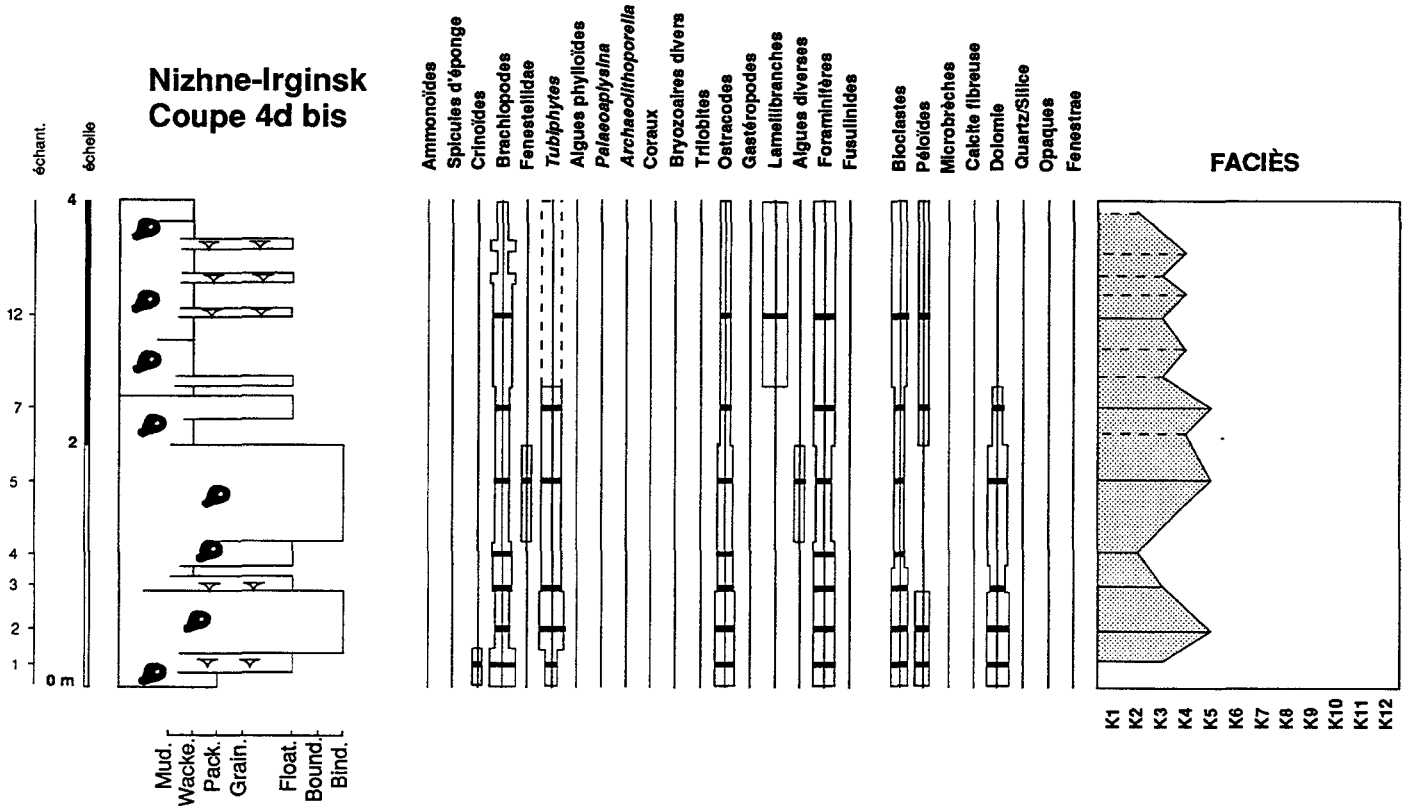


Fig. 5.20 : Affleurement de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (N-I.4d').

Fig. 5.20 : N-I.4d' sedimentological column and sequential analysis of the Nizhne-Irginsk outcrop (central Urals).

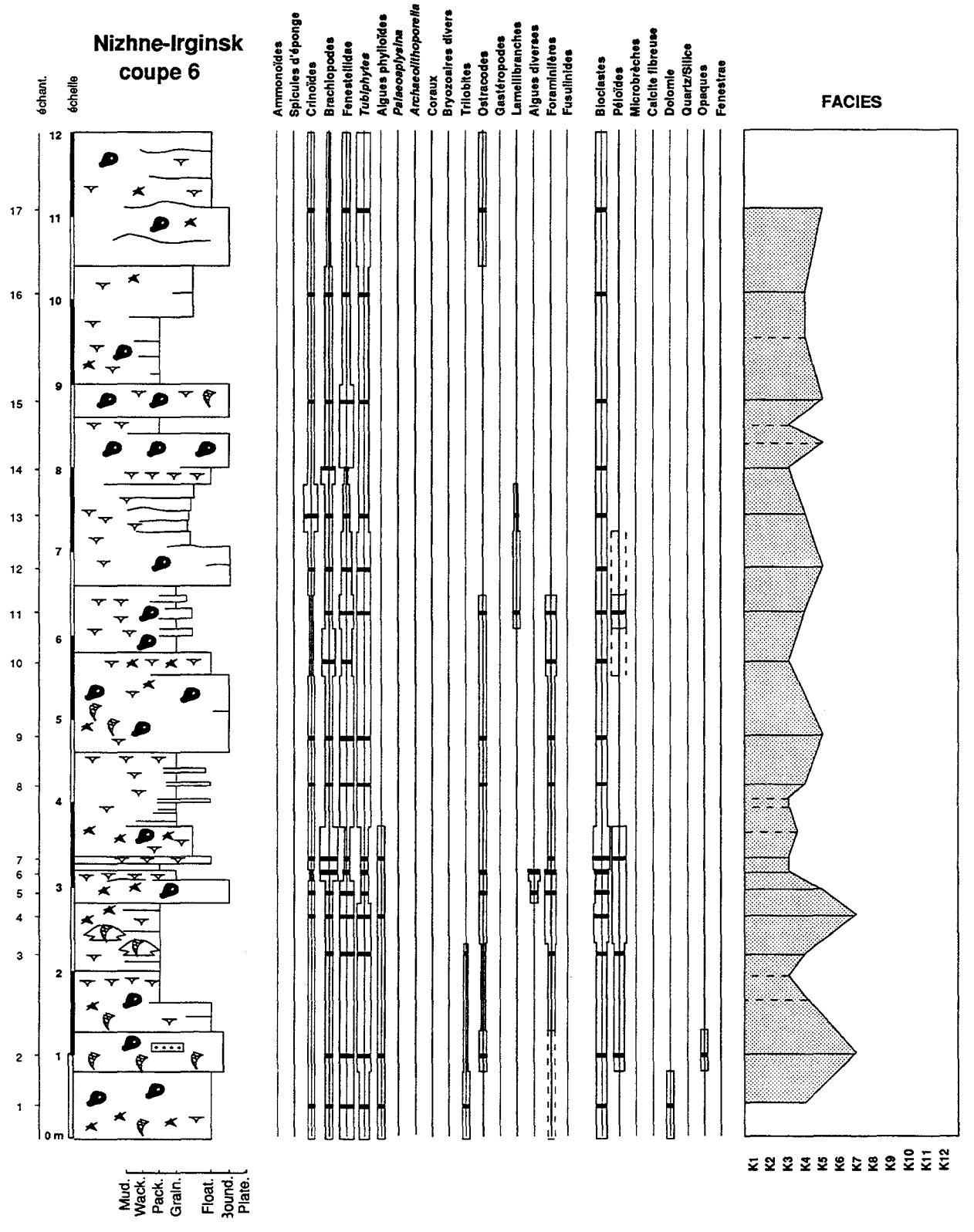


Fig. 5.21 : Affleurement de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (N-I.6).

Fig. 5.21 : N-I.6 sedimentological column and sequential analysis of the Nizhne-Irginsk outcrop (central Urals).

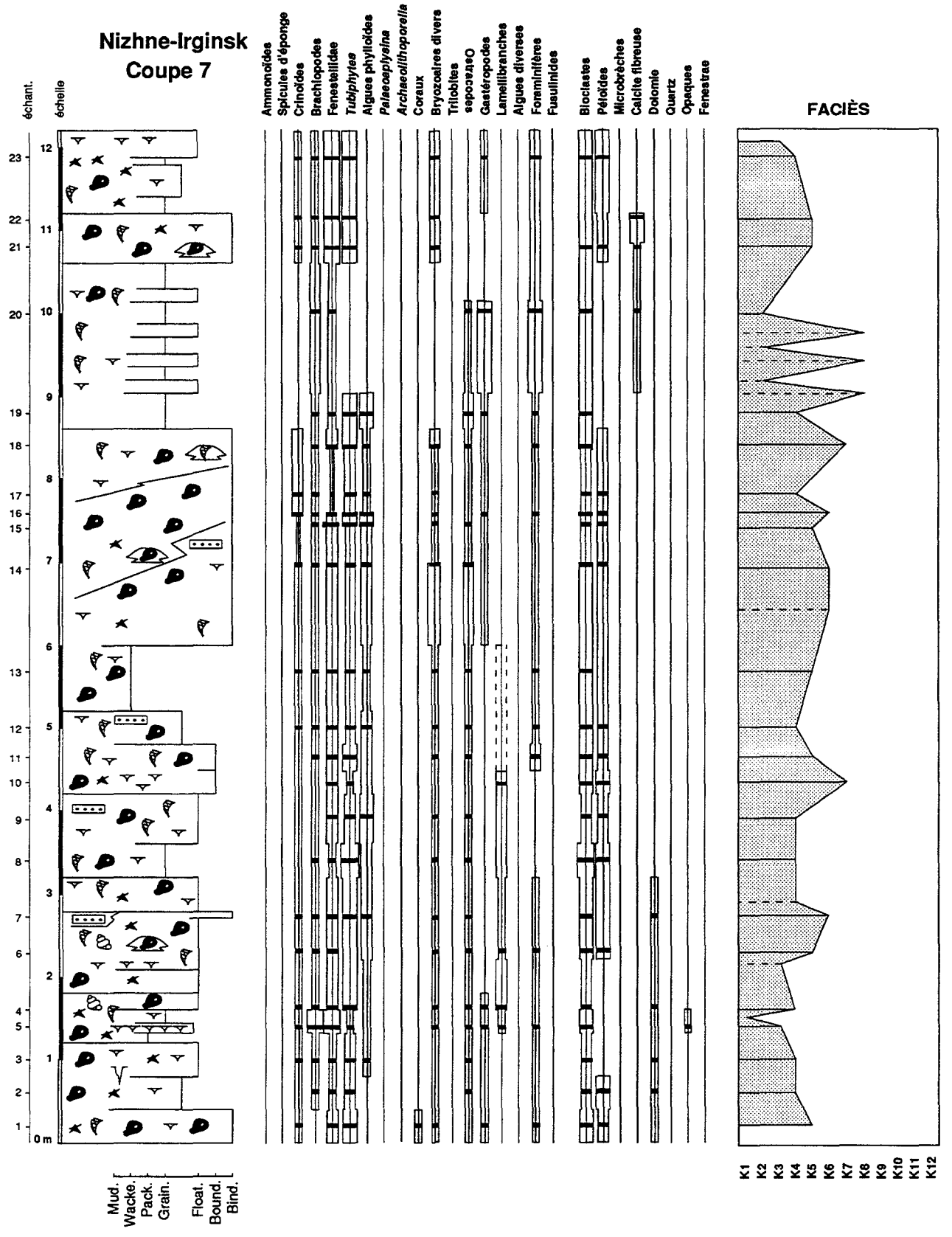


Fig. 5.22 : Affleurement de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (N-I.7).

Fig. 5.22 : N-I.7 sedimentological column and sequential analysis of the Nizhne-Irginsk outcrop (central Urals).

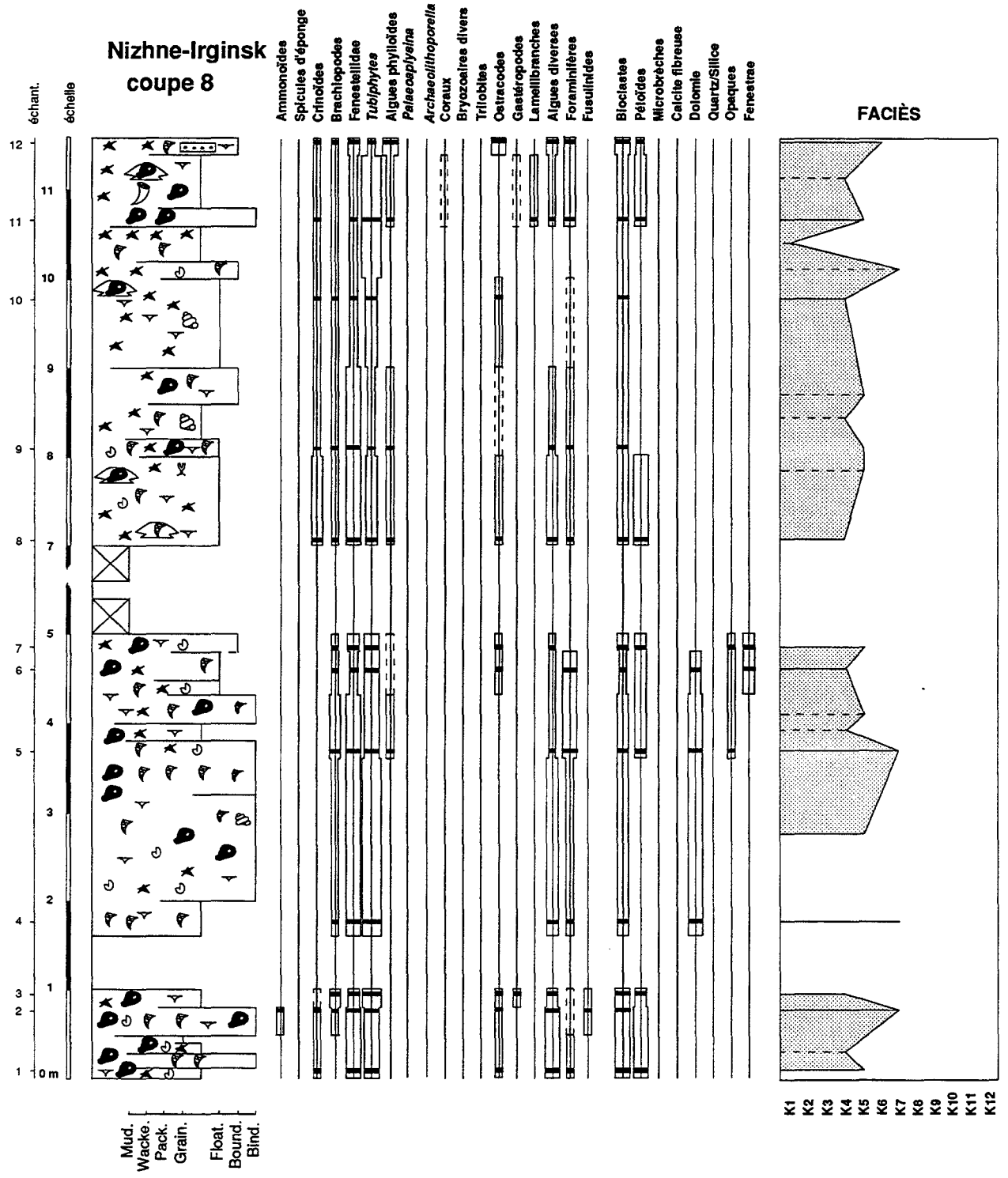


Fig. 5.23 : Affleurement de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie) : coupe sédimentologique, données pétrographiques et analyse séquentielle (N-I.8).

Fig. 5.23 : N-I.8 sedimentological column and sequential analysis of the Nizhne-Irginsk outcrop (central Urals).

5.2 Description des faciès

Douze faciès ont été individualisés pour les affleurements d'âge Artinskien supérieur de Ryabinov et de Nizhne-Irginsk. Ils sont décrits suivant la polarité proximale-distale d'une séquence virtuelle, caractérisant la plate-forme *s.l.* artinskienne.

Grainstones et packstones bioclastiques (K.1)

Ce faciès forme des bancs bioclastiques centimétriques, lenticulaires, à base érosive et sommet irrégulier, avec des laminations obliques en auges. Ces bancs présentent plus de 100 m d'extension latérale.

Il s'agit de grainstones et packstones à foraminifères, échinodermes, algues, lamellibranches, brachiopodes, ostracodes, trilobites, *Tubiphytes*, bryozoaires, *Diplospherina* et gastéropodes (pl. XV, fig. 1). Les algues et pseudo-algues sont représentées par des *Stacheoides*, des bereselles et des *Epimastopora*. Les foraminifères sont également variés (*Tetrataxis*, fusulines, etc.). Les brachiopodes, lamellibranches et ostracodes présentent des valves disjointes et fragmentées. Ce faciès est composé également de nombreux péloïdes et d'intraclastes à ostracodes et *Diplospherina*. La forme des intraclastes est arrondie, et leur taille varie de 250 à 500 µm. Les bioclastes sont fragmentés, micritisés, bien classés, et leur taille varie de 50 à 250 µm. Ils sont orientés parallèlement au plan de stratification. Ce faciès est traversé par de nombreux stylolithes et fissures, soulignés par la présence d'oxydes de fer.

La diversité et l'abondance des bioclastes indiquent une connection avec le milieu marin ouvert. La fragmentation des bioclastes, la présence d'intraclastes, le bon classement et l'abondance des bioclastes indiquent le démantèlement et le transport encourru par les bioclastes sur de longues distances. Les laminations obliques, le démantèlement et le transport des bioclastes témoignent de conditions de forte énergie du milieu. La présence de bases érosives, de laminations obliques et l'aspect lenticulaire des bancs permettent d'interpréter ces dépôts comme un système de barres hydrauliques et de chenaux associés, généré dans la zone d'action des vagues de beau temps (shoreface inférieur à supérieur). Les chenaux peu profonds sont comblés par des petites barres/mégarides.

Packstones-wackestones à péloïdes et foraminifères (K.2)

Ce faciès apparaît en bancs carbonatés bioclastiques tabulaires, demi-métriques et continus. La base des bancs est irrégulière et le toit est bioturbé.

Il s'agit de packstones et wackestones à foraminifères et *Diplospherina*, ostracodes, spicules d'éponges, lamellibranches, brachiopodes et échinodermes (pl. XV, fig. 2). Les ostracodes présentent indifféremment des valves jointes et disjointes. Les bioclastes sont désarticulés, fortement micritisés et orientés parallèlement à la stratification. Leur taille varie de 50 à 500 µm. Ils sont déplacés par des bioturbations endogènes. Les péloïdes associés sont très abondants, leur forme est arrondie et leur taille varie de 0,5 à 1 mm. Ils provoquent une structure grumeleuse (Cayeux, 1935; Flügel, 1982; Jansa *et al.*, 1989)

Les péloïdes, ostracodes, *Diplospherina* et gastéropodes indiquent des conditions proximales et confinées du milieu de sédimentation. Le volume important de matrice micritique, et le faible taux de fragmentation des bioclastes indiquent des conditions de faible énergie du milieu protégé. La présence de nombreuses bioturbations témoignent toutefois d'un milieu bien oxygéné et d'un taux de sédimentation probablement faible. L'origine des péloïdes a déjà été évoquée pour le faciès CC.1 (chapitre II). Ce faciès est intercalé entre les faciès bioconstruits ou est situé en arrière des

bioconstructions.

Floatstones à brachiopodes et lamellibranches (K.3)

Ce faciès apparaît sous forme de lentilles bioclastiques. Les plus petites sont d'épaisseur décimétrique, et les plus importantes présentent une épaisseur de 0,5 à 2 m et une cinquantaine de mètres d'extension latérale. Elles montrent un granoclassement normal et des laminations obliques. Leur toit est souvent perturbé par des bioturbations endogènes. Localement, en l'absence de matrice, l'accumulation de brachiopodes et lamellibranches forme des lumachelles ou coquinas.

Il s'agit de floatstones/rudstones à brachiopodes, lamellibranches et accessoirement crinoïdes, foraminifères, *Tubiphytes*, bryozoaires, *Diplospherina*, ostracodes et algues (pl. XV, figs. 3-4). La composante allochimique est constituée de péloïdes et de quelques minéraux authigènes. Les valves de brachiopodes et lamellibranches (jointes ou disjointes) sont orientées parallèlement au plan de stratification. Leur taille varie entre quelques millimètres et 1 cm. Les brachiopodes et lamellibranches présentent des figures géotropes dont le remplissage interne est orientée de manière aléatoire dans le sédiment. Les ostracodes sont parfois très abondants et forment de petites accumulations d'épaisseur millimétrique à centimétrique (pl. XV, fig. 5). La matrice micritique est abondante pour les lentilles de taille décimétrique. Elle est pratiquement absente des lentilles pluri-métriques. Les bioclastes associés sont fortement fragmentés, altérés et leur taille varie de 0,5 à 1 mm. Lorsque la matrice micritique est abondante, les valves de brachiopodes et lamellibranches sont microperforées (bioérosion), et encroûtées par des foraminifères et des algues.

La désarticulation et l'intense fragmentation de certains bioclastes indiquent un remaniement et un transport important. Le granoclassement normal, les structures de courant et le bon classement des bioclastes renseignent sur les conditions de forte énergie du milieu dans la zone d'action des vagues de beau temps. En l'absence de matrice micritique, les conditions de forte énergie entrainant le lavage des grains sont maintenues. Toutefois, la conservation d'une importante matrice micritique implique un lavage faible du sédiment. Ainsi, les floatstones riches en matrice micritique sont probablement générés par des processus épisodiques de forte énergie qui provoquent le démantèlement, le transport et le dépôt des bioclastes dans un milieu de plus faible énergie, situé en arrière des bioconstructions et/ou sous la zone d'action des vagues de beau temps.

Floatstones à Fenestellidae, *Tubiphytes* et brachiopodes (K.4)

Ce faciès apparaît sous forme de lentilles ou de bancs continus bioclastiques, d'épaisseur demi-métrique à métrique, qui s'étendent latéralement sur plusieurs dizaines de mètres. Il est bioturbé.

Il s'agit de floatstones, dont l'unique différence repose sur le critère d'abondance de certains taxons. Ils sont caractérisés soit par des bryozoaires, ou encore par des *Tubiphytes*, des brachiopodes, des lamellibranches et accessoirement des foraminifères, des coraux, des algues, des ostracodes, des trilobites et des échinodermes (pl. XV, figs. 6-7). Les bryozoaires (Fenestellidae et Fistuliporidae) encroûtent les brachiopodes désarticulés. Ils sont entourés d'une ceinture de ciments fibro-radiaires, et orientés parallèlement au plan de stratification. Les *Tubiphytes* encroûtent parfois d'autres bioclastes, et sont fragmentés et dispersés dans le sédiment. Les brachiopodes et les échinodermes sont désarticulés et s'accumulent sous forme de lentilles centimétriques. Les brachiopodes, de taille millimétrique, conservent leur valves jointes mais présentent une orientation quelconque dans le plan de stratification, signalée par leur remplissage interne. Par contre, les brachiopodes, de taille pluri-centimétrique sont désarticulés et fragmentés.

Le classement des bioclastes est mauvais, et leur taille varie de quelques microns à quelques millimètres. Ils sont faiblement micritisés. Le taux de fragmentation est variable. Les bioturbations

endogènes perturbent les laminations grossières du sédiment. La fraction terrigène silteuse ne dépasse pas 5% du volume total. Les minéraux opaques sont disséminés dans le sédiment, le long de fissures et concentrés dans les joints stylolitiques.

Les floatstones à organismes désarticulés et fragmentés, et parfois retravaillés, témoignent du transport des bioclastes vers des domaines d'énergie plus calme (faciès K.3). La présence de ces floatstones sur les pentes des bioconstructions permet de les assimiler à des écoulements de pente ("debris flow"), peut-être provoqués par l'influence des vagues de beau temps ou de tempêtes sur la crête de la bioconstruction.

Bindstones à *Tubiphytes* (K.5)

Ce faciès apparaît sous forme de lentilles, d'épaisseur métrique et de quelques mètres à une dizaine de mètres de long, qui contiennent des "bouquets" (en morphologie de "chou-fleur") centimétriques de *Tubiphytes*.

Deux microfaciès peuvent être différenciés dans ces bindstones à *Tubiphytes* (pl. XVI, fig. 1). Ils diffèrent par leur biofaciès et leur organisation interne. L'intense recristallisation qui affecte ce faciès rend la diagnose complexe. Cependant, les *Tubiphytes* sont susceptibles, de part leur structure calcitique, de résister aux importantes transformations diagénétiques (Razgallah & Vachard, 1991).

Tubiphytes est représenté par *Tubiphytes obscurus* Maslov 1956 et *Tubiphytes carinthiacus* Flügel 1966. Les *Tubiphytes* sont de grande taille, pouvant atteindre 2 à 3 mm de diamètre pour plusieurs centimètres de long. Ils peuvent apparaître sous forme de particules isolées dans le sédiment, peuvent être leur propre support et se développer les uns sur les aux autres.

Bindstones à *Tubiphytes* et bioclastes divers (K.5a)

Ce premier microfaciès est identique au microfaciès S.8a. décrit précédemment dans la région de Sterlitamak (chapitre IV). Il est caractérisé par la présence d'algues *Pseudostacheoïdes* et *Girvanella*, et de nombreux péloïdes arrondis et mal classés. Les *Tubiphytes* apparaissent isolés dans le sédiment, ou encroûtent d'autres bioclastes tels que les bryozoaires, les lamellibranches, les brachiopodes, les éponges, les algues phylloïdes et les fragments d'échinodermes. Les bryozoaires sont, conservés entiers, *in situ* ou couchés dans le plan de stratification. Ils sont fréquemment encroûtés par des *Tubiphytes*. Les brachiopodes sont désarticulés ou non; leur remplissage interne forme des figures géotropes, qui sont conformes au plan de stratification. Leurs parois externes sont encroûtées par des foraminifères ou des *Tubiphytes*. Les ostracodes et lamellibranches présentent des valves jointes, parfois désarticulées et dispersées dans la matrice micritique. Les algues phylloïdes sont faiblement fragmentées et fortement recristallisées; elles sont parfois encroûtées par des foraminifères et des *Tubiphytes*.

Les bioclastes sont mal classés et leur taux de fragmentation est très variable selon le groupe taxonomique. Leur taille varie de 0,25 à 10 mm. La recristallisation intense mais hétérogène du sédiment permet d'identifier localement la matrice micritique.

Bindstones à *Tubiphytes* (K.5b)

Ce microfaciès est semblable au microfaciès S.8b décrit dans la région de Sterlitamak. Il s'agit de bindstones à *Tubiphytes* et foraminifères, et plus rarement à algues phylloïdes, bryozoaires, gastéropodes et brachiopodes. Les *Tubiphytes* sont rarement isolés dans le sédiment, et se développent par coalescence ou bien encroûtent les autres bioclastes. Ils peuvent également être encroûtés par des foraminifères qui se fixent sur les parois des *Tubiphytes* au cours de leurs stades de croissance successifs. Le taux de fragmentation est faible pour les *Tubiphytes* mais fort pour tous les autres bioclastes.

Une discussion concernant le rôle des *Tubiphytes* à déjà été présentée dans l'interprétation du faciès S.8 (voir aussi Vennin *et al.*, sous presse). Les *Tubiphytes* ont une forte capacité d'encroûtement, un pouvoir de liaison important et jouent le rôle de support lors du développement de certains organismes. Ils sont susceptibles de piéger et stabiliser le sédiment. La calcification précoce des *Tubiphytes* a favorisé la conservation de leur structure interne. Ils résistent à une importante recristallisation. Les lentilles et bouquets en "chou-fleur" doivent leur cohérence au pouvoir de liaison et d'encroûtement des *Tubiphytes* associés à des foraminifères encroûtants.

Microfaciès K.5a : il est caractérisé par des *Tubiphytes* isolés, parfois encroûtants ou encroûtés. Il montre l'association de plusieurs organismes, parmi lesquels, *Tubiphytes* est dominant. Les bioclastes faiblement fragmentés et souvent entiers témoignent de leur faible remaniement et transport. Les organismes conservés en position de vie, sans une charpente rigide, renseignent sur de faibles conditions d'énergie du milieu. De rares bioclastes fragmentés ou désarticulés (parautochtones) servent de support au développement des *Tubiphytes*. Ils semblent avoir été transportés par l'action de tempêtes vers un domaine de plus faible énergie. Ce faciès semble s'être développé sous la zone d'action des vagues de beau temps.

Microfaciès K.5b : il est composé presque exclusivement de *Tubiphytes*, entiers et bien développés. Ce microfaciès, à biofaciès pratiquement monotaxonomique, où les *Tubiphytes* constituent progressivement une structure rigide, peut correspondre à des environnements d'énergie variable. Il pourrait se former sous la zone d'action des vagues de beau temps mais dans la zone d'action des tempêtes. En effet, les faciès bioclastiques piégés entre les *Tubiphytes* en position de vie pourraient être déposés sous l'action de processus de tempêtes.

Platestones à algues phylloïdes (K.6)

Ce faciès apparaît sous forme de lentilles bioconstruites métriques à pluri-métriques, qui s'étendent latéralement sur plusieurs centaines de mètres. Il montre une lamination plane parallèle, parfois ondulée, et perturbée par des bioturbations endogènes.

Il s'agit de platestones (*sensu* Davies & Nassichuk, 1990) à algues phylloïdes et *Tubiphytes* associés à des foraminifères et des brachiopodes (pl. XVI, figs. 2-3). La recristallisation intense du sédiment rend la diagnose des algues phylloïdes particulièrement délicate. Leur taille varie de 0,5 à 8 mm. Les algues et les brachiopodes sont encroûtés par des *Tubiphytes* et des foraminifères. Les *Tubiphytes* forment de petits bouquets centimétriques à décimétriques au sein des platestones à algues phylloïdes. Les algues phylloïdes et les *Tubiphytes* sont bien conservés et faiblement fragmentés. La matrice micritique semble être piégée entre les thalles d'algues phylloïdes avec quelques foraminifères et brachiopodes. L'agencement plan parallèle des thalles d'algues phylloïdes est à l'origine de l'aspect laminé du sédiment. Quelques petites bioaccumulations d'épaisseur centimétrique sont intercalées dans ces platestones; elles sont composées de bioclastes fragmentés.

Une ample discussion concernant les algues phylloïdes, leur rôle écologique et leurs milieux de vie a été envisagée dans le faciès KS.6 du secteur de Kyn (chapitre III).

La conservation en position de vie des bryozoaires et *Tubiphytes*, associés aux algues phylloïdes, l'abondance de matrice micritique et le faible taux de fragmentation des thalles algaires couchés dans le plan de stratification, témoignent d'un environnement de faible énergie développé sous la zone d'action des vagues de beau temps.

Les bouquets de *Tubiphytes* sont semblables aux bouquets décrits par Beauchamp (1989b) dans l'Arctique Canadien. Ils ressemblent aux faciès à algues phylloïdes décrits par Toomey (1980) et Pol (1985), qui s'étendent sur les plate-formes carbonatées peu profondes sous la zone d'action des vagues de beau temps, mais au dessus de la limite inférieure des tempêtes (Morin *et al.*, 1994). Selon Roylance (1990), les algues phylloïdes se développent sous la zone d'action des vagues de beau temps et forment des monticules en piégeant et filtrant le sédiment (Pennsylvanien du bassin du

Paradox, en Utah et au Colorado). Les petites bioaccumulations locales peuvent être attribuées à un transport sous l'action de processus épisodiques liés à des tempêtes. Les bioclastes fragmentés sont ensuite transportés vers les domaines de faible énergie à algues phylloïdes.

Bafflestones à bryozoaires (K.7)

Ce faciès est caractérisé par des lentilles carbonatées bioclastiques d'épaisseur décimétrique à métrique, et pouvant atteindre le décamètre. Certaines de ces lentilles se superposent pour former des ensembles massifs ("saccoliths"; Smith, 1981a).

Il s'agit de bafflestones (*sensu* Embry & Klovan, 1971) à bryozoaires et accessoirement à brachiopodes, échinodermes, spicules d'éponges, ostracodes, trilobites et algues. Les bryozoaires (Fenestellidae et Fistuliporidae) sont dispersés dans la matrice à péloïdes. Ils atteignent 5 à 15 cm en moyenne, et plus rarement 25 cm. Ils montrent une bonne conservation et sont parfois entourés d'une frange de ciments fibro-radiaires. Ils se fixent sur les valves de brachiopodes et sont parfois bioérodés. Les brachiopodes, à valves jointes, montrent des remplissages internes qui forment des figures géotropes concordantes avec le plan de stratification. Ils s'accumulent sous forme de poches décimétriques lenticulaires.

Le classement des bioclastes est mauvais. Hormis les bryozoaires et les brachiopodes, les autres bioclastes sont fragmentés, micritisés et leur taille varie de 0,5 à 5 cm. Certains bioclastes sont parfois encroûtés par des algues ou des foraminifères. Les bioturbations endogènes qui perturbent l'agencement des bioclastes sont soulignées par une microsparitisation différentielle de la matrice micritique. Les minéraux opaques sont abondants et se localisent au niveau des fissures et des joints stylolitiques.

La présence de bryozoaires conservés en position de vie, de brachiopodes à figures géotropes conformes à la stratification, l'abondante matrice micritique, l'encroûtement de certains bioclastes, et la faible désarticulation des bioclastes témoignent des faibles conditions d'énergie du milieu, auxquelles s'ajoutent de nombreuses bioturbations qui témoignent d'un faible taux de sédimentation.

Les Fenestellidae sont caractérisés par leur structure rigide et dressée (McKinney *et al.*, 1987); il s'agit d'organismes filtreurs qui piègent le sédiment autour d'eux (Cuffey, 1977). Ce caractère peut être clairement individualisé dans les dépôts de l'Oural par la présence de matrice micritique piégée entre et dans la structure des bryozoaires. Ils peuvent être partiellement recouverts au cours de leur croissance. Ils se fixent le plus souvent sur un substrat non consolidé, mais dur (Bigey, 1986). La structure fragile des bryozoaires et la bioérosion favorisent leur désarticulation importante avant l'enfouissement. Le caractère érigé des bryozoaires peut ralentir l'écoulement du flux sédimentaire et entraîner la stabilisation du substrat (Cuffey, 1974; Bancroft *et al.*, 1988; Davies *et al.*, 1989a; Christopher, 1990). Plus particulièrement, les Fenestellidae semblent se développer dans des eaux modérément agitées et claires (Taylor, 1984).

Localement, la disposition des brachiopodes en poches incline à supposer que ceux-ci contribuent également à l'élaboration des bioconstructions (Grant, 1971). Ils s'organisent dans les cavités situées entre les assemblages de bryozoaires; ces observations coïncident avec celles décrites par Smith (1981b) et Wilson (1982).

Les lentilles à bryozoaires et brachiopodes se déposent dans un environnement de faible énergie situé sous la zone d'action des vagues de beau temps.

Mudstones, wackestones et packstones bioclastiques (K.8)

Ce faciès est composé d'alternances irrégulières de passées grossières et plus fines (pl. XVI, fig. 4). Les passées grossières, montrent une base érosive, un granoclassement normal et des figures sédimentaires de type "HCS", composées de laminations obliques en auges et mamelons (Aigner, 1982; Moretti *et al.*, 1984; Guillocheau, 1991). Les passées plus fines sont bioturbées. Deux

microfaciès peuvent être différenciés sur base de leur contenu fossile et de leurs structures sédimentaires. Le premier correspond au matériel grossier granulaire et le second au matériel fin.

Packstones bioclastiques (K.8a)

Il s'agit de packstones à crinoïdes, bryozoaires, *Tubiphytes*, brachiopodes, foraminifères, algues, lamellibranches et *Diplospherina*. Les brachiopodes et lamellibranches présentent des valves disjointes et cassées, et contiennent parfois un sédiment relique. Les bioclastes sont fragmentés, micritisés et de taille variable (de 0,5 µm à plusieurs millimètres). Ce faciès contient des péloïdes et des intraclastes arrondis, de composition divers.

La grande variété taxonomique, la forte fragmentation des bioclastes, la présence de bases érosives, de "HCS", de granoclassement normal et le contact abrupt avec des sédiments autochtones fins témoignent de processus épisodiques de forte énergie assimilés à des tempêtes. Ce faciès, en association avec des HCS, se dépose sous la zone d'action des vagues de beau temps, en domaine d'offshore supérieur.

Mudstones à wackestones bioclastiques (K.8b)

Il s'agit de mudstones/wackstones à foraminifères, gastéropodes, brachiopodes, bryozoaires et ostracodes. Les gastéropodes, souvent fragmentés, sont encroûtés par des foraminifères. Les brachiopodes et ostracodes présentent des valves jointes ou désarticulées.

Les bioclastes sont mal classés, faiblement fragmentés et souvent micritisés. Leur taille varie de 2 mm à 4 cm.

L'importante composante micritique, l'aspect isolé et aléatoire des bioclastes se rapportent à des dépôts de faible énergie. Les bioturbations traduisent une lithification tardive et des taux de sédimentation faibles.

Mudstones/packstones à spicules d'éponges et/ou terrigènes (K.9)

Ce faciès apparaît en bancs lenticulaires décimétriques intercalés dans des marnes. Les bancs présentent une base érosive et sont constitués, depuis la base vers le sommet, par des packstones granodécroissants, puis des mudstones à éponges entières. Le toit est perturbé par de nombreuses bioturbations endogènes et horizontales, comblées par un sédiment où l'agencement des bioclastes est concentrique. Les structures sédimentaires sont représentées par des laminations obliques et plus rarement par des "HCS".

L'aspect microscopique montre une gradation progressive de la texture depuis des packstones jusqu'à des mudstones. Les packstones contiennent des spicules d'éponges, des brachiopodes à valves disjointes et fines, et des ostracodes (pl. XVI, fig. 6). Les spicules d'éponges siliceuses montrent des tailles de l'ordre de 0,1 mm.

Les bioclastes présentent une taille d'environ 125 µm et sont fortement fragmentés. La fraction terrigène est composée de quartz silteux et d'argiles, et représente 10 à 20% modal du sédiment. Les minéraux opaques sont abondants.

La base érosive des bancs, le granoclassement normal, les laminations obliques et les "HCS" témoignent de la forte énergie du milieu situé dans la zone d'action des tempêtes (Aigner, 1982; Moretti *et al.*, 1984; Guillocheau, 1991), en domaine d'offshore supérieur. Les granoclassements normaux et la base érosive des niveaux granulaires sont caractéristiques des "storm graded layers" (Aigner, 1982). Les mudstones à éponges entières, bien conservées et non transportées, correspondent à des périodes de décantation. Les éponges et les organismes provoquant les

bioturbations ont prospéré dans des domaines de faible énergie à taux de sédimentation peu élevé.

Calcaires bioclastiques à grands crinoïdes et spicules d'éponges (K.10)

Ce faciès est représenté par des bancs calcaires bioclastiques, tabulaires à lenticulaires, millimétriques à centimétriques, et également par des lits d'accumulation bioclastique non consolidés. Certains de ces bancs calcaires sont caractérisés par des laminations planes et d'angle faible, un granoclassement normal et plus rarement par des bases érosives (microfaciès K.10a). Le sommet des bancs est souvent perturbé par de nombreuses bioturbations. Trois microfaciès peuvent être individualisés :

Wackestones-packstones bioclastiques (K.10a)

Il s'agit de wackestones et packstones à spicules d'éponges, crinoïdes et, accessoirement, à brachiopodes, foraminifères, bryozoaires et ostracodes. Les spicules d'éponges siliceuses (de type monoaxone et triaxone) de grande taille (0,25 à 2 mm), conservent un canal interne, et appartiennent aux Hexactinellidae. Les échinodermes, pluri-centimétriques, sont altérés, souvent fragmentés et micritisés.

Les bioclastes sont moyennement classés et fortement fragmentés. Ils sont parfois associés à des endoclastes. Ils sont légèrement inclinés par rapport au plan de stratification. Leur taille varie de 0,5 à 5 mm.

La fraction terrigène représente 5% modal du sédiment. Elle est composée de grains silteux de quartz, xénomorphes, de rares feldspaths et de paillettes de mica. Des grains de phosphate, de glauconite et des minéraux opaques sont dispersés dans la matrice micritique.

Les packstones et wackestones à contenu fossile varié, désorienté et fragmenté, témoignent du transport des bioclastes. Les laminations planes d'angle faible, la granodécroissance et les bases érosives indiquent des conditions de forte énergie du milieu situé dans la zone d'action des tempêtes. Leur situation géométrique par rapport au complexe bioconstruit, et leurs structures sédimentaires, renseignent sur l'influence des tempêtes dans un milieu marin d'offshore supérieur. La composante terrigène souligne la présence d'une source d'apport probablement continentale.

Wackestones-packstones à crinoïdes (K.10b)

Il s'agit de wackestones et packstones à crinoïdes, spicules d'éponges, brachiopodes, lamellibranches et bryozoaires, et de rares endoclastes subanguleux. Les entroques peuvent apparaître fragmentées, désarticulées et plus rarement jointives. Elles présentent un bon état de conservation, sont faiblement micritisées et leur diamètre moyen varie de 0,5 mm à 2 cm.

Les bioclastes sont orientés parallèlement au plan de stratification. La lamination frustre du sédiment est perturbée par une intense bioturbation.

La fragmentation des bioclastes et la désarticulation des entroques témoignent du transport des bioclastes. Toutefois, l'abondance de matrice micritique indique un lessivage faible dans un milieu de dépôt calme. L'orientation unidirectionnel des entroques et des bioclastes, l'association avec des dépôts d'énergie variable, et la présence de ce faciès sur les pentes des bioconstructions permettent de proposer une hypothèse d'écoulements turbides. Les événements de forte énergie sont séparés par des épisodes de calme relatif, intensément bioturbés.

Niveaux d'accumulations bioclastiques (K.10c)

Ce faciès se différencie des deux précédents par son aspect non cimenté et ses bioclastes de grande taille. Le biofaciès comprend des crinoïdes à entroques jointives et de rares brachiopodes. Les

tiges de crinoïdes, entières, apparaissent allongées dans le plan de stratification et imbriqués. Ces tiges de crinoïdes peuvent atteindre 20 cm pour les plus longues et un diamètre de 1 à 1,5 cm. De rares brachiopodes, à valves jointes, sont désorientés dans le plan de stratification.

L'aspect imbriqué, l'orientation unidirectionnelle des tiges entières allongées dans le plan de stratification, et la bonne conservation des crinoïdes témoignent du faible transport des bioclastes. L'accumulation de tiges de crinoïdes suivant un même horizon pourrait être attribuée à des écoulements de pente ou au dépôt sur place des colonies d'échinodermes. La présence du microfaciès sur les flancs des bioconstructions permet de soutenir l'hypothèse d'un écoulement gravitaire et d'une accumulation à proximité immédiate an aval de la pente. La forte concentration de crinoïdes et leurs écoulements de pente ("fossil lagerstätten", *sensu* Kidwell, 1991b), reflètent l'existence de crinoïdes autour ou sur les flancs de la bioconstruction (Bridges, 1988). L'environnement favorable à la conservation de ces entroques entières et jointives intercallées entre des marnes semble correspondre à un domaine situé sous la zone d'action des vagues de beau temps (offshore supérieur), mais dans la zone d'action des tempêtes.

Argilites à brachiopodes et lamellibranches (K.11)

Les argilites sont verdâtres à brunâtres, silteuses, et se débitent en plaquettes. Elles montrent localement des passées de grainstones à packstones, ou bien des lits coquillers d'épaisseurs millimétriques à centimétriques.

Les brachiopodes et les lamellibranches sont très abondants, présentent un très bon état de conservation et leurs valves sont jointes, lorsqu'ils sont dispersés dans les argilites, ou désarticulés dans les lumachelles. Les brachiopodes sont représentés par de nombreuses espèces, telles que *Rhynchopora, Diclasma* et *Terebratula.* Dans les lits d'accumulation bioclastique, ils sont associés à des fragments (de taille entre 0,25 et 5 mm) de *Tubiphytes*, algues phylloïdes, foraminifères et bryozoaires.

La bonne conservation taphonomique des fossiles dans les argilites et leur faible taux de fragmentation témoignent de la faible énergie du milieu de dépôt. Par contre, les lits coquillers à brachiopodes et bioclastes divers témoignent de l'influence de processus de transport hydrodynamique épisodique dans un milieu normalement calme, de fonds argileux à faune benthique d'offshore supérieur.

Marnes vertes (K.12)

Ce faciès correspond à des marnes vertes homogènes bioturbées par des traces horizontales. Le biofaciès est composé d'éponges entières, de tiges de crinoïdes et de quelques brachiopodes. Ces organismes présentent un bon état de conservation et peuvent montrer une taille de plusieurs centimètres. Les éponges et les crinoïdes, aplatis, sont souvent imbriqués. Ce faciès est fréquemment associé au faciès K.10, avec lequel il alterne selon un rapport d'épaisseur de 1/5 à 1/1.

Les marnes à fossiles entiers et bien conservés correspondent à un milieu de faible énergie, colonisé par des organismes détritivores et fouisseurs, et des éponges entières. Ces marnes semblent s'être déposées dans un domaine d'offshore. Le taux de sédimentation semble être réduit (cf. bioturbation), et la fraction terrigène des marnes déposée par décantation. La forme aplatie des éponges est attribuée à la compaction.

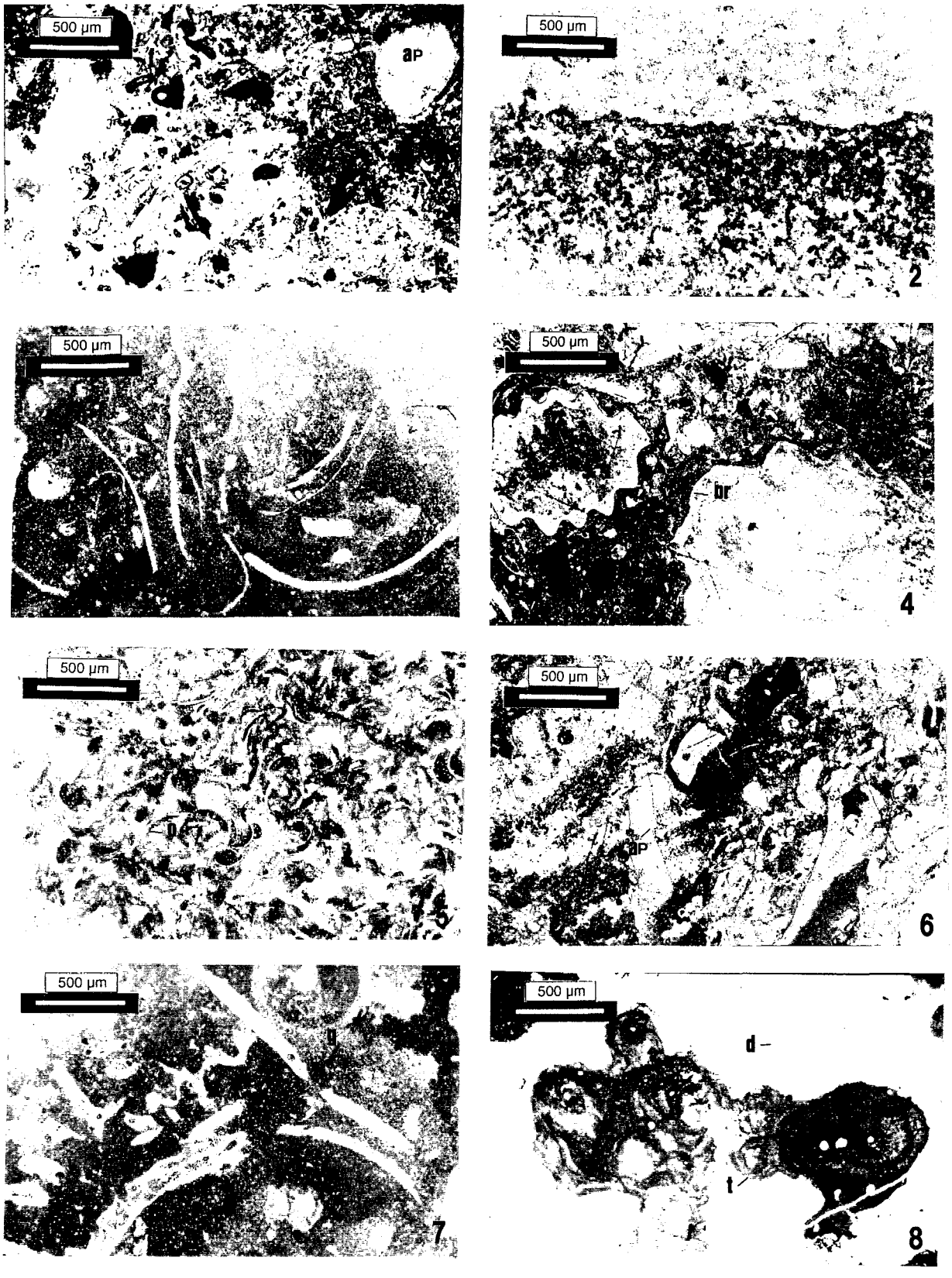


Planche photographique XV : bioconstruction de Ryabinov/Nizhne-Irginsk

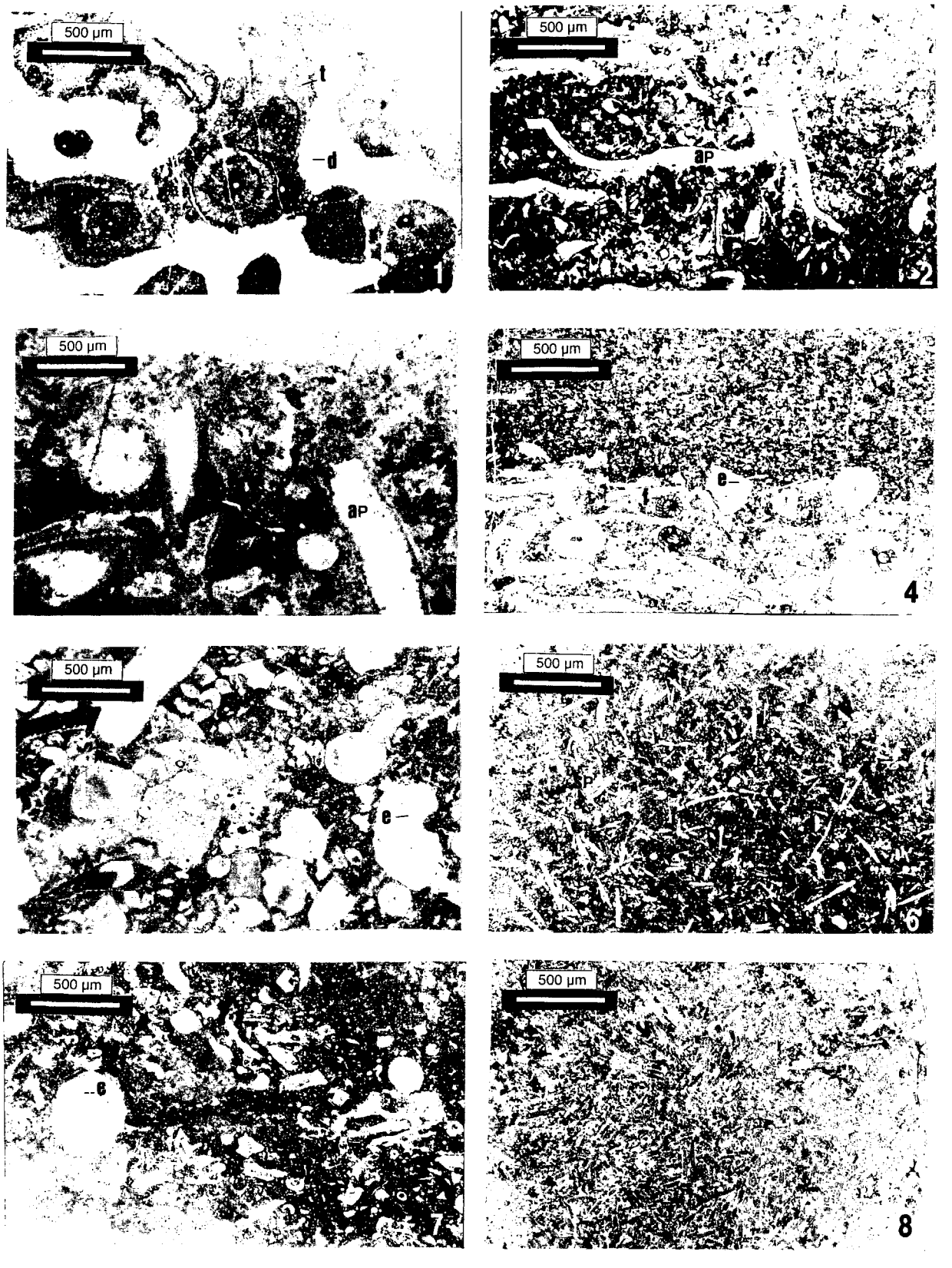


Planche photographique XVI : bioconstruction de Ryabinov/Nizhne-Irginsk

Analyse du partitionnement des faciès

La synthèse des faciès des bioconstructions de Ryabinov et de Nizhne-Irginsk est reprise sur la figure 5.24. Le diagramme de partitionnement des faciès montre les variations d'énergie en fonction du caractère proximal-distal des faciès. Il permet d'insister sur l'abondance des faciès bioconstruits dans ce secteur de la plate-forme, essentiellement sous la zone d'action des vagues de beau temps. L'ensemble des faciès s'articulent entre la limite inférieure d'action des vagues de beau temps et la limite inférieure d'action des tempêtes. Ce diagramme montre l'abondance relative des faciès bioconstruits par rapport aux faciès non bioconstruits, mais également la proportion relative des différents faciès. Les faciès bioconstruits sont représentés, par ordre d'abondance croissante, par des :

- platestones à algues phylloïdes,
- bindstones à *Tubiphytes, et*
- bafflestones à bryozoaires et éponges.

Les faciès non bioconstruits sont représentés par des packstones à mudstones correspondant à des environnements situés dans la zone d'action des vagues de beau temps et/ou dans la zone d'action des tempêtes. Ces faciès correspondent respectivement aux domaines les plus proximaux et les plus distaux de la plate-forme. Enfin, la juxtaposition des faciès montre la connection existante entre les différents faciès et insiste sur leur mode de transition.

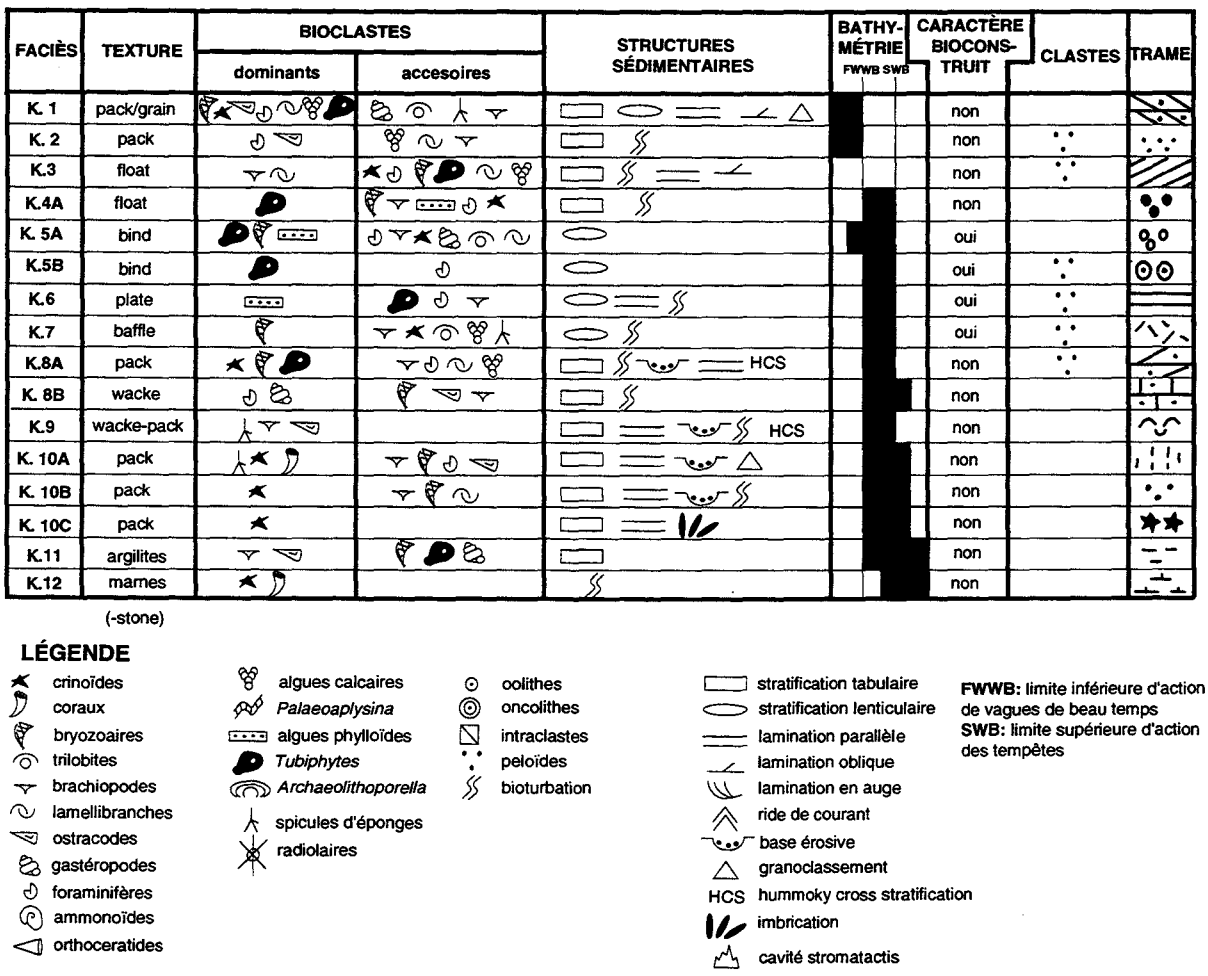


Fig. 5.24 : Synthèse de l'ensemble des faciès définis pour les édifices bioconstruits d'âge Artinskien supérieur. K : Krasno-Ufimsk.

Fig. 5.24: Simplified sketch illustrating facies relationships in the Artinskian buildups. K: Krasno-Ufimsk.

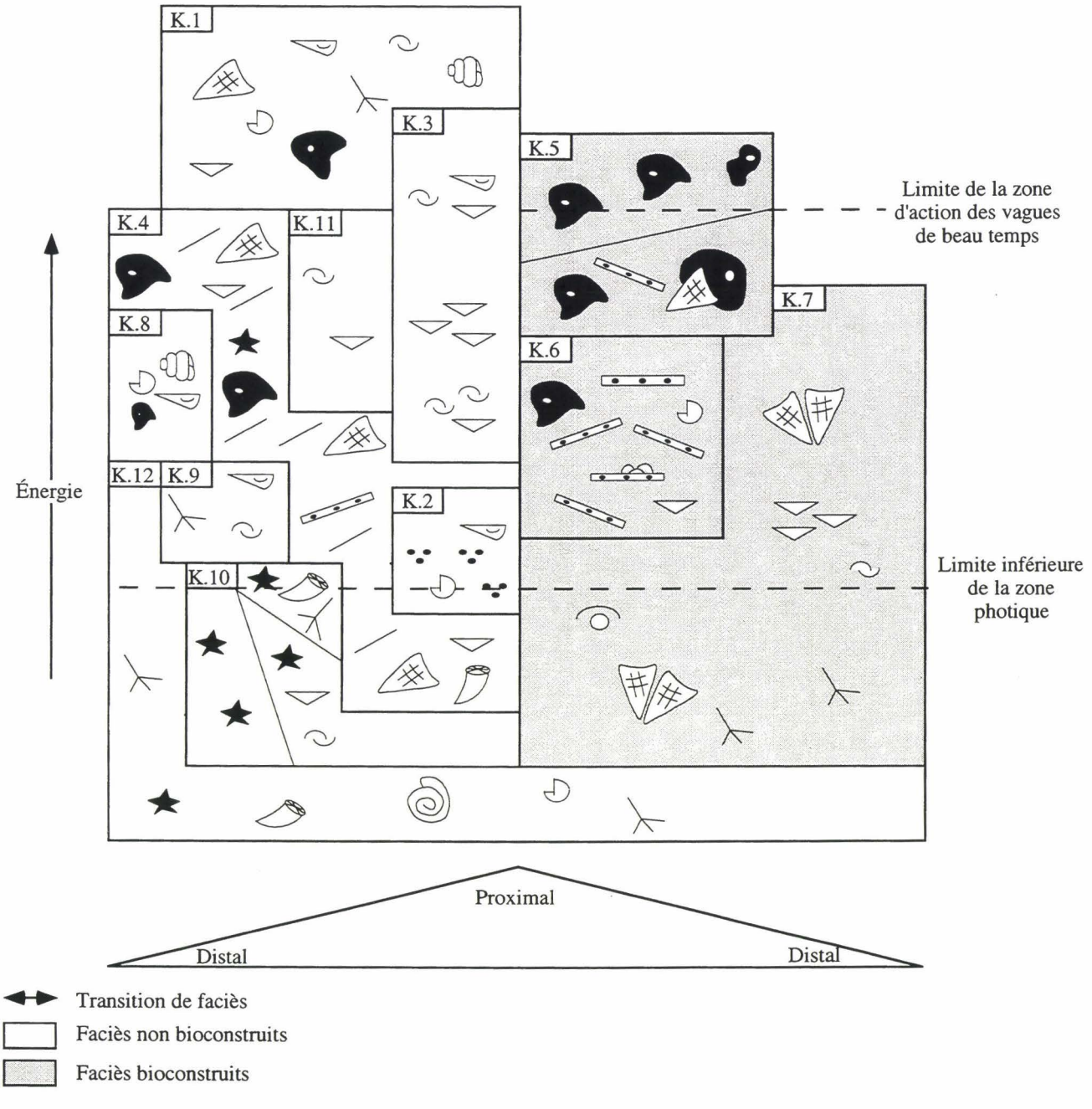


Fig. 5.25 : Plan de distribution des faciès de la famille de bioconstructions d'âge Artinskien supérieur; en abscisse suivant le caractère proximal-distal des faciès, et en ordonnée suivant les facteurs limitants de la plate-forme (la limite inférieure d'action des vagues de beau temps, la limite inférieure d'action des tempêtes et la limite de la zone photique). Chaque boîte représente un faciès et leur taille correspond à l'abondance relative des faciès. La zone de recouvrement entre les différents faciès correspond au domaine de transition entre deux faciès.

Fig. 5.25: Distribution plan of the upper Artinskian buildup facies. Horizontal axis represents proximal/distal character and vertical axis the relative water depth with fair-weather wave base and photic zone limitis as reference. The box areas are approximately proportional to the relative abundance.

5.3 Paléoécologie, séquentielle, géométrie et paléoenvironnements des bioconstructions de Ryabinov

5.3.1 Paléoécologie

- Associations fossiles

Les bioconstructions de Ryabinov sont composées de trois associations fossiles qui s'organisent au sein de plusieurs successions écologiques.

(1) Association fossile à éponges (AF.1) : cette association est composée d'éponges (représentées par des spicules siliceux), associées à des organismes endobiontes et, localement, des crinoïdes, des trilobites et des bryozoaires désarticulés. Les spicules siliceuses sont attribués aux hexactinellides et démosponges, parmi ceux qui ont pu être déterminés en lame mince. Elle est reconnue dans les faciès K.9 et K.10.

La préservation des spicules, ou encore des éponges entières avec leur réseau interne, indique des conditions de faible énergie du milieu. Ces conditions évitent la fragmentation des organismes particulièrement fragiles. Les spicules d'éponges et les éponges entières sont caractéristiques de milieux boueux de faible énergie. Ce milieu est soumis aux seuls remaniements des endobiontes (bioturbations).

Les marnes renseignent sur l'importance du taux de sédimentation par décantation. Toutefois, le caractère filtrant des éponges et leur abondance confirment le faible taux de sédimentation. Ce milieux est également soumis aux remobilisations liées aux courants des tempêtes (faciès K.9/K.10). Les bryozoaires, les échinodermes et les trilobites désarticulés sont les éléments parautochtones transportés vers ce milieu de dépôt calme.

(2) Association à crinoïdes, éponges, brachiopodes et bryozoaires (AF.4) : elle est reconnue dans les faciès K.8 et K.10. Les crinoïdes qui la composent sont des organismes filtreurs et présentent une capacité de désarticulation rapide (Stemmerik, 1989).

Les calices des crinoïdes sont absents, mais leurs tiges peuvent être entières et couchées dans le plan de stratification, sans orientation particulière. Leur longueur atteint plus de 20 cm et leur diamètre dépasse 1 à 2 cm. Cette association témoigne d'un enfouissement rapide et/ou de l'absence d'énergie du milieu nécessaire à la conservation des tiges entières, des rayons des spicules et des frondes de bryozoaires. Leur désarticulation partielle renseigne sur leur faible transport. Leur accumulation sur les flancs des bioconstructions suggère qu'ils proviennent du sommet ou des flancs des bioconstructions par écoulements de pente, éventuellement provoqués par des tempêtes ou des instabilités de pente.

Cette association fossile se rencontre plus particulièrement dans la semelle des bioconstructions. La préservation de nombreuses entroques désarticulées et la diminution des tiges entières renseignent sur des conditions hydrodynamiques croissantes. L'abondance des crinoïdes et la présence de tiges entières favorisent l'hypothèse d'une source proche pour ces bioclastes.

(3) Association à bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches et spicules d'éponges (AF.5) : elle est reconue dans les faciès K.4, K.7 et K.8. Les bryozoaires sont associés à des brachiopodes et des lamellibranches à valves jointes. Les brachiopodes apparaissent sous forme de poches isolées entourées de bryozoaires. Ces poches peuvent être interprétées comme des cavités d'érosion formés à la surface de la bioconstruction, et colonisés au détriment du sédiment encaissant par des brachiopodes (Gutteridge, 1990). Les brachiopodes peuvent coloniser le substrat micritique et favoriser le développement de nouveaux taxons sur leurs coquilles, qui fournissent un substrat dur (Walker & Alberstadt, 1975). En effet, lors de leur phase de développement, les larves de bryozoaires profitent des particules rigides du sédiment pour se fixer. Par la suite, les bryozoaires filtrent et piègent le sédiment. Leurs frondes emprisonnent le sédiment en décantation, et protègent la matrice

d'une remobilisation ultérieure (Christopher, 1990).

La distribution éparse des bryozoaires ne facilite pas l'accumulation d'une grande quantité de matrice micritique. Il semble difficile d'évoquer la seule action des bryozoaires comme origine pour l'accumulation de matrice micritique (Schwarzacher, 1961; Troell, 1962; Cotter, 1965; Miller & Grayson, 1972; Gutteridge 1995). Les nombreuses éponges peuvent avoir participé en compagnie des bryozoaires au piégeage de matrice. Cette association fossile est caractérisée par une dominance d'organismes suspensivores.

En conclusion, l'activité des Fenestellidae stimulent l'édification des bioconstructions par leur rôle de filtration et leur capacité à piéger la matrice (Mc Kinney *et al.*, 1987). L'accumulation de matrice est également facilitée par la présence d'éponges et de brachiopodes.

- Successions écologiques

Dix successions écologiques ressortent de l'étude d'une coupe de référence représentative de la bioconstruction Ryab.4 (fig. 5.26), qui peut également être comparée aux bioconstructions Ryab.1, Ryab.2 et Ryab.3. Ces différentes successions écologiques peuvent être regroupées en deux types particuliers :

(1) les successions écologiques de type 1 caractérisées par le développement d'organismes filtrants et suspensivores, auxquels se superposent parfois des organismes liants et encroûtants (algues), et

(2) les successions écologiques de type 2, dans lesquelles les éponges s'associent aux bryozoaires.

Les successions écologiques individualisées, plus ou moins complètes, présentent des épaisseurs qui varient de 0,5 à 3 m. Elles montrent un agencement interne similaire à celui proposé par Walker & Alberstadt (1975). Les successions écologiques de type I sont composées d'une première phase de stabilisation à laquelle succède une colonisation par des échinodermes, des brachiopodes et des bryozoaires, qui correspondent à l'association fossile AF.4; la phase de diversification est caractérisée par des faciès bioconstruits (faciès K.7) dominés par des bryozoaires (AF.5); la phase de domination est composée, parfois, de voiles algaires qui envahissent le sédiment.

Les successions écologiques de type 2 sont composées d'une première phase de stabilisation-colonisation, à laquelle succède une diversification dominée par les bryozoaires et les spicules d'éponges (AF.5).

- Remplacements de communautés

L'homogénéité de la fonction de filtration exercée par les différents organismes de cette bioconstruction ne permet pas d'individualiser des remplacements majeurs dans l'agencement des successions écologiques (fig. 5.26). Cependant, trois unités de remplacement sont déduites de l'étude de l'ensemble de l'affleurement, et correspondent à l'enregistrement des successions écologiques des types 1 et 2 dans des contextes bioconstruits différents.

La première unité correspond à des successions écologiques de type I enregistrées dans un ensemble bioconstruit massif. La seconde unité de remplacement est caractérisée par des successions écologiques de type I et II, qui s'inscrivent dans des lentilles bioconstruites interrompues par des épisodes de décantation argilo-marneuse. La troisième unité de remplacement est constituée de successions écologiques de type II, correspondant à de petites lentilles bioconstruites.

L'étude paléoécologique de ces bioconstructions permet de souligner la domination du rôle filtrant et du mode d'alimentation suspensivore des organismes constructeurs (bryozoaires et éponges) qui participent à l'élaboration des bioconstructions de type Ryabinov. Ils sont associés à des échinodermes et des brachiopodes de rôle passif ("dwellers")

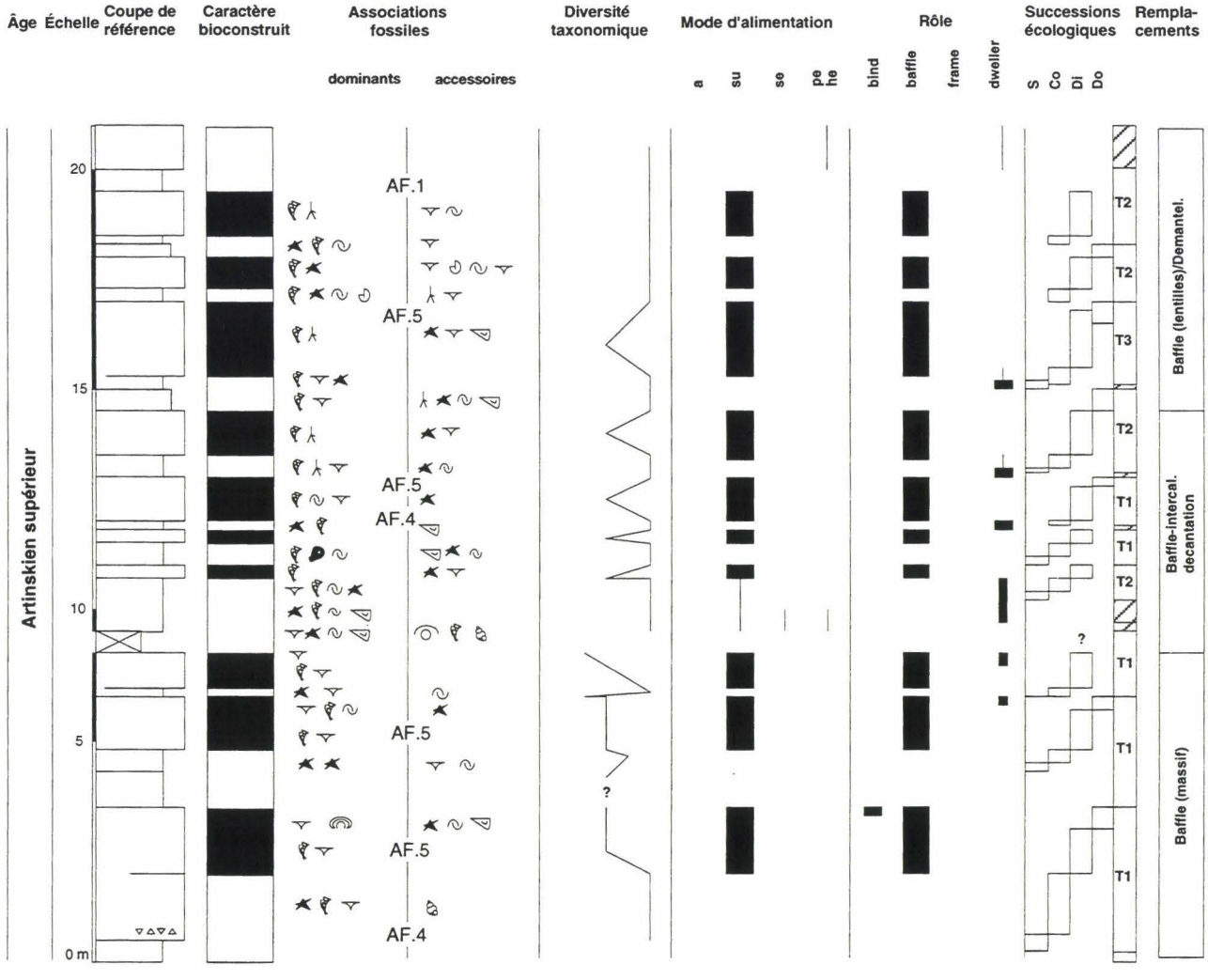


Fig. 5.26 : Schéma de synthèse des principaux caractères paléoécologiques de l'affleurement de Ryabinov; a, autotrophe; su, suspensivore; se, sédimentivore; pe, prédateur; he, herbivore; s, stabilisation; co, colonisation; di, diversification; do, domination.

Fig. 5.26: Simplified diagram exhibiting main paleoecological features described in the Ryabinov buildup complex: a, autotrophe; su, suspension-feeder; se, sediment-feeder; pr, predator and scavenger; he, herbivorous; seral stages: s, stabilisation; co, colonisation; di, diversification; do, domination.

5.3.2 Analyse séquentielle

La similitude dans l'organisation des dépôts entre les différentes bioconstructions permet de focaliser l'étude séquentielle sur l'une d'entre elles : Ryab.4. Cinq faciès y ont été individualisés (fig. 5.24), qui s'organisent en cinq unités génétiques (fig. 5.27).

- Unités génétiques

Les quatre premières (I à IV) correspondent aux parties bioconstruites de l'édifice et la dernière (V) aux faciès péri-récifaux adjacents.

Unité génétique I : son épaisseur varie de 2 à 5 m. Les limites qui la caractérisent sont parfois difficiles à individualiser. Ces unités présentent un caractère bioconstruit dominant (faciès K.7), interrompu par des floatstones à brachiopodes et bryozoaires (K.3 et K.4). Le passage d'un faciès bioconstruit à bryozoaires, situé sous la limite inférieure d'action des tempêtes, à un floatstone à brachiopodes, est attribué à une diminution de la profondeur vers des domaines situés dans la zone d'action des tempêtes.

Unité génétique II : son épaisseur varie de 2 à 5 m. Elle est caractérisée par une base érosive, attribuée à une surface de ravinement, et un sommet limité par une surface d'encroûtement (hardground). Elle présente un caractère bioconstruit dominant. Elle enregistre tout d'abord une tendance à l'approfondissement du milieu de dépôt, qui correspond au développement des faciès bioconstruits (K.7). Le passage des faciès bioconstruits d'offshore inférieur (K.7) à des faciès bioconstruits affectés épisodiquement par des processus de forte énergie (K.8), situé en domaine d'offshore supérieur, caractérise l'inversion de cette tendance et correspond à une diminution de la profondeur.

Unité génétique III : son épaisseur varie de 1 à 5 m. Elle repose sur des niveaux marneux et est limitée à son sommet par une surface d'encroûtement (hardground). Les marnes correspondent à un approfondissement par la suite compensé par l'installation des bryozoaires qui constituent les faciès bioconstruits (K.7). Le passage des faciès bioconstruits d'offshore inférieur aux faciès de milieux protégés, situés en arrière des bioconstructions, traduit une diminution de la bathymétrie. Le faciès K.2 est caractérisé par une augmentation progressive de la densité des bioturbations et des encroûtements.

Unité génétique IV : son épaisseur varie de 1 à 3 m. Elle est limitée en sa base et son sommet par des surfaces érosives, qui témoignent d'une interruption lors de la sédimentation. Le passage des faciès bioconstruits à bryozoaires et éponges (K.7), situés en domaine d'offshore inférieur, aux faciès de floatstones bioclastiques (K.4) d'offshore supérieur, puis aux faciès de packstones à grainstones bioclastiques (K.1/K.2) situés dans la zone d'action des vagues de beau temps, indique une diminution de la profondeur.

Unité génétique V : son épaisseur varie 0,2 à 1 m. Sa base correspond à des niveaux marneux et son sommet, bioturbé, correspond à un arrêt de la sédimentation. Les marnes d'offshore inférieur sont surmontées par des faciès grenus bioclastiques (K.10b et K.10c) d'offshore supérieur. Cette évolution traduit une diminution de la profondeur qui s'achève par une surface encroûtée (hardground).

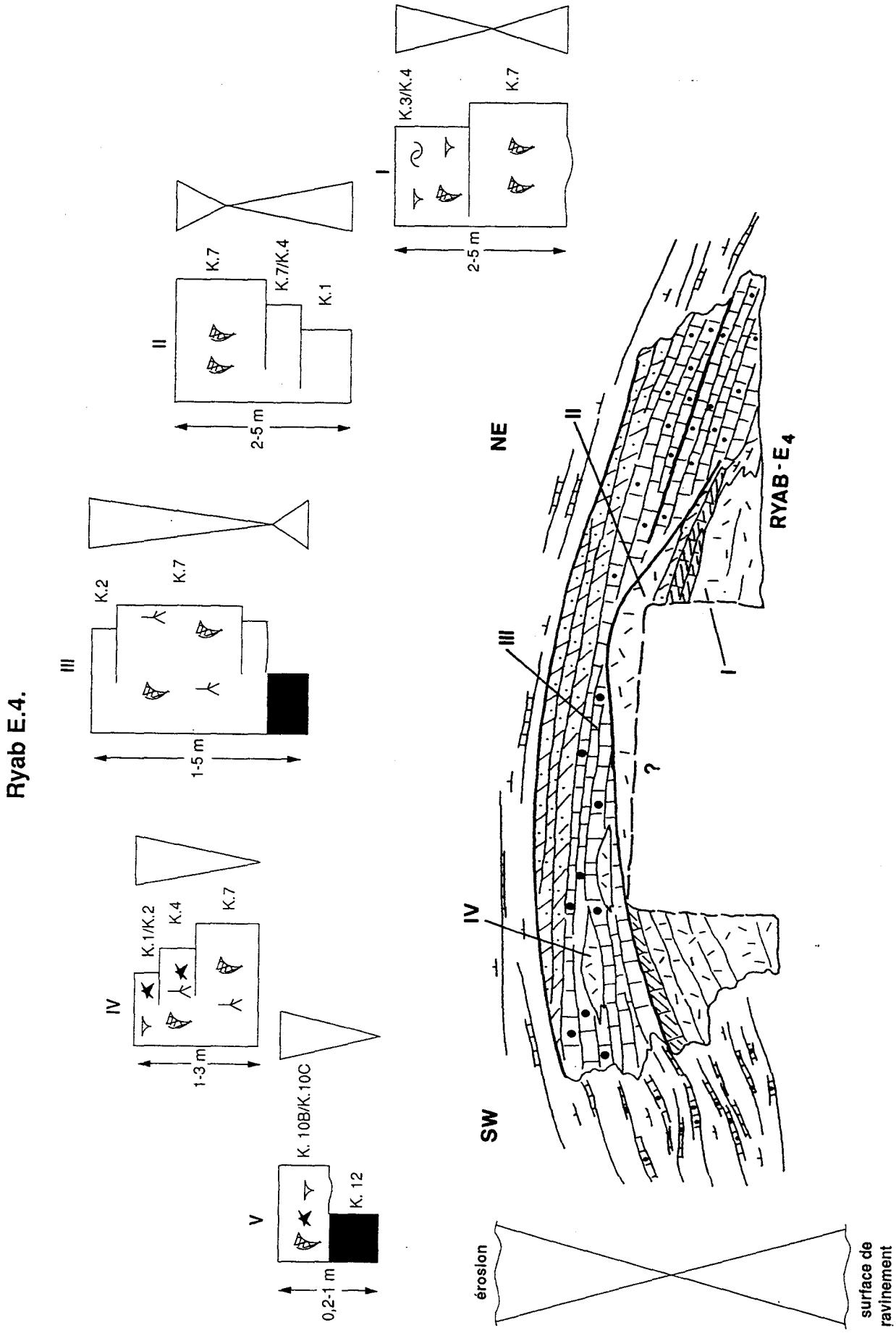


Fig.5.27 : Organisation séquentielle de la bioconstruction Ryab.4; distribution des unités génétiques et des séquences.
Fig. 5.27: Sequential framework of the Ryabinov buildup (Ryab.4); succession and location of genetic units.

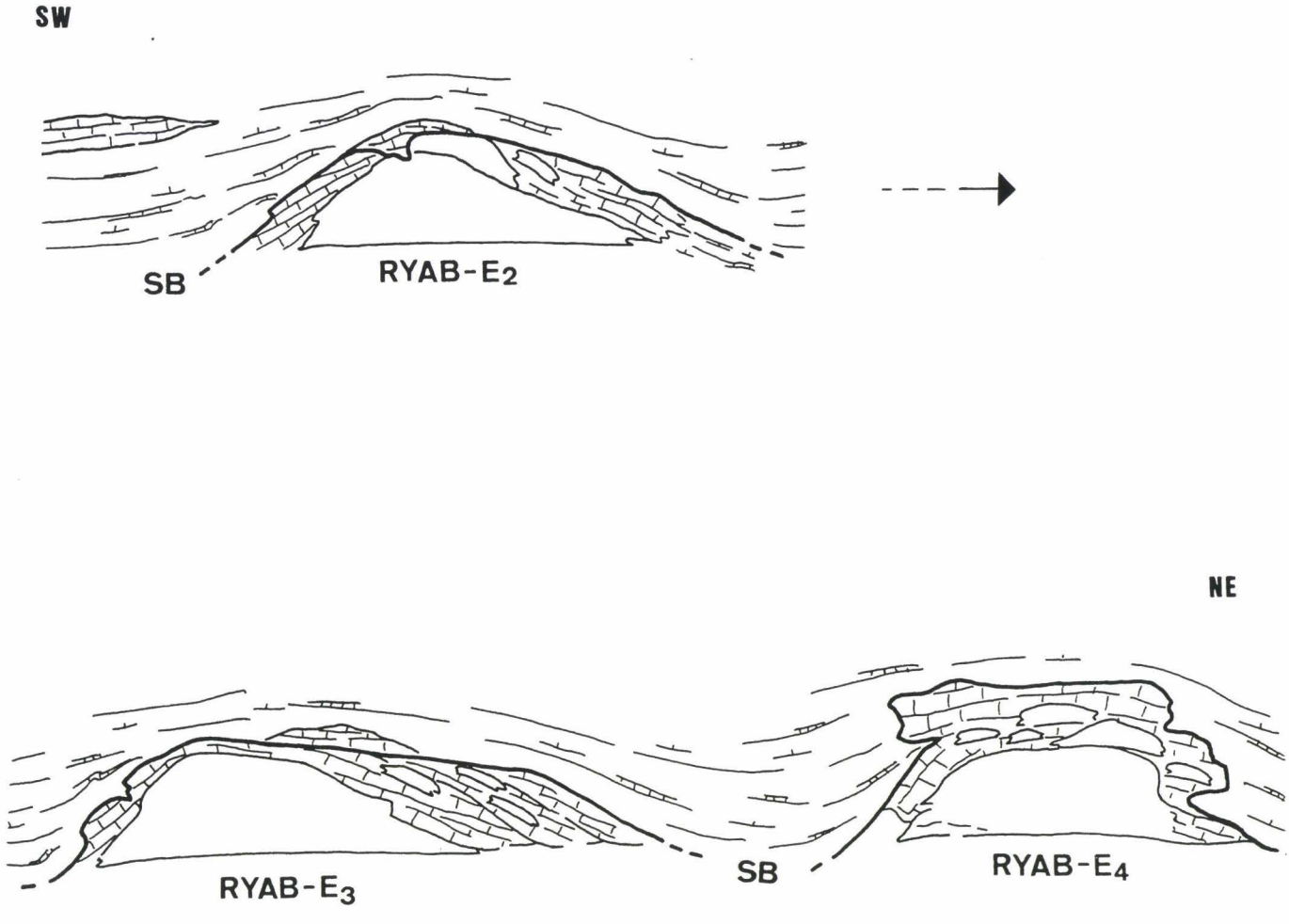


Fig. 5.28 : Schéma de corrélation entre les édifices Ryab.2, 3 et 4, qui montrent le même agencement séquentiel, ces édifices sont recouverts par une importante discontinuité.
Fig. 5.28: Sketch showing relationship among Ryabinov buildups, which are overlain by a discontinuity.

- Eléments architecturaux et séquences de dépôt

Les unités génétiques décrites précédemment s'empilent pour former des éléments architecturaux. Deux éléments architecturaux ont été individualisés.

Le premier, d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, est constitué à la base par un ensemble calcaire marneux composé de packstones bioclastiques (faciès K.1, K.4), qui correspond à la semelle de la bioconstruction. Cette semelle est surmontée de faciès bioconstruits à bryozoaires. Cet élément architectural est composé des unités génétiques de type I et II, et présente un caractère rétrogradant.

Le second élément architectural est séparé du premier par une surface d'inondation maximum, qui correspond à un niveau de marnes vertes intercalé entre les faciès carbonatés. Il est constitué des unités génétiques de type III et IV, qui s'étendent latéralement en une tendance progradante. Cette progradation est soulignée par la migration dominante des corps sédimentaires vers le NE. La polarité de migration des corps progradants peut, cependant, être variable et s'effectuer selon plusieurs directions. Il recouvre l'élément architectural sous-jacent et en dépasse les limites d'extension latérale. Cet élément architectural est limité au toit par une surface de discontinuité, caractérisée par la présence d'un niveau bioclastique et terrigène grossier. Le toit des bioconstructions Ryab.2 et 3 est également limité par une discontinuité érosive et surmontée d'un niveau brèchique (fig. 5.29). Le caractère progradant est particulièrement bien individualisé pour les bioconstructions Ryab.2 et 3 (fig. 5.28), où la direction de progradation dominante est également orientée vers le NE.

Ces deux éléments architecturaux s'assemblent pour former une séquence de dépôt limitée en sa base et son sommet par deux surfaces de discontinuité, respectivement ravinante et érosive. Cette séquence présente une épaisseur de 30 m.

Le domaine péri-récifal est constitué d'unités génétiques de type V (fig. 5.27). L'augmention verticale du rapport marne/calcaire est interprété comme un approfondissement du milieu de dépôt qui passe progressivement sous la limite inférieure d'action des tempêtes (faciès K.12). Cette tendance correspond à l'élément architectural rétrogradant du domaine bioconstruit Ryab.4.

Ensuite, le rapport marne/calcaire s'inverse et traduit le retour vers des conditions d'énergie élevée et épisodique. Cette tendance enregistre une diminution de la bathymétrie et le passage dans la zone d'action des tempêtes (K.9 et K.10). Elle correspond à l'élément architectural progradant du domaine bioconstruit Ryab.4.

Corrélation entre les différentes bioconstructions de Ryabinov

L'orientation des bioconstructions suivant une direction NE-SW est différente de l'orientation N-S théorique de la bordure orientale de la plate-forme russe. La continuité stratigraphique entre les différents édifices est mis en évidence à l'affleurement. Le toit de l'édifice Ryab.2 passe latéralement via des marnes au toit de l'édifice Ryab.3. Les marnes, qui surmontent ces deux édifices, les recouvrent de façon identique en "onlap". Les édifices Ryab.3 et Ryab.4 sont séparés par plus de 1 km de marnes, couvertes localement par la végétation. Le toit de Ryab.4 semble correspondre à celui de l'édifice Ryab.3, si l'on tient compte de l'horizontalité de la stratification entre les deux édifices. La relation entre ces différents édifices semble conforter leur position suivant un axe NE-SW.

Le découpage séquentiel permet de conforter ces relations géométriques. Pour les édifices Ryab.2 et Ryab.3, il fait également apparaître une séquence de dépôt du troisième ordre. Ces séquences diffèrent de celle de l'édifice Ryab.4, par le mode d'agencement des unités génétiques et l'aspect des surfaces de discontinuité.

- Les bioconstructions Ryab.2 et Ryab.3 se situent légèrement en retrait par rapport à la bioconstruction Ryab.4 en direction de la plate-forme russe comme l'indique leur caractère progradant bien marqué, et leurs discontinuités sommitales érosives mieux individualisées.

Les bioconstructions Ryab.2 et Ryab.3 se seraient formées dans un milieu de dépôt plus proximal que celui de la bioconstruction Ryab.4

- Cette dernière bioconstruction (Ryab.4) est caractérisée par des déformations synsédimentaires, associées à des instabilités de pente.

- La bioconstruction Ryab.1 se situe au SW des bioconstructions précédentes, dans un niveau stratigraphique inférieur (au niveau de la voie ferrée I). Cependant, elle présente pourtant un agencement séquentiel identique à celui des trois bioconstructions précédentes.

En conclusion, la position plus occidentale du bioherme Ryab.1 souligne une migration vers le NE des biohermes Ryab.2, Ryab.3 et Ryab.4, ce qui témoigne d'une progradation de l'ensemble des dépôts bioconstruits vers le bassin.

5.3.3 Géométrie

La géométrie des bioconstructions de Ryabinov est déduite, d'une part, de l'étude de la répartition des faciès à l'affleurement (édifices Ryab.1 et 2; fig. 5.29) et, d'autre part, de l'étude de plusieurs coupes verticales et horizontales levées au sein d'une troisième bioconstruction (Ryab.4). Les coupes levées en domaine péri-récifal (édifice Ryab.3 et un secteur entre les édifices Ryab.3 et Ryab.4) permettent de replacer ces bioconstructions dans leur contexte paléoenvironnemental et d'améliorer la compréhension de leur formation (fig.5.29).

- Modèle Géométrique des corps bioconstruits

Trois corps géométriques ressortent de l'étude des bioconstructions Ryab.1, Ryab.2, Ryab.3 et Ryab.4 (fig. 5.29), et permettent de reconstituer un modèle géométrique (fig. 5.30) :

"Semelle"

La base des bioconstructions (édifices Ryab.1, 2 et 4) est généralement représentée par des faciès de wackestones, qui passent progressivement à des grainstones et packstones bioclastiques, enrichis en crinoïdes (K.2b). L'épaisseur de ces niveaux bioclastiques est rarement supérieure à plus de 2 à 3 m. Ces faciès sont généralement attribués à des environnements de forte énergie déposés dans la zone d'action des vagues de beau temps. Les faciès bioconstruits sont souvent absents de ce niveau, où ils apparaissent sous forme de petites lentilles centimétriques. Ces faciès sont assimilés à une "semelle bioclastique" sur laquelle se développent les faciès du coeur de la bioconstruction. La semelle des bioconstructions appartient à l'élément architectural rétrogradant de la séquence de dépôt (voir paragraphe 4.2).

Edifice bioconstruit : "coeur"

Cet ensemble est caractérisé par des faciès bioconstruits qui apparaissent en lentilles mal stratifiées, qui se superposent et forment des "saccoliths" (*sensu* Smith, 1981) ou "calliptra" (*sensu* Luchinina, 1973). Chaque lentille correspond à une unité génétique. L'association des différentes lentilles constitue une structure de type biohermale. Les faciès bioconstruits, à bryozoaires dominants (faciès K.10), constituent le coeur des bioconstructions et agradent verticalement. Latéralement, les flancs des bioconstructions sont caractérisés par des faciès de wackestones à floatstones bioclastiques (faciès K.7) et à brachiopodes (faciès K.6).

Les flancs des bioconstructions présentent parfois des structures d'affaissement (affleurement Ryab.4, coupe Ryab.4.1; fig. 5.31), caractérisées par :

(1) des strates inclinées par rapport à l'horizontale de plus de 60 degrés; et

(2) des strates glissées et recouvertes par des niveaux continus de marnes qui pénètrent en "onlap" dans la structure bioconstruite.

Pour expliquer la dynamique de mise en place des blocs ou loupes de glissement, il faut probablement recourir à une instabilité d'origine tectonique synsédimentaire ou à un effondrement local d'une partie de la marge bioconstruite.

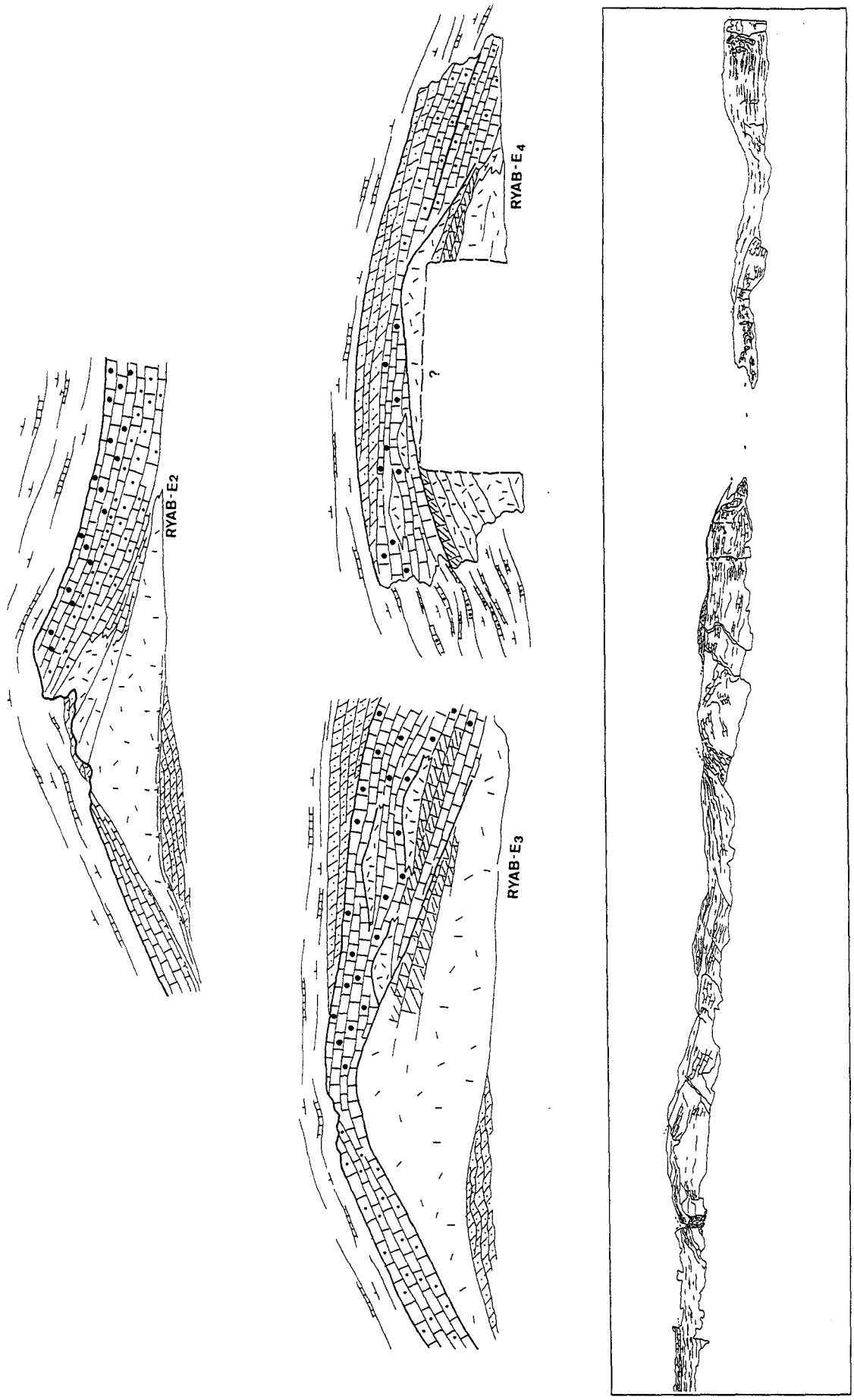


Fig. 5.29 : Schéma de répartition des faciès au sein des bioconstructions Ryab.2, Ryab.3 et Ryab.4 (Ryab.2 modifié de Eichenseer & Jaudet, 1993), et localisation des différentes bioconstructions sur un axe NE-SW (Oural central, Russie).
Fig. 5.29: Facies distribution in the Ryab.2, Ryab.3 and Ryab.4 buildups (Ryab.2 modified from Eichenseer & Jauder, 1993), and location of buildups in a NE-SW alignment (central Urals).

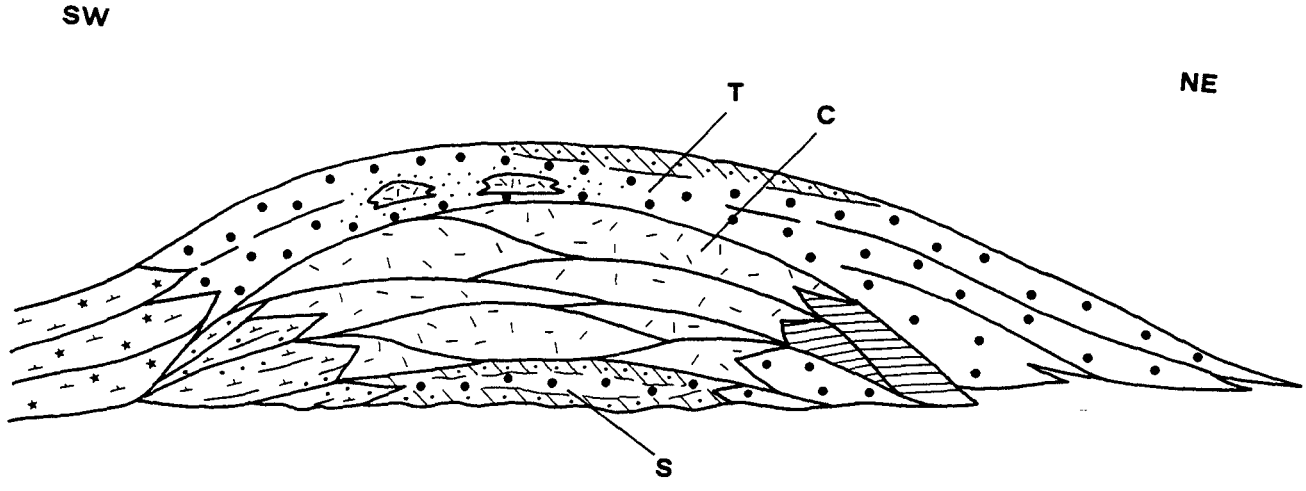


Fig. 5.30 : Reconstitution géométrique des bioconstructions de type Ryabinov; modélisation; S, semelle; C, coeur, T, toit.
Fig. 5.30: Geometrical reconstruction of the Ryabinov buildups; S, sole; C, nucleus; T, uppermost part.

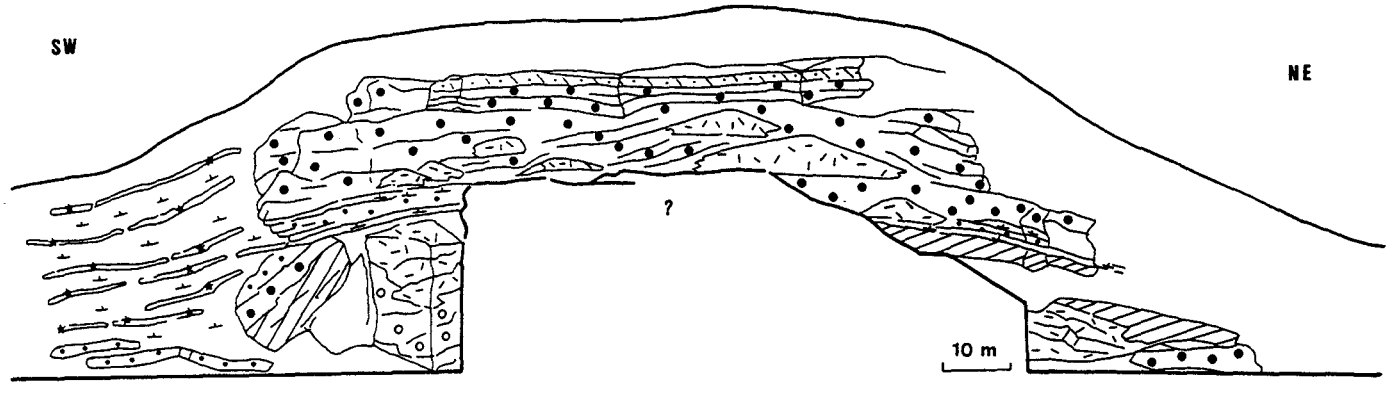


Fig. 5.31 : Schéma orienté suivant une polarité NE-SW, reprenant la distribution détaillée des faciès au sein de la bioconstruction Ryab.E.4, et montrant des structures d'affaissement (Ryabinov; Oural central, Russie).
Fig. 5.31: Schematic NE-SW cross-section of the Ryab.E.4 buildup showing lateral and vertical facies relationships.

Edifice bioconstruit : "toit"

Ce niveau est séparé du précédent par 10 à 15 cm de marnes vertes, qui recouvrent l'ensemble de la bioconstruction (édifice Ryab.4), ou encore par un changement brusque de la répartition des corps sédimentaires (édifices Ryab.1 et 2).

Les faciès bioconstruits deviennent moins importants et apparaissent sous forme de petites lentilles décimétriques de 1 à 5 m d'extension latérale. Ces petites lentilles bioconstruites représentent des petits biostromes, et localement des biohermes. Elles sont composées de bryozoaires et de spicules d'éponges (K.10). Les lentilles bioconstruites alternent avec des faciès de floatstones et packstones bioclastiques (K.7), et plus rarement avec des wackestones intensément bioturbés (K.5).

Les lentilles progradent désormais vers le NE (édifice Ryab.2). Ce caractère est confirmé par l'étude d'une coupe horizontale (édifice Ryab.4, coupe Ryab.4.3), qui montre l'agencement latéral des petits biostromes, associés à des faciès non bioconstruits, granulaires, bioturbés et boueux. Ces derniers dominent sur les flancs de la bioconstruction.

Le sommet de l'édifice est caractérisé par la présence de bancs stratifiés carbonatés constitués de packstones à grainstones (K.2b), déposés dans la zone d'action des vagues de beau temps.

- Géométrie des domaines périphériques non bioconstruits

Le domaine périphérique est constitué de marnes vertes, ou encore, d'ensembles carbonatés stratifiés non bioconstruits :

Les marnes vertes sont généralement intercalées entre des niveaux carbonatés d'épaisseur décimétrique. Elles appartiennent à la suite Dyvuisk et contiennent, d'après Chuvashov & Dyupina (1973), Chuvashov (1979) et Chuvashuov *et al.* (1990), des ammonoïdes datés de l'Artinskien supérieur (*Artinskia* sp., *Meddlicottia orbignyana, Paragastrioceras karpinskii, Paragastrioceras ellipsoidale* et *Uraloceras* sp.), des coraux rugueux (*Plerophyllum tenuiseptatum, Plerophyllum* cf. *exeptatum, Plerophyllum* cf. *artiensis, Lytvolasma* sp. et *Amplexocarinia* sp.), et des crinoïdes (*Hemistreptacron, Streptostomocrinus, Monobrachiocrinus, Proindocrinus, Sundacrinus* et *Halysiocrinus*).

Les niveaux carbonatés peuvent être attribués à différents processus d'énergie et environnements de dépôt :

(1) les niveaux carbonatés ou marneux, riches en bioclastes et particulièrement en tiges de crinoïdes (K.13b et K.13c), situés sur les flancs des bioconstructions ou à proximité, peuvent être attribués à des coulées de pente ("debris flow");

(2) les niveaux carbonatés, situés à une certaine distance des édifices bioconstruits, et généralement localisés dans les marnes vertes qui recouvrent latéralement ces mêmes bioconstructions (entre les édifices Ryab.2 et 3), enregistrent des dépôts de tempêtes (K12 et K.13a).

Le schéma de la fig. 5.29 permet de tracer les relations géométriques entre les domaines périphériques non bioconstruits et les différentes bioconstructions :

(1) Les marnes recouvrent en "onlap" les édifices bioconstruits (édifices Ryab.2 et 3), et passent latéralement à des faciès de tempêtes (coupe PR.1). Ces marnes sont postérieures à la mise en place des dépôts bioconstruits.

(2) Les flancs carbonatés des édifices passent latéralement à des marnes (édifice Ryab.4). La sédimentation des niveaux marneux est contemporaine de la croissance de la bioconstruction et correspond aux faciès péri-récifaux.

(3) Certains niveaux marneux pénètrent au sein des édifices bioconstruits et maintiennent une continuité variable au sein des bioconstructions (édifice Ryab.4). La sédimentation des marnes est dès lors contemporaine des dépôts bioconstruits.

Synthèse

Les bioconstructions de Ryabinov forment des biohermes, "reef mounds" (Tucker & Wright, 1990) ou "knoll reefs" (Lees, 1961; Wilson, 1975) d'épaisseur décamétrique. La zonation des faciès observée dans les bioconstructions de l'Oural se rapproche de celle proposée par Lees & Miller (1985) pour les monticules waulsortiens (Carbonifère inférieur).

La semelle et le coeur des bioconstructions s'inscrivent au sein d'un élément architectural rétrogradant, qui se développent en période de hausse continue du niveau marin relatif. Les faciès bioconstruits se mettent en place en régime de "keep-up" (Neumann & Macintyre, 1985). De plus, le rapport marne/calcaire augmente en période de hausse du niveau marin relatif pour les domaines péri-récifaux. Le maximum de hausse est atteint lorsque la bioconstruction est ennoyée et recouverte d'une couche de 10 à 20 cm de marnes.

Le toit des bioconstructions rattrape le niveau marin et prograde. Ces progradations correspondent à des périodes de haut niveau marin relatif, lorsque le taux d'accrétion organique compense le taux de variation relative de niveau marin et le dépasse. L'organisation des unités génétiques qui caractérisent ce cortège progradant correspond à une stratégie de type "catch-up" (Neumann & Macintyre, 1985). Le rapport marne/calcaire chute en période de haut niveau marin relatif pour les domaines péri-récifaux. Les surfaces d'érosion au toit des bioconstructions sont attribuées à des épisodes de chute du niveau marin relatif, ce qui provoque l'arrêt de croissance des bioconstructions.

5.4.4 Paléoenvironnements de dépôt

Les bioconstructions de Ryabinov sont délimitées à l'est par un bassin profond d'avant pays, et à l'ouest par les dépôts de la plate-forme russe. Les biohermes de Ryabinov forment une barrière discontinue qui s'élève en bordure de pente. Cette bordure est affectée par un grand nombre de fractures et failles synsédimentaires. Ces édifices sont alignés suivant une bande étroite de direction NE-SW, et sont intercalés par des marnes. Les biohermes sont caractérisés par :

(1) la présence de glissements synsédimentaires de pente et de basculement de blocs sur les flancs des bioconstructions;

(2) l'absence de faciès lagunaires ou côtiers. Cette absence est attribuée au développement des bioconstructions sur une pente en position distale par rapport à la côte. Les dépôts côtiers se situent au nord-ouest des dépôts bioconstruits (Chuvashov, 1981); et

(3) la présence, simultanée, de faciès turbiditiques et d'olistostromes dans le bassin d'avant-pays (ICPW.P, 1991).

L'application d'un modèle sédimentaire dépend des dimensions du secteur étudié. Le domaine étudié des bioconstructions de Ryabinov présente une extension restreinte de quelques kilomètres de mètres suivant un profil NE-SW. L'absence de données d'affleurements et bibliographiques supplémentaires concernant ce domaine, ne permet pas d'extrapoler le contexte paléogéographique de mise en place des bioconstructions. Cependant, les différents critères régissant les dépôts bioconstruits de ce secteur permettent d'interpréter une dynamique de rampe carbonatée locale à rupture de pente.

5.4 Paléoécologie, séquentielle, géométrie et paléoenvironnements des bioconstructions de Nizhne-Irginsk

5.4.1 Paléoécologie

- Associations fossiles

Cinq associations fossiles ont été identifiées pour l'affleurement de Nizhne-Irginsk, parmi lesquelles les associations fossiles à bryozoaires (AF.5; chapitre V), à algues phylloïdes (AF.10; chapitre III) et à éponges dominants (AF.1; chapitre V), ont déjà fait l'objet d'une description. Les deux associations fossiles restantes sont les suivantes :

(1) Association fossile composée de brachiopodes et de lamellibranches (AF.2) et, accessoirement, d'échinodermes, d'ostracodes, de bryozoaires, de foraminifères, d'algues phylloïdes et de *Tubiphytes*. Elle est reconnue dans les faciès K.3 et K.11. Les brachiopodes et les lamellibranches sont des organismes filtreurs non constructeurs qui se développent sur un substrat mou. Ils sont associés, ici, à des organismes parautochtones soumis à un transport modéré. Leurs bioclastes sont susceptibles de modifier le substrat et de favoriser le développement de nouveaux taxons ("taphonomic feedback"; Kidwell, 1991a). Les fragments des organismes fonctionnent comme substrat dur et permettent l'installation de nouveaux taxons dans un milieu initialement peu favorable. Les brachiopodes se développent parfois également sur des mudstones qui séparent des unités bioconstruites. Il correspondent à une phase de colonisation post stress écologique.

(2) Association fossile à *Tubiphytes* et foraminifères (AF.7), composée de *Tubiphytes*, de foraminifères et, accessoirement, de brachiopodes, d'ostracodes, d'éponges, de bryozoaires et d'algues phylloïdes. Elle est reconnue dans les faciès K.4 et K.5. Les *Tubiphytes* sont des agents d'encroûtement et de liaison. Ils se développent généralement autour d'un bioclaste (fragmenté ou complet) qu'ils encroûtent. Leurs encroûtements successifs favorisent la liaison et la rigidité du substrat. Le substrat sur lequel se développent les *Tubiphytes* est difficile à contraindre. Les *Tubiphytes* sont associés à des *Spirorbis* (Vachard, commun. pers.) qui les encroûtent lors de leur croissance, et qui jouent également un rôle d'agent de liaison. Plus rarement, ces *Tubiphytes*, d'induration rapide (Razgallah & Vachard, 1991), servent de substrat à des bryozoaires. Ils peuvent être parfois associés à des algues phylloïdes, des éponges et des *Palaeoaplysina*, également conservées *in situ*.

- Successions écologiques

Les associations fossiles s'organisent au sein des successions écologiques (fig. 5.32). La coupe NI.4D servira de référence pour l'étude des domaines bioconstruits (I et II). Les bonnes conditions d'affleurement permettent, pour le domaine bioconstruit I, de reconnaître les différentes successions écologiques et leurs variations tant verticales qu'horizontales.

La coupe NI.4D est composée d'au moins sept successions écologiques, plus ou moins complètes. Elles peuvent être regroupées en quatre types de successions écologiques particuliers :

(1) les successions écologiques T1 sont caractérisées par une association fossile (AF.7), constituée d'un organisme dominant, dont la fonction est liante et le mode d'alimentation autotrophe (*Tubiphytes*). Les *Tubiphytes* sont associés à des foraminifères encroûtants;

(2) les successions écologiques T2 sont constituées d'une alternance des associations fossiles à *Tubiphytes* (AF.7) et à algues phylloïdes (AF.10);

(3) les successions écologiques T3 sont constituées d'une alternance d'associations fossiles à *Tubiphytes* (AF.7) et à brachiopodes (AF.3); et

(4) les successions écologiques T4 sont constituées d'une alternance de bryozoaires et *Tubiphytes* avec des lumachelles riches en brachiopodes.

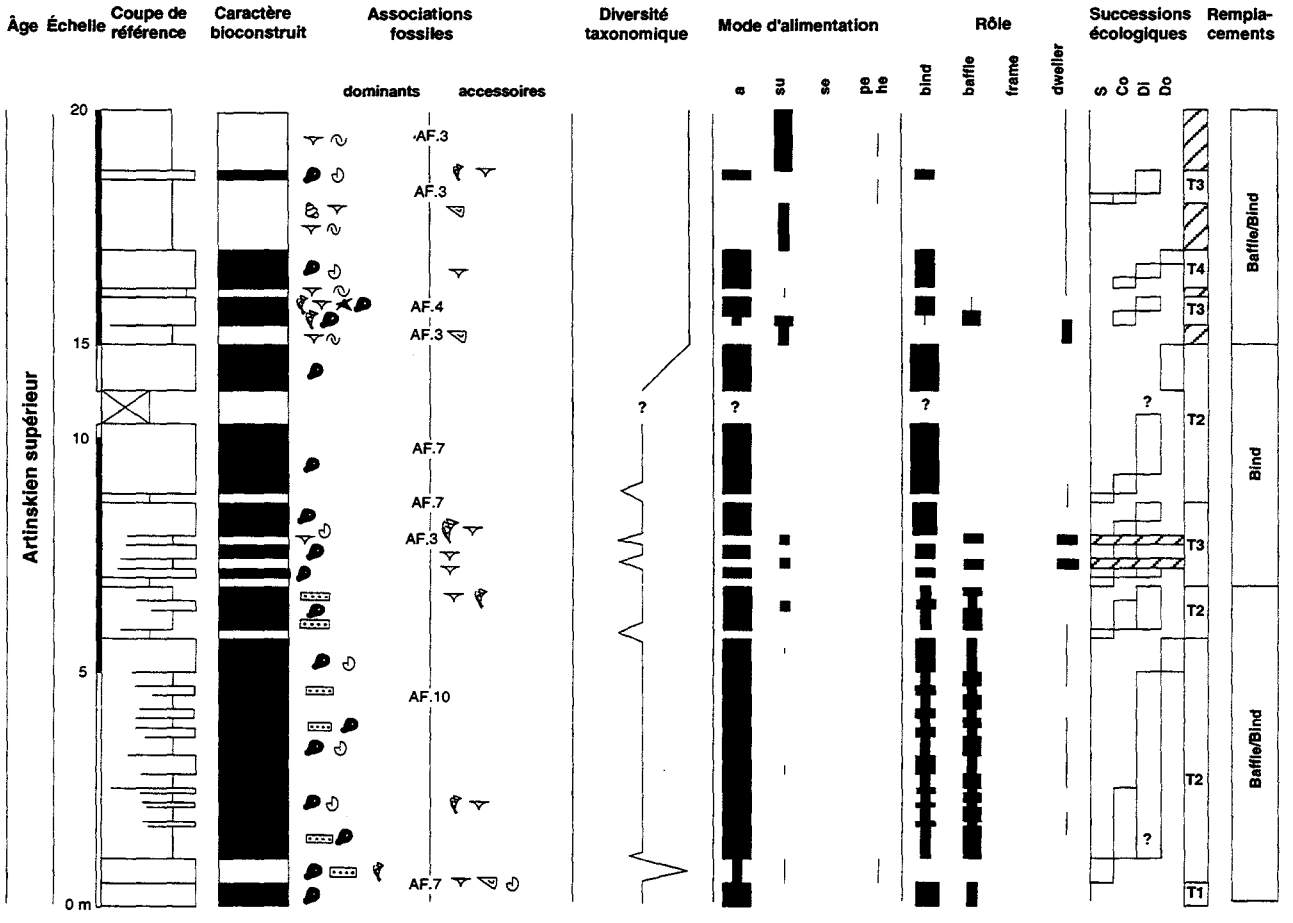


Fig. 5.32 : Schéma de synthèse des principaux caractères paléoécologiques de l'affleurement de Nizhne-Irginsk; a, autotrophe; su, suspensivore; se, sédimentivore; pe, prédateur; he, herbivore; s, stabilisation; co, colonisation; di, diversification; do, domination.

Fig. 5.32: Simplified diagram exhibiting main paleoecological features described in the Nizhne-Irginsk buildup complex: a, autotrophe; su, suspension-feeder; se, sediment-feeder; pr, predator and scavenger; he, herbivorous; seral stages: s, stabilisation; co, colonisation; di, diversification; do, domination.

Le détail des successions T2 permet de comprendre leur agencement interne, où les quatre stades d'évolution (Walker & Alberstadt, 1975) ont pu y être individualisés. Le stade de stabilisation correspond à un packstone bioclastique, composé d'éléments allochthones à parautochtones, sur lequel se fixent les *Tubiphytes*. Lors des stades de colonisation et diversification, ces *Tubiphytes* alternent, ensuite, avec des algues phylloïdes (AF.10) et sont associés à quelques gastéropodes, brachiopodes et ostracodes. Les associations fossiles AF.7 et AF.10 apparaissent essentiellement à ce stade. Les algues phylloïdes dominent durant toute la phase de diversification, et sont progressivement remplacées par des *Tubiphytes* (AF.7) et des foraminifères encroûtants, qui semblent correspondre à la phase de domination de cette succession écologique.

Les successions écologiques sont séparées par des niveaux de mudstones à wackestones, ou encore par des packstones ou lumachelles à brachiopodes et/ou ostracodes (AF.3).

L'étude des trois autres coupes du domaine bioconstruit I permet d'individualiser les mêmes successions écologiques avec une différence pour la coupe NI.4A, qui contient de nombreuses interruptions par des processus allochtones, représentés par le dépôt de nombreux packstones/floatstones bioclastiques et de nombreuses lumachelles à brachiopodes (Aigner *et al.*, 1978). Cette coupe correspond aux flancs de la bioconstruction.

- Remplacements de communautés

Quatre remplacements de communautés écologiques peuvent être déduits des variations des successions écologiques (fig. 5.32). Ils traduisent pour l'ensemble de la bioconstruction une augmentation progressive de la fonction de liaison (bind), avec toutefois une inflexion aux deux tiers de la coupe liée à l'apparition des bryozoaires. L'ensemble de la bioconstruction est dominée par des organismes autotrophes (algues phylloïdes et *Tubiphytes*), auxquels s'ajoutent épisodiquement des organismes suspensivores (bryozoaires). Le sommet de la coupe est caractérisé par une augmentation importante de la diversité taxonomique.

5.4.2 Analyse séquentielle

Neuf faciès sont identifiés dans les dépôts de la colline de Nizhne-Irgink (fig. 5.24). Leur agencement permet de comprendre le style séquentiel de la bioconstruction. Six unités génétiques de dépôt (fig. 5.33) ont été individualisées.

- Unités génétiques

Unité génétique I : son épaisseur varie de 1 à 5 m. Sa base et son sommet sont limités par des surfaces de discontinuité, qui marquent un arrêt de la sédimentation. Cette unité présente un caractère essentiellement bioconstruit. Elle montre le passage de floatstones d'offshore supérieur à des faciès de milieu calme à *Tubiphytes* et algues phylloïdes situés sous la limite inférieure des vagues permanentes (K.5b et K.6), qui traduit un approfondissement du milieu de dépôt. Le passage à des faciès de wackestones/packstones à péloïdes et foraminifères, encroûtés et situés en arrière des bioconstructions, représente une inversion de cette tendance et une diminution de la bathymétrie.

Unité génétique II : son épaisseur varie de 1 à 3 m. Elle enregistre le passage de faciès d'offshore supérieur (K.8b) à des faciès bioconstruits (K.5b), situés dans la zone d'action des vagues de beau temps, puis à des faciès de wackestones/packstones à péloïdes et foraminifères d'un milieu protegé en arrière de bioconstructions (K.2). Cette unité génétique est caractérisée par une diminution générale de la profondeur.

Unité génétique III : son épaisseur varie de 1 à 3 m. Elle est limitée en sa base par une surface d'inondation (FS) et en son sommet par une surface d'érosion. Elle montre la transition progressive depuis des faciès bioconstruits, situés au dessous de la zone d'action des vagues

permanentes, à des lumachelles à brachiopodes surmontées de faciès de packstones/floatstones bioclastiques, qui traduisent le passage dans la zone d'action des vagues permanentes. Cette unité enregistre une diminution de la bathymétrie.

Unité génétique IV : son épaisseur varie de 1 à 2 m. Elle est composite et limitée en sa base et son sommet par deux surfaces d'érosion. Sa partie inférieure montre le passage de faciès bioclastiques de forte énergie situés dans la zone d'action des vagues permanentes à des faciès bioconstruits (K.7), en domaine d'offshore supérieur. Elle correspond à une augmentation de la bathymétrie. Les faciès bioconstruits (faciès K.7) font place à d'autres faciès bioconstruits (K.5), situés juste sous la zone d'action des vagues permanentes, et témoignent d'une diminution de la profondeur. Ils sont recouverts d'une surface encroûtée qui indique un arrêt de la sédimentation.

Unités V : son épaisseur varie de 0,2 à 1,5 m. Elle est généralement dépourvue de faciès bioconstruits. La limite inférieure est assimilée à une surface de ravinement, et la limite supérieure à une surface de discontinuité correspondant à un arrêt de la sédimentation. Elle est caractérisée par une tendance à la diminution de la bathymétrie ("shallowing-upward") soulignée par le passage de barres bioclastiques (K.1), déposées dans la zone d'action des vagues de beau temps et où s'accumulent des lumachelles à brachiopodes (K.3), à des dépôts attribués à des milieux protégés d'arrière barres (K.2). Le sommet des unités génétiques est parfois caractérisé par la présence de rides de vagues.

Unité génétique VI : son épaisseur varie de 0,5 à 1 m. La limite inférieure est caractérisée par des marnes, qui représentent initialement l'ennoiement des dépôts carbonatés, et la limite supérieure est signalée par un arrêt de la sédimentation (surface de discontinuité), marqué par une surface recouverte d'oxydes de fer et encroûtée par différents organismes ("hardground"). Cette unité montre une diminution de la bathymétrie ("shallowing-upward") et enregistre le passage des marnes (faciès K.11), déposées sous la zone d'action des vagues, à des niveaux de packstones à grainstones (faciès K.1 et K.4), déposés dans la zone d'action des vagues de beau temps et/ou de tempêtes.

- Eléments architecturaux et séquences de dépôt

Ces unités génétiques s'empilent pour former des éléments architecturaux. Elles correspondent à un seul type d'élément architectural agradant, rétrogradant ou progradant.

Quatre éléments architecturaux ont été individualisés dans le domaine bioconstruit I et trois pour le domaine bioconstruit II. Ils s'organisent suivant la verticale pour former deux séquences de dépôt, plus ou moins complètes suivant le domaine bioconstruit. Les séquences de dépôt sont limitées par deux surfaces de discontinuité.

Seule la première séquence (S1) du domaine bioconstruit I sera décrite dans le détail, les autres séquences montrant la même organisation séquentielle. La séquence S1 du domaine bioconstruit I comprend deux éléments architecturaux. Le premier affiche une tendance rétrogradante à agradante à caractère bioconstruit (faciès K.5B et K.6). Il est composé d'unités génétiques de type I et enregistre l'augmentation de la composante micritique en son sommet. Les unités génétiques enregistrent cette tendance rétrogradante, et leur composition évolue au cours du temps depuis des faciès bioconstruits d'offshore supérieur à des faciès bioconstruits d'offshore inférieur.

Le second élément architectural, de tendance inverse, est séparé du précédent par une surface d'inondation maximum, indiquée par la présence de mudstones. Il est caractérisé par des biseaux de progradation où s'empilent les unités génétiques de type II. Il montre une évolution depuis des sédiments déposés sous la limite inférieure d'action des tempêtes vers des sédiments déposés dans la zone d'action des vagues de tempêtes (faciès K.3), puis des vagues permanentes (K.4).

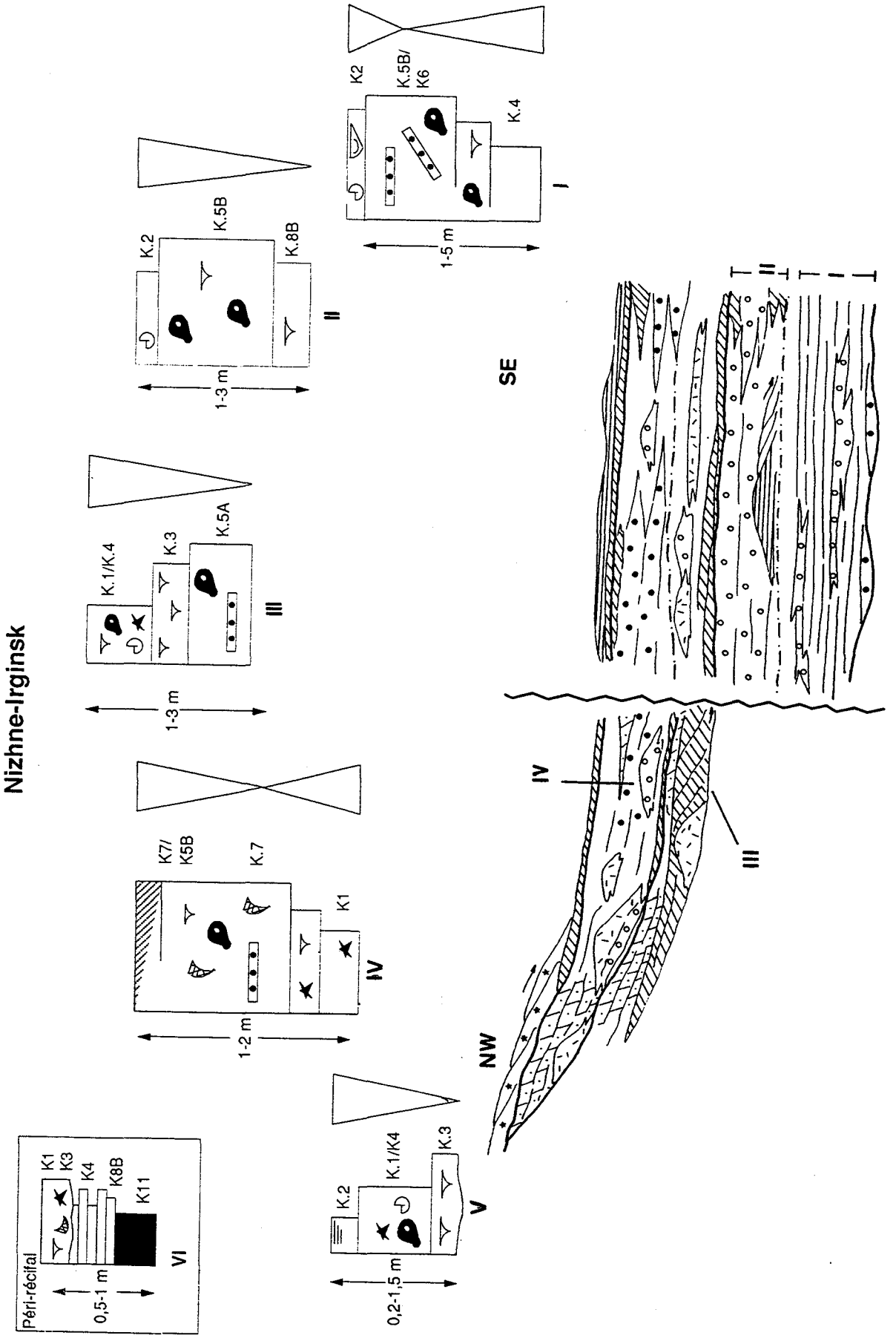


Fig. 5.33 : Schéma du découpage séquentiel des bioconstructions de Nizhne-Irginsk; détail des unités génétiques et des séquences.
Fig. 5.33: Sketch showing the sequential framework of the Nizhne-Irginsk buildups.

La limite supérieure, corrélable à l'échelle de l'affleurement, est probablement émersive. Toutefois, la présence d'une intense dolomitisation et d'une karstification tardive empêche l'individualisation précise de cette surface. L'hypothèse d'une émersion reste difficile à démontrer dans l'état actuel de l'étude. La reprise de la sédimentation, à la base de la séquence S2, est marquée par une période de colonisation du substrat par des brachiopodes.

Corrélation entre les domaines bioconstruits I et II

L'absence de données biostratigraphiques précises empêche de proposer une corrélation définitive entre les deux domaines bioconstruits (I et II). Cependant, l'organisation séquentielle, l'analyse de faciès et les principaux caractères paléoécologiques des domaines bioconstruits I et II permettent de soumettre plusieurs tentatives de corrélation pour l'affleurement de Nizhne-Irginsk (fig. 5.34) :

- Hypothèse A : les deux séquences du domaine bioconstruit II sont correlées avec la partie supérieure de la séquence S1 et la séquence S2 du domaine bioconstruit I. Selon cette interprétation, le biseau progradant à brachiopodes du domaine bioconstruit II est contemporain du corps progradant de la séquence S1 (domaine bioconstruit I).

- Hypothèse B : le domaine bioconstruit II est stratigraphiquement plus jeune que le domaine bioconstruit I. Le biseau progradant à brachiopodes du domaine II correspond au biseau progradant de la séquence S2 (domaine bioconstruit I).

Le manque de données biostratigraphiques est attribué à la faible abondance des fusulines et à la forte dolomitisation qui affecte l'affleurement. Les tentatives de corrélations exprimées sur la figure 5.38 sont sujettes à caution, et ne reflettent qu'une hypothèse basée sur le découpage séquentiel. Lors de la reconstitution géométrique de ces deux domaines bioconstruits, le choix s'est porté sur l'hypothèse A en se basant sur l'organisation séquentielle, la succession des faciès et la comparaison des successions écologiques.

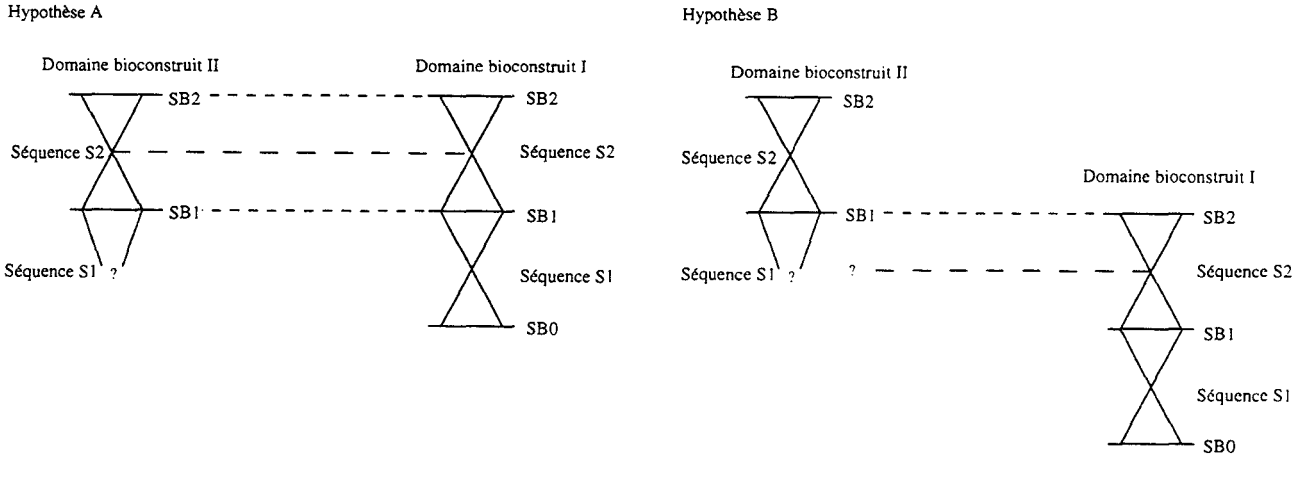


Fig. 5.34 : Tentative de corrélation entre les domaines bioconstruits I et II de l'affleurement de Nizhne-Irginsk, sur base du découpage séquentiel (Oural central, Russie).
Fig. 5.34: Correlation approach between buildup complexes I and II of Nizhne-Irginsk, according to their sequential framework (central Urals).

Corrélation entre les faciès bioconstruits et les faciès péri-récifaux

L'affleurement péri-récifal NI.2 (membre Shurtansk) est découpé en unités génétiques de type V. La distance de plus de 750 m entre ces faciès non bioconstruits et le domaine bioconstruit I empêche d'établir des corrélations précises.

Néanmoins, l'agencement vertical des unités génétiques permet d'individualiser une tendance à l'approfondissement, caractérisée par l'augmentation de la composante argileuse et la diminution des niveaux de tempêtes, abondants à la base de la coupe.

5.4.3 Géométrie

Le complexe de Nizhne-Irginsk affleure de façon discontinu à flanc de colline. Il est caractérisé par deux domaines bioconstruits qui se détachent clairement dans le paysage (fig. 5.35). Ils sont séparés latéralement par plus de 500 m de marnes couvertes de végétation. Les faciès péri-récifaux affleurent latéralement entre ces domaines bioconstruits et sont inclus dans la description de la géométrie d'ensemble.

Afin de simplifier la représentation géométrique de l'affleurement de Nizhne-irginsk, seul le domaine bioconstruit I sera décrit et modélisé. Les bioconstructions du domaine bioconstruit II correspondent également à ce modèle.

La corrélation des profils NI.4a, b, c, d et d' permet de reconstruire un modèle de bioconstruction. Ces dépôts bioconstruits sont dominés par plusieurs associations fossiles parmi lesquelles les *Tubiphytes*, les algues phylloïdes et les bryozoaires représentent les principaux organismes bioconstructeurs. Six faciès ont été individualisés et leur relation géométrique permet de retracer l'architecture interne du domaine bioconstruit (fig. 5.36). L'individualisation de surfaces de discontinuités majeures entre les corps bioconstruits du domaine I permet de proposer un modèle géométrique.

La base de ce domaine repose sur des calcaires en plaquettes attribués au membre Kamajsk (Artinskien supérieur).

La répartition des faciès, l'étude paléoécologique et le découpage séquentiel montrent que le domaine bioconstruit I est composé de plusieurs corps bioconstruits superposés (fig. 5.37). Deux d'entre eux peuvent être clairement différenciés. Le premier est marqué par l'absence de "semelle" apparente, un "coeur" massif et un toit stratifié :

- "Coeur" : il s'agit d'une alternance de faciès bioconstruits à algues phylloïdes (K.7) et *Tubiphytes* (K.8), sur près de 10 m d'épaisseur. Ces deux faciès sont étroitement liés et alternent, mais les deux organismes dominants qui les composent sont rarement associés. Les deux faciès s'organisent sous forme de lentilles de taille très variable, depuis quelques centimètres, pour les plus petites, à plus de 2 m d'épaisseur et dizaines de mètres d'extension latérale pour les plus importantes. Ces lentilles bioconstruites sont parfois intercalées avec des faciès de floatstones bioclastiques (K.4). Ils se poursuivent latéralement sur l'ensemble de la bioconstruction et l'organisation de ces deux faciès se retrouve dans les coupes NI.4b, 4c et 4d.

- "Toit" : ces dépôts reposent en géométrie de "downlap" sur le coeur de la bioconstruction. La bioconstruction poursuit son développement avec une diminution des faciès à algues phylloïdes (K.9), en faveur d'une augmentation des faciès à *Tubiphytes* (K.8). Les lentilles sont d'épaisseur pluri-métrique et d'extension latérale décamétrique. Le toit de la bioconstruction est caractérisé par d'importantes variations latérales de faciès d'orientation NE-SW. Le secteur situé au NW du domaine bioconstruit (coupe NI.4d), est caractérisé par des faciès bioconstruits à *Tubiphytes* et algues phylloïdes et, accessoirement, à bryozoaires (K8, K9 et K10). Le centre de la bioconstruction (NI.4c) est enrichi en platestones à algues phylloïdes, associés à de bindstones à *Tubiphytes*. Ces faciès passent progressivement à des floatstones riches en brachiopodes (K7, coupe NI.4b), et ensuite à de

véritables lumachelles à brachiopodes et lamellibranches (K6, coupe NI.4a), dans le secteur SE de la bioconstruction. Les lumachelles et accumulations à brachiopodes peuvent atteindre localement plus de 2 m d'épaisseur. Ces niveaux à brachiopodes diminuent vers le centre du domaine bioconstruit et se matérialisent par quelques niveaux d'épaisseur centimétrique et peu remaniés. Ces dépôts s'étendent latéralement et recouvrent les faciès du coeur de la bioconstruction. Le toit est intensément dolomitisé.

Le second corps bioconstruit est composé d'une semelle, d'un coeur et d'un toit. Il est limité du corps bioconstruit précédent par une importante surface de discontinuité, observable sur l'ensemble de l'affleurement; elle marque un changement brusque de faciès :

- "Semelle" : elle présente une épaisseur de quelques décimètres au mètre, et est composée de floatstones à brachiopodes, qui s'etendent sur l'ensemble du premier corps bioconstruit.
- "Coeur" : il présente une puissance de 3 à 6 m, et est caractérisé par une augmentation de la composante bioclastique (K.2b et K.7), et par la présence de nombreuses lumachelles à brachiopodes (K.6), d'épaisseurs centimétriques à décimétriques. Les faciès bioconstruits qui leur succèdent sont représentés par des boundstones à *Tubiphytes* et des bafflestones à bryozoaires. Leur extension latérale dépasse rarement plusieurs mètres, et les *Tubiphytes* apparaissent en petits bouquets ou "chou-fleurs". Ces faciès bioconstruits sont caractérisés par de nombreuses structures de type "stromatactis".
- "Toit" : il s'agit sur près de 2 à 3 m d'épaisseur d'alternances entre des dépôts biodétritiques et bioconstruits. Les petites bioconstructions sont intercalées entre des faciès de floatstones et de packstones riches en brachiopodes. Une étude ponctuelle (coupe NI.4d'), concernant la partie sommitale de ce dernier niveau (extrémité SW de la bioconstruction), illustre les fortes variations latérales de faciès sur quelques mètres. Le schéma de la fig. 5.36 montre un enrichissement en brachiopodes et bioclastes divers vers les domaines externes de la bioconstruction, et le passage latéral, au sein de la bioconstruction, à des faciès bioconstruits enrichis en *Tubiphytes* et bryozoaires.

En conclusion, les faciès bioconstruits observés dans les différents corps carbonatés décrits ne forment pas de structures susceptibles de générer un relief important et de développer des pentes synsédimentaires périphériques. Les bioconstructions forment de petits "patches" ou biostromes de faible extension latérale et peuvent, dans certain cas, générer des biohermes dont l'épaisseur est inférieure à 3 m.

Synthèse

La morphologie de cette bioconstruction est assimilable aux "skeletal or tabular banks" (Beauchamp, 1992) ou reefs mounds (Wilson, 1975; Lees & Miller, 1995). Le terme de "bank" est attribué à une morphologie alongée et applatie de la bioconstruction. Les faciès bioconstruits qui la composent, son élévation au dessus du fond marin, et la présence de flancs très légèrement inclinés et grossièrement stratifiés en font une bioconstruction de type "bank". Ces bioconstructions résultent de la combinaison de l'action liante et filtrante des organismes constructeurs. La géométrie interne résulte de l'alternance de facteurs constructeurs (liés au développement des algues phylloïdes, des *Tubiphytes* et des bryozoaires), et de facteurs destructeurs associés aux processus physiques de tempêtes.

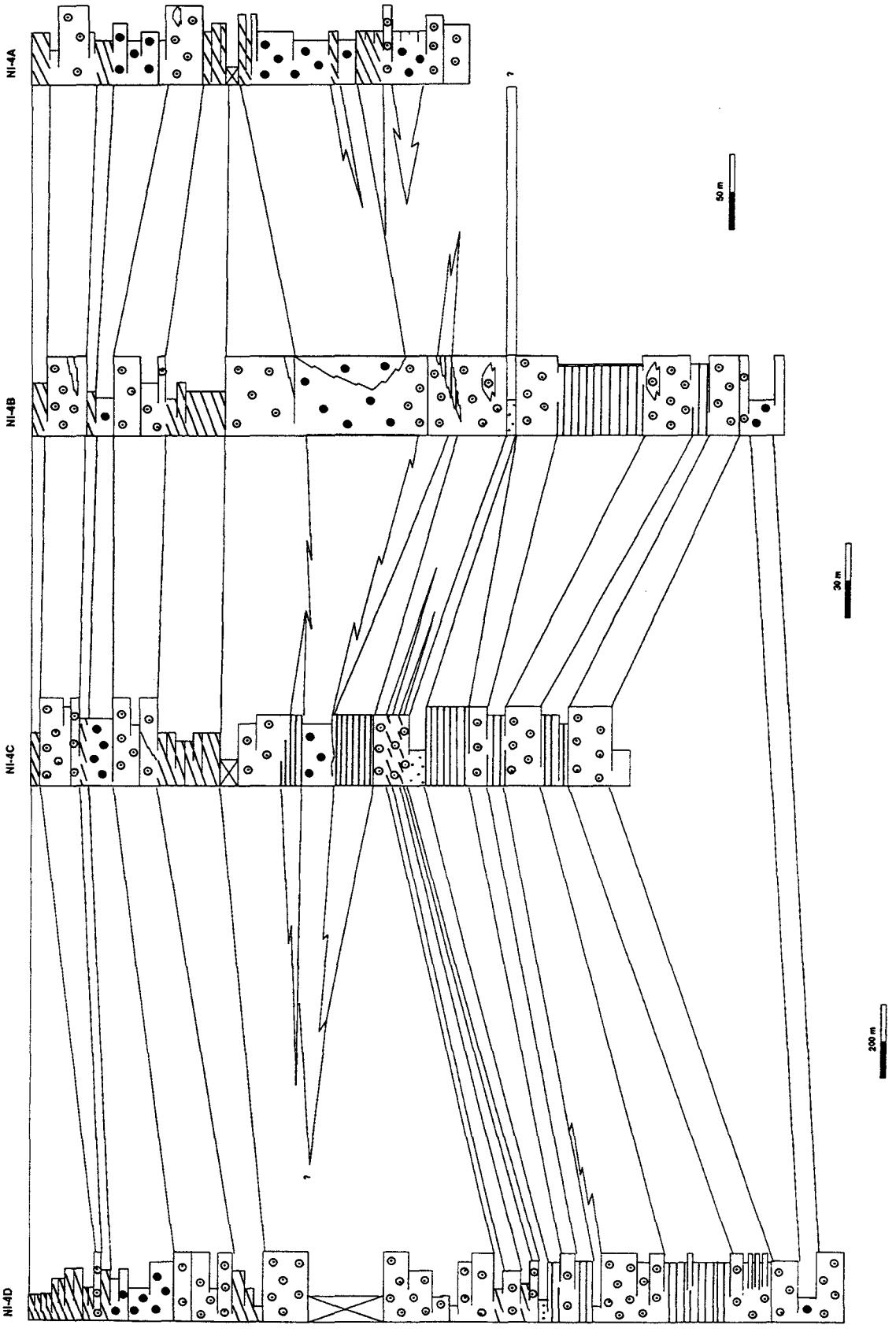


Fig. 5.35 : Distribution et relation géométrique des faciès du complexe bioconstruit de Nizhne-Irginsk, d'âge Artinskien supérieur (Oural central, Russie).
Fig. 5.35: Simplified diagram illustrating facies relationships in the buildup complex of Nizhne-Irginsk.

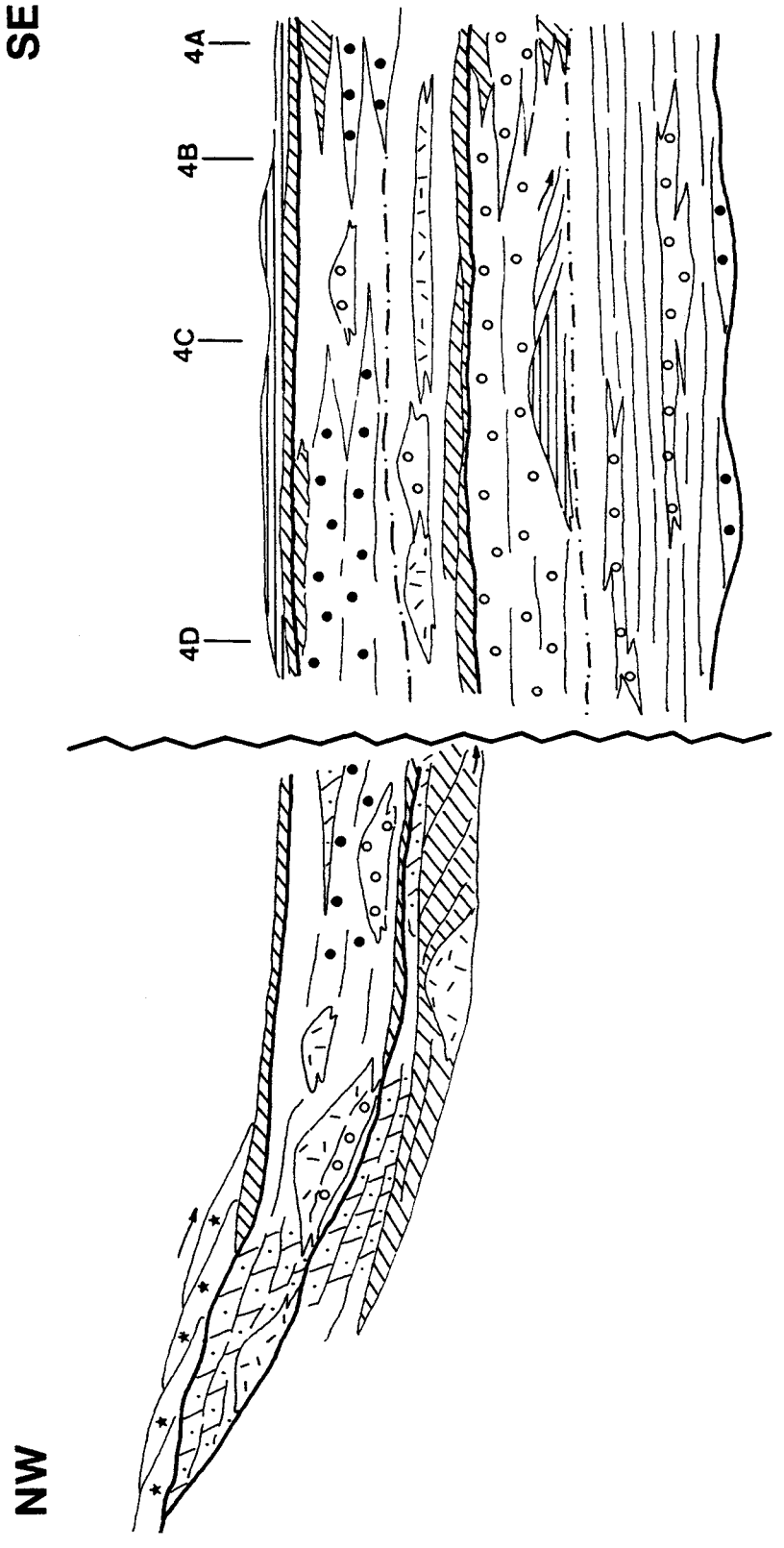


Fig. 5.36 : Corrélations géométriques des coupes N-I.4a,b,c,d,d' du domaine bioconstruit I de l'affleurement de Nizhne-Irginsk (Oural central, Russie).

Fig. 5.36: Facies and geometrical relationships of sedimentological columns in the buildup association I of Nizhne-Irginsk.

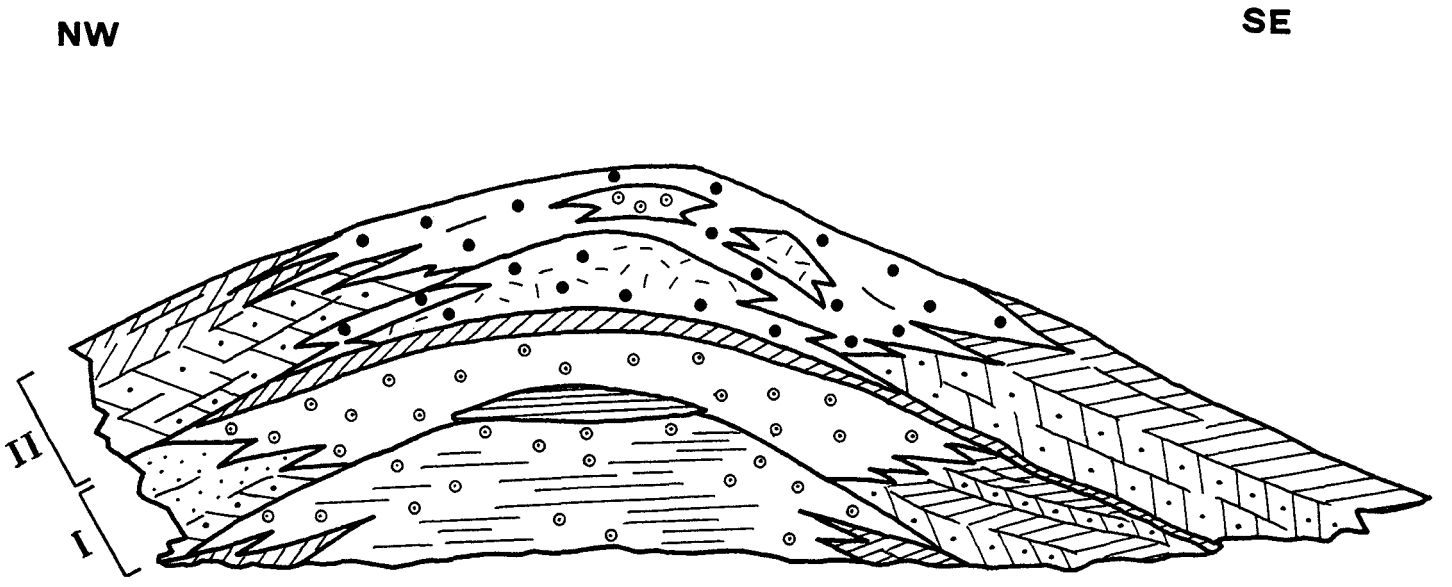


Fig. 5.37 : Modélisation des corps bioconstruits de l'affleurement de Nizhne-Irginsk (corps bioconstruits I et II).
Fig. 5.37: Attempt of modelisation of Nizhne-Irginsk buildup complex (buildups I and II).

Les deux corps bioconstruits qui constituent l'architecture interne du domaine bioconstruit I correspondent respectivement aux séquences S1 et S2, et présentent une homogénéité dans l'organisation verticale des faciès. Tous deux présentent une base à caractère rétrogradant et/ou agradant. Ils ne se différencient que par la présence d'une semelle pour le second corps bioconstruit. La semelle et le coeur de ces corps bioconstruits s'installent en période de hausse continue du niveau marin relatif. Le taux de croissance organique (productivité) égale le taux de variation du niveau marin relatif lors d'une phase agradante. Les faciès bioconstruits se mettent en place en régime de "keep-up" (Newmann & Macintyre, 1985).

A deux reprises (toit des corps bioconstruits), les faciès bioconstruits rattrapent le niveau marin et progradent. Les progradations s'installent en période de haut niveau marin, lorsque le taux d'accrétion organique compense le taux de variation relative du niveau marin et le dépasse. Il s'agit d'un régime de "catch up". Une baisse modérée du niveau marin relatif est enregistrée au sommet des deux séquences par la présence de surfaces d'érosion parfois émersives.

Dans le détail, l'empilement des unités génétiques permet d'individualiser les caractères agradants, rétrogradants et progradants des séquences de dépôt (S1 et S2). Les unités génétiques composites de type I et IV sont exclusives des tendances agradantes et rétrogradante. Par contre, les Unités à tendance "shallowing-upward" sont uniquement observées en tendance progradante. Les successions écologiques enregistrent une augmentation de l'épaisseur de leur phase de diversification en période de hausse du niveau marin. La figure 5.38 montre que les principales phases de remplacement des communautés fossiles coincïdent avec des variations du niveau marin relatif.

5.4.4 Paléoenvironnements de dépôt

L'analyse des faciès, l'organisation séquentielle des dépôts et les critères paléoécologiques exposés permettent de proposer une reconstitution paléogéographique. Elle montre une évolution des dépôts bioconstruits en cinq étapes, qui correspondent aux variations relatives du niveau marin. L'ensemble des dépôts enregistre une tendance générale à la diminution de bathymétrie, et une migration des dépôts vers l'est. Cette tendance est soulignée par la diminution de la taille des bioconstructions, l'augmentation des faciès biodétritiques, la présence de nombreuses lumachelles à brachiopodes, et le passage systématique du toit des bioconstructions dans la zone d'action des vagues de beau temps.

Un modèle de rampe carbonatée homoclinale semble pouvoir être déduit de l'ensemble des observations de ce domaine bioconstruit, d'âge Artinskien supérieur (fig. 5.39). Ces observations sont les suivantes :

(1) l'absence de récifs barrières : les bioconstructions à algues phylloïdes et *Tubiphytes* ne forment pas de barrières franches et leur extension latérale est restreinte;
(2) une évolution graduelle des dépôts depuis les zones internes de la plate-forme vers les dépôts de zones externes;
(3) la rareté de dépôts lagunaires développés en arrière des barrières récifales;
(4) la présence de packstones et grainstones dans les domaines de plate-forme interne; et
(5) l'absence de brèches de pente et de dépôts turbiditiques.

Un schéma synthétique (fig. 5.39) reprend l'évolution sédimentaire en fonction du découpage séquentiel. Il permet de différencier les dépôts de rampe interne, de rampe médiane et de rampe externe. En domaine de rampe interne, les dépôts sont essentiellement bioclastiques et caractérisés par l'installation de barres hydrauliques. En domaine de rampe médiane, les faciès bioconstruits dominent et sont représentés par des boundstones à *Tubiphytes*, algues phylloïdes et bryozoaires. Enfin, le domaine externe de la rampe est caractérisé par des marnes à brachiopodes. Les variations relatives du niveau marin provoquent une migration des limites de faciès situés dans les différents domaines de la rampe.

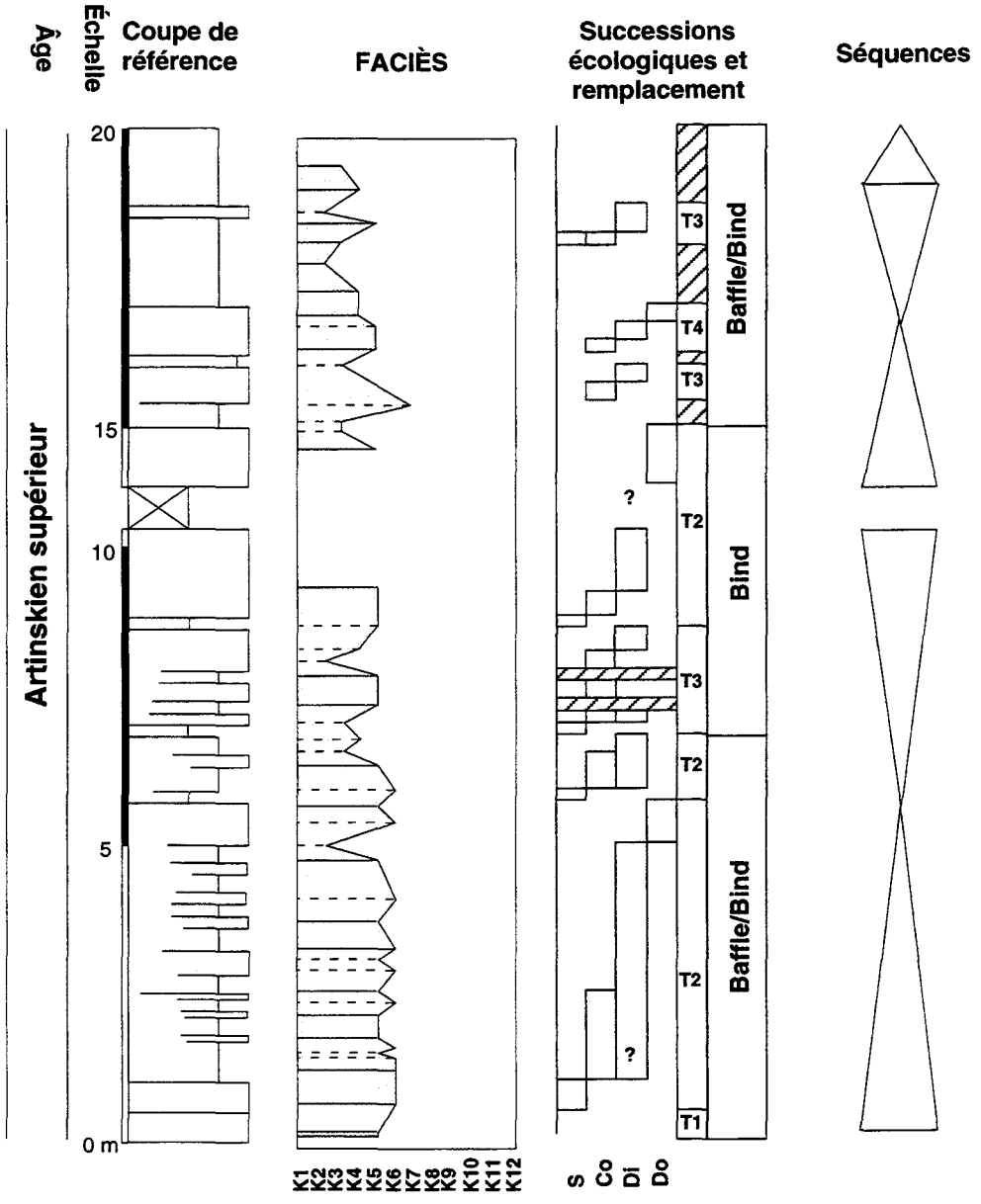


Fig. 5.38 : Schéma de comparaison ente l'agencement des faciès, le découpage séquentiel et la paléoécologie pour la bioconstruction de Nizhne-Irginsk (coupe NI.4d).
Fig. 5.38: Diagram showing relationships between the facies and sequential framework and the paleoecological units described in the Nizhne-Irginsk buildup (NI.4d section).

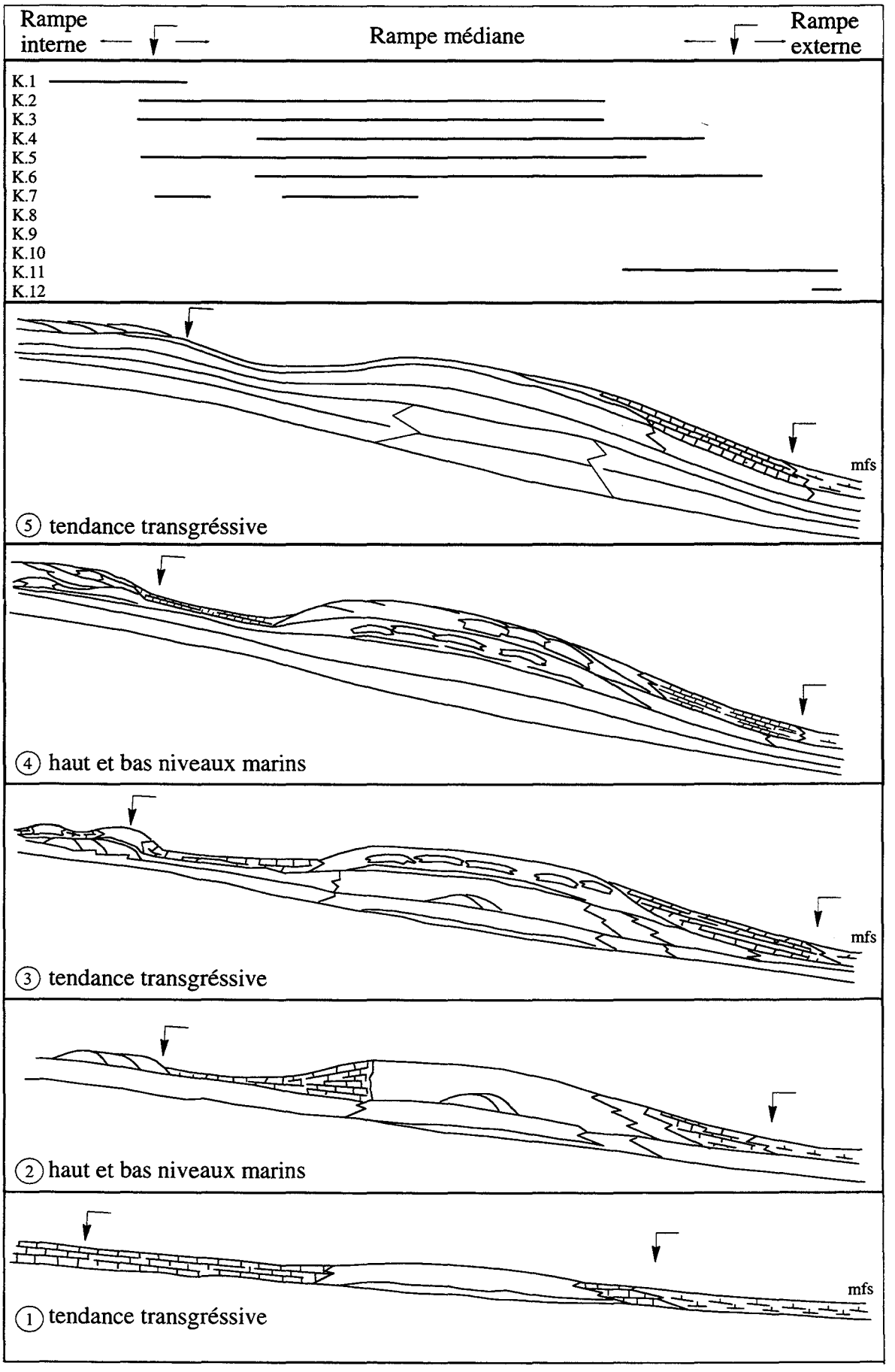


Fig. 5.39 : Schéma de reconstitution paléogéographique de l'affleurement de Nizhne-Irginsk basé essentiellement sur son découpage séquentiel.
Fig. 5.39: Paleogeographical sketch illustrating the Nizhne-Irginsk buildup complex evolution, mainly based on sequential framework.

CHAPITRE VI. DISCUSSION ET CONCLUSIONS

CHAPITRE VI

Discussion et conclusions

L'objectif de ce chapitre est de synthétiser, à partir des cinq chapitres précédents, d'une part, l'évolution des bioconstructions dans un contexte géodynamique et paléogéographique de bassin d'avant-pays et, d'autre part, d'envisager les principaux facteurs ayant gouverné l'installation, le développement et la disparition des bioconstructions.

6.1 Paléogéographie

6.1.1 Introduction

Le domaine géologique étudié dans ce travail correspond à la transition entre la marge orientale de la plate-forme russe (située sur la marge orientale du craton de Laurussia), et le bassin d'avant-pays pré-ouralien. Ce bassin d'avant-pays est individualisé dès le Carbonifère moyen, et poursuit son développement au Carbonifère supérieur et au Permien inférieur.

Selon la nomenclature proposée par Bally & Snelson (1987), cette région de transition peut être dénommée "presutured basin", délimitée d'un bassin de marge passive à l'ouest et d'une mégasuture compressive à l'est (fig. 6.1). Les bioconstructions se développent à la charnière entre le bassin d'avant-pays et la plate-forme russe.

La région d'étude comprend des dépôts qui s'étendent sur un secteur géographique de plus de 250 km de long pour 50 km de large. Elle est caractérisée par d'abondantes bioconstructions d'âge Carbonifère supérieur et Permien inférieur. Ces édifices carbonatés représentent un système complexe, où interagissent des processus allostratigraphiques et autostratigraphiques.

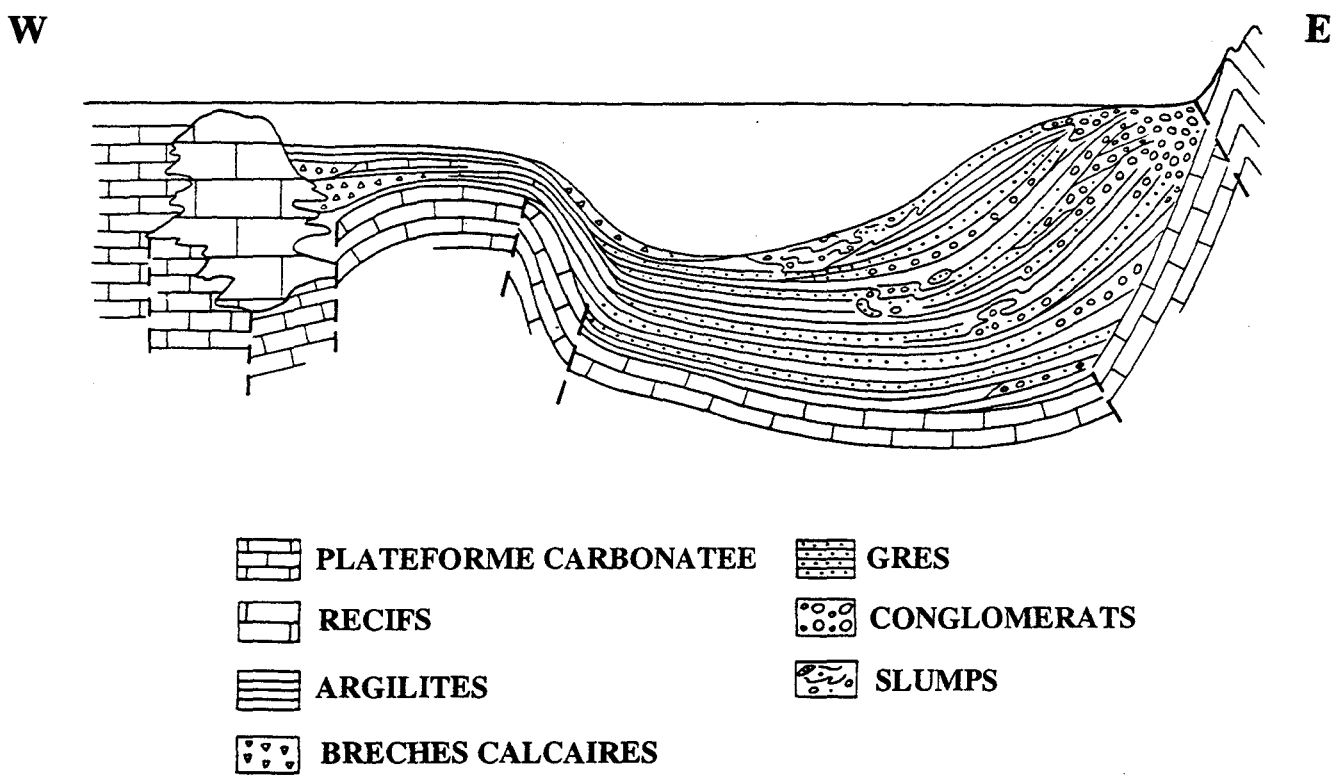


Fig. 6.1 : Représentation schématique des principaux faciès du bassin pré-ouralien au Sakmarien (d'après Mizens, 1991).
Fig. 6.1: Schematic section of the preduralian basin showing main Sakmarian faciès. Buildup complexes are bounding by the western Russian platform and the eastern preduralian foreland basin.

6.1.2 Migration du dépôt-centre des bioconstructions

Six domaines bioconstruits ont été étudiées dans les chapitres précédents. Leur orientation méridienne et leurs relations structurales permettent de constater l'existence, au cours du temps, d'une migration est-ouest de leur dépôt-centre (Chuvashov, 1983). La migration du dépôt-centre en direction contraire à l'axe de la mégasuture (placée à l'est) est typique des bassins de type "presutured" (Bally & Snelson, 1987). La migration apparaît clairement sur la figure 6.2, où les ceintures de bioconstructions d'âge différents se déplacent vers l'ouest. D'ailleurs, les dimensions des bioconstructions évoluent également au cours du temps, pour atteindre un maximum d'épaisseur et d'extension latérale au cours de l'Assélien et du Sakmarien.

La migration vers l'ouest du dépôt-centre des sédiments bioconstruits étudiés, en relation directe avec les dimensions des bioconstructions et le taux de subsidence est induite tectoniquement. L'activité géodynamique peut être résumée de la manière suivante (fig. 6.2) :

(1) Au cours du Moscovien supérieur-Kasimovien (Carbonifère supérieur), le secteur de Chussovoï (Plakoon, chapitre II) est caractérisé par l'installation de bioconstructions de petite taille sur une rampe homoclinale. Les bioconstructions correspondent à des biostromes ou "banks" de 2 à 10 cm d'épaisseur, composées généralement d'algues et de *Palaeoaplysina*. A l'est de cette aire de sédimentation, le bassin pré-ouralien enregistre des dépôts terrigènes où s'intercalent des olistholites et des brèches (Chuvashov, 1993), et qui recouvrent directement des dépôts du Moscovien supérieur. Le Gzhélien est signalé dans le secteur de Choussovoï par des brèches synsédimentaires qui surmontent les dépôts carbonatés du Kasimovien. L'influence d'une tectonique active est individualisée au cours du Gzhélien dans le secteur de Choussovoï. Par contre, au cours de l'Assélien-Artinskien, ce secteur enregistre des dépôts carbonatés (Chuvashov & Dyupina, 1973).

(2) Au cours du Gzhélien, dans le secteur de Kyn Station (chapitre III), les bioconstructions s'installent sur une rampe homoclinale et présentent des dimensions de l'ordre de 10 à 50 m d'épaisseur. Elles sont composées essentiellementl d'algues phylloïdes (fig. 6.2). Dès le Carbonifère supérieur, ces dépôts bioconstruits carbonatés sont recouverts par des terrigènes fins de milieux profonds, témoignant d'un ennoiement de la plate-forme. Les dépôts gzhéliens sont surmontés par 450 m de dépôts turbiditiques d'âge Assélien et Sakmarien. La transition entre les dépôts carbonatés et terrigènes est progressive contrairement au secteur géographique de la bioconstruction de Plakoon et est marquée par une sédimentation argilo-carbonatée.

(3) Au sud-ouest des secteurs de Chussovoï et de Kyn station, la région de Sterlitamak a enregistré l'installation de plusieurs ceintures composées de bioconstructions d'orientation subméridienne (Congrès de Perm, ICPW.P, 1991). Ces ceintures montrent un déplacement vers l'ouest des dépôt-centres, depuis le Carbonifère supérieur jusqu'au Permien inférieur (fig. 6.3). Au Permien inférieur, les bioconstructions atteignent, dans les secteurs de Sterlitamak et d'Ishimbay, des dimensions de l'ordre de 350 à 450 m. Les shikhany Tratau et Shaktau (chapitre IV), situés dans le secteur de Sterlitamak, permettent d'accéder aux principales caractéristiques de ces bioconstructions. Elles sont constituées pour l'essentiel de bryozoaires, de *Tubiphytes* et de *Palaeoaplysina* (fig. 6.2) Les variations latérales d'épaisseur des unités stratigraphiques (Rausser-Chernoussova, 1951), comprenant les dépôts bioconstruits et leurs dépôts adjacents non bioconstruits, la variété des faciès qui composent ce secteur géographique et la présence d'accidents tectoniques synsédimentaires (chapitre IV), permettent de souligner la fracturation du substrat à l'origine de la morphologie d'une plate-forme. La migration des ceintures bioconstruites est considérablement réduite dès le Permien inférieur et ne semble reprendre qu'au cours de l'Artinskien, dans ce secteur géographique. Les bioconstructions se développent sur une bande étroite (fig. 6.4) durant plus de 25 m.a. Ces dépôts bioconstruits sont recouverts par la suite de marnes artinskiennes qui témoignent de l'ennoiement de la plate-forme. Ces marnes contiennent de nombreux ammonoïdes, des conodontes et des spicules d'éponges.

(4) Au cours de l'Artinskien supérieur, et malgré l'abondante décantation de terrigènes fins, les bioconstructions poursuivent leur développement. La ceinture des bioconstructions atteint le méridien qui passe par la ville de Krasno-Ufimsk (fig. 6.4). La dimension des bioconstructions est réduite à 10 à 50 m d'épaisseur, et elles sont composées d'algues phylloïdes, de *Tubiphytes* et de bryozoaires (fig. 6.2). Ces bioconstructions sont également recouvertes de marnes vertes qui témoignent de 'ennoiement de la plate-forme.

Une augmentation, au cours du temps, de la composante argileuse associée aux bioconstructions (fig. 6.2) est également enregistrée (fig. 6.4). Les bioconstructions du Carbonifère supérieur et de l'Assélien-Sakmarien se développent en association avec des dépôts carbonatés non bioconstruits, mais sont systématiquement recouverts de marnes. Par contre, les bioconstructions de l'Artinskien supérieur sont associées, au cours de leur croissance, à des sédiments terrigènes fins, entre lesquels elles s'intercalent (fig. 6.2).

Dès l'Artinskien supérieur, les sédiments terrigènes coïncident avec un remplissage actif du fossé pré-ouralien, qui provoque une réduction considérable de la profondeur du bassin d'avant-pays réduite à 200 m en moyenne (Chuvashov, 1983). Les sédiments terrigènes retenus auparavant dans ce bassin, transitent désormais par la plate-forme russe et parviennent dans un milieu jusqu'alors à dominance carbonatée. Les bioconstructions de Ryabinov (Horizon Sarginsk) et de Nizhne-Irginsk (Horizon Saraninsk) répondent à cette évolution.

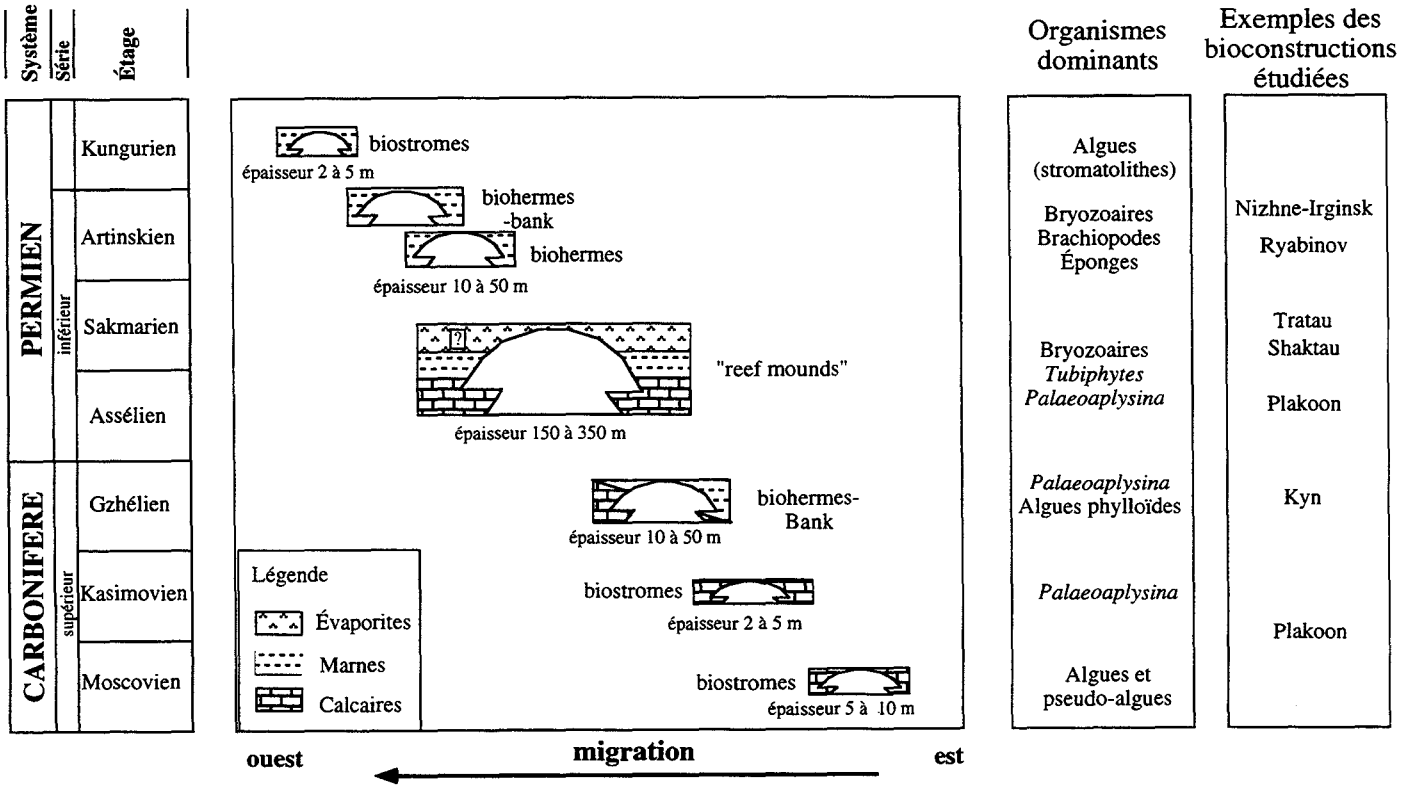


Fig. 6.2 : Schéma de représentation de la migration E-W des bioconstructions du Carbonifère supérieur au Permien inférieur. Les bioconstructions sont présentées en fonction de leur dimension et de leur composition dominante.
Fig. 6.2: Sketch representing the westernward migration of upper Carboniferous to lower Permian buildups, whichs are illustrated according to their dimension and composition.

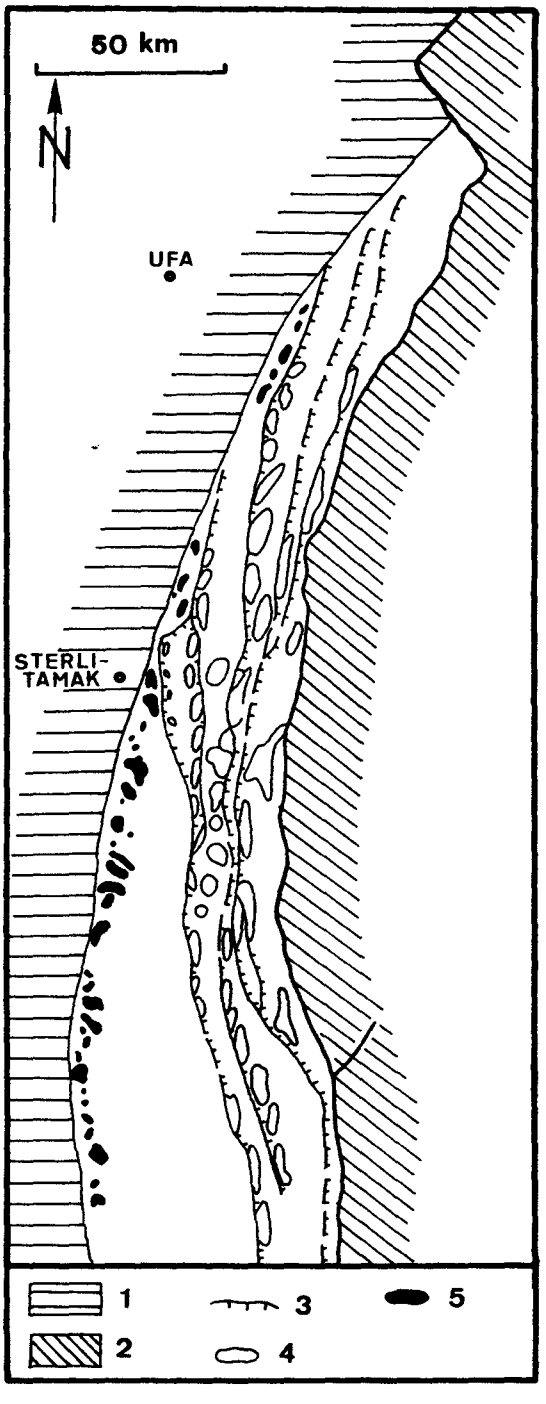


Fig. 6.3 : Schéma de migration des bioconstructions au cours du temps dans le secteur géographique de Sterlitamak; 1, plate-forme russe; 2, unité para-autochtone; 3, front de chevauchement; 4, structures récifales localisées en profondeur (Carbonifère supérieur); 5, structures récifales à l'affleurement.

Fig. 6.3: Sketch illustrating the westernward migration of buildups in the Sterlitamak arae. 1. Russian platform, 2. parautochtone unit, 3. thrust front, 4. reef complexes located by drill (upper Carboniferous), and 5. reef complexes outcops.

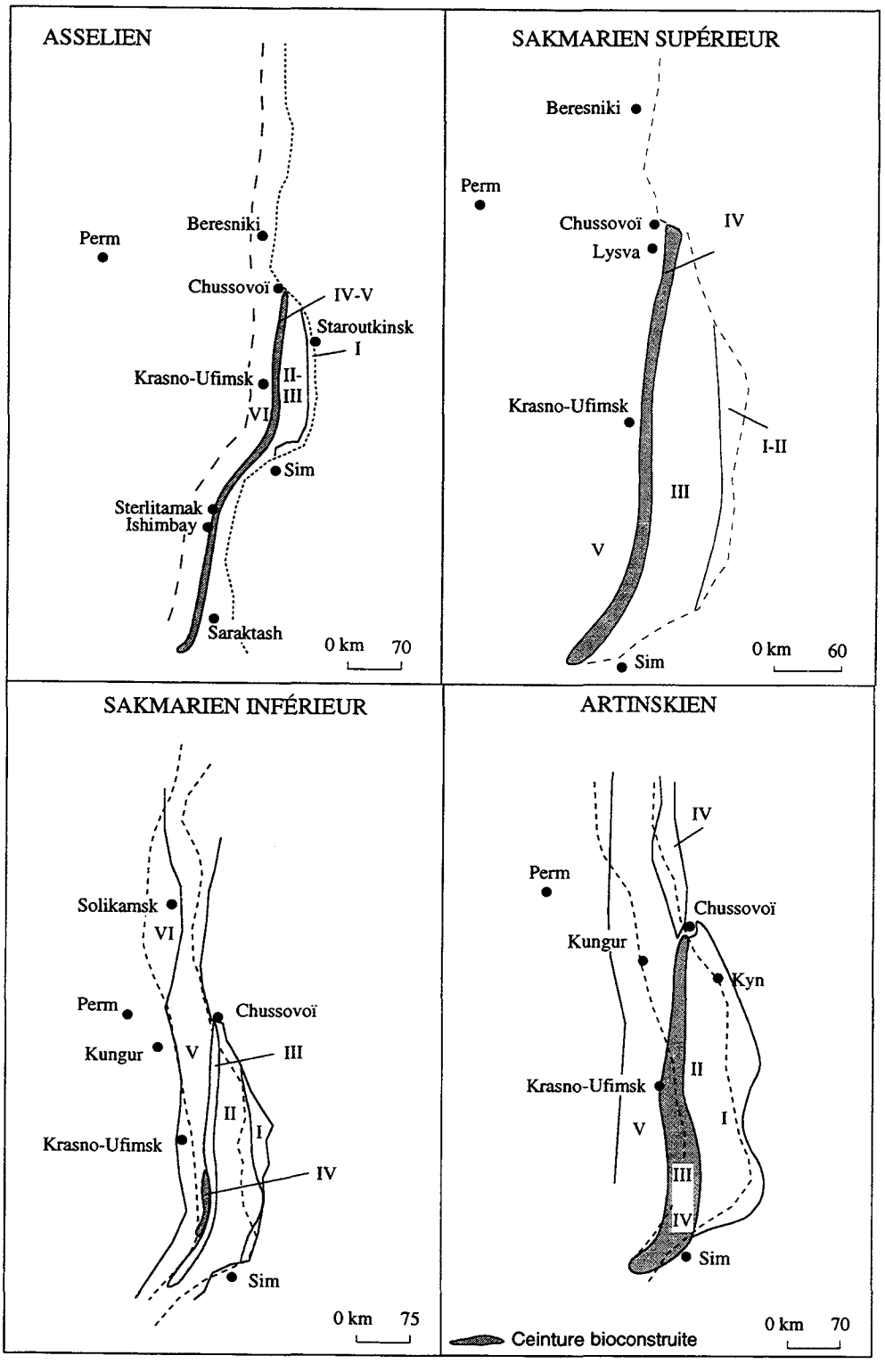


Fig. 6.4 : Evolution de la ceinture bioconstruite de l'Assélien à l'Artinskien pour les dépôts de l'Oural central et meridional. La ceinture reste stable de l'Assélien au Sakmarien supérieur et reprend la migration au cours de l'Artinskien, dans la région de Krano-Ufimsk et Sterlitamak. I et II, sédiments turbiditiques avec des grès conglomératiques intercalés vers l'est; III, sédiments argileux, riches en chert avec des intercalations de calcaires argileux et marneux; IV, ceinture bioconstruite discontinue; V, calcaires lités; VI, calcaires, dolomites et évaporites.

Fig. 6.4: Paleogeographic evolution of the buildup belt during Asselian to Artinskian times. Buildup belt is stable during Asselian to late Sakmarian times, and migrates during Artinskian times in the Krasno-Ufimsk and Sterlitamak areas. I and II, turbidites with alternating conglomeratic sandstones to the east; III, claystones, rich in chert with alternating shaly limestones; IV, discontinuous buildup belt; V, stratified limestones; VI, limestones, dolostones and evaporites.

6.1.3 Géodynamique du bassin

En accord avec les observations exprimées dans les chapitres II à V, une évolution géodynamique a pu être envisagée pour le secteur du bassin étudié, de type "presutured". L'enregistrement sédimentaire du bassin montre des modifications au cours du temps de la morphologie de la plate-forme et des bioconstructions (fig. 6.5).

Au cours du Carbonifère supérieur (Moscovien et Kasimovien), l'enregistrement sédimentaire dans la région de Choussovoï montre une géométrie de rampe homoclinale, qui limite le bassin pré-ouralien. Le passage Gzhélien-Assélien est caractérisé par la transition d'une géométrie de rampe à celle d'une plate-forme, localisée à l'ouest de la rampe (région de Sterlitamak). Cette transition est directement liée à une rupture généralisée du substrat marin sous l'effet d'une contrainte tectonique.

La fracturation de cette rampe semble être attribuée à une phase distensive locale, mais en contexte général compressif. Trois critères permettent d'argumenter l'existence de cette phase distensive dans la région de Sterlitamak. Ils sont les suivants :

- La présence de failles synsédimentaires régionales provoquant la formation de grabens et de hauts-fonds relatifs au cours de l'Artinskien (Rauser-Chernoussova, 1951),
- la présence de dépressions synsédimentaires au toit des bioconstructions générées par des failles normales (Shaktau, chapitre IV),
- l'existence de fractures et de fissures synsédimentaires traversant l'ensemble des bioconstructions (chapitre IV).

Une paléotopographie de dépressions (grabens, semi-grabens relatifs) et de hauts fonds relatifs s'est développée dans le secteur de Sterlitamak. Les taux de subsidence élevés dans ce secteur permettent l'essor de bioconstructions importantes (Rauser-Chernoussova, 1951). La genèse d'une paléotopographie locale induite par un régime distensif en contexte compressif régional est paradoxale. Toutefois, ce processus a été déjà reconnu et interprété dans d'autre bassins en marge d'un bassin d'avant-pays; comme c'est le cas pour les bassins d'avant-pays Alpin et d'Ouachitas-Marathon en Amérique du Nord (Berry & Trumbly, 1968; Buchanan & Johnson, 1968; Hopkins, 1968; Laubscher, 1976; 1978).

Selon Bally & Snelson (1987), "(...) the main masses of neighbouring folded belt constitute an "orogenic float" that is cushioned by masses remain of float while the underlying lithosphere is being subducted. (...) Decoupling by the low viscosity cushion allows compressional forces to prevail within the "orogenic float" while the underlying foreland lithospheric bulge shows extensional normal faulting".

Enfin, dès l'Artinskien, le remplissage du bassin pré-ouralien entraîne la disparition des paléoreliefs hérités de l'Assélien, du Sakmarien et de l'Artinskien inférieur. Au cours de l'Artinskien, le secteur de Krasno-Ufimsk est marqué par la reprise d'une sédimentation sur une rampe à rupture distale de pente (Ryabinov), et probablement de rampe homoclinale (Nizhne-Irginsk).

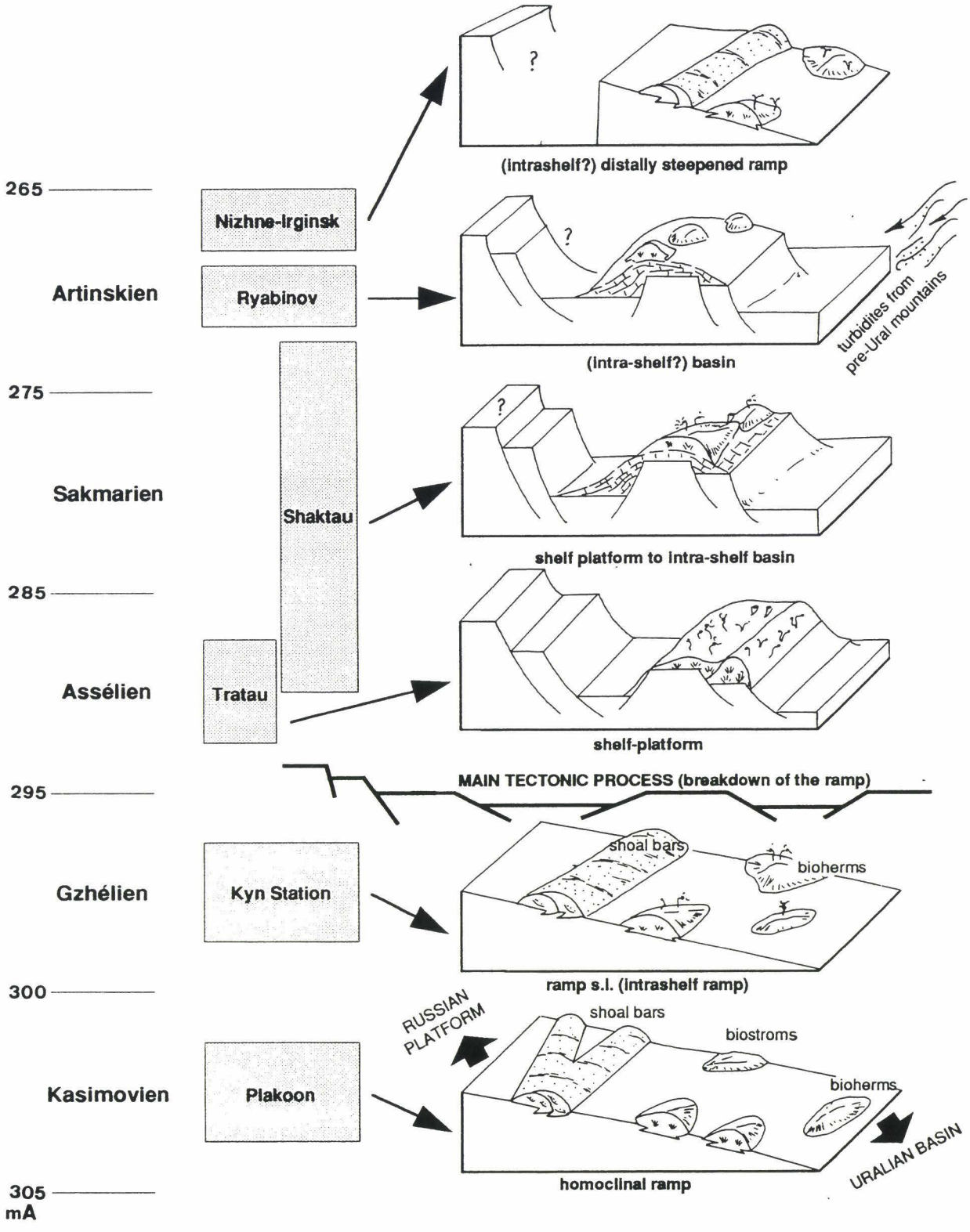


Fig. 6.5 : Evolution géodynamique des dépôts bioconstruits du Kasimovien à l'Artinskien, illustrée par les bioconstructions de Plakoon, Kyn Station, Tratau, Shaktau, Ryabinov et Nizhne-Irginsk, et situation des principaux épisodes tectoniques. Les datations sont issues de Odin (1994).

Fig. 6.5: Geodynamic evolution of build deposits during Kasimovian to Artinslian times, illustrated by Plakoon, Kyn Station, Tratau, Shaktau, Ryabinov and Nizhne-Irginsk buildups, and relationship with main tectonic events.

6.2 Facteurs gouvernant l'installation, croissance et disparition des bioconstructions

Les cinq chapitres antérieurs illustrent l'architecture sédimentaire des différentes bioconstructions. Dans ce paragraphe, la synthèse des facteurs allostratigraphiques et autostratigraphiques qui ont gouverné l'installation, la croissance et la disparition de ces bioconstructions seront envisagés. Les édifices carbonatés du Carbonifère supérieur au Permien inférieur de l'Oural constituent un bel exemple d'écosystèmes bioconstruits : ils montrent une grande variété faunistique et floristique, et ont profité d'une évolution géodynamique complexe.

Les principaux facteurs qui ont favorisé le développement des bioconstructions sont présentés suivant trois échelles d'ordre de grandeur différent : (1) les facteurs géodynamiques gouvernés par la situation du bassin à l'échelle de la croûte terrestre; (2) les facteurs tectonosédimentaires ou allostratigraphiques; et (3) les facteurs autostratigraphique ou écologiques. Le schéma synthétique de la figure 6.6 montre les principaux facteurs, leurs relations et leurs implications dans le secteur étudié. Une synthèse des principales bioconstructions étudiées en Oural est illustrée sur la figure 6.7 et en reprend les principales caractéristiques. Ce schéma permet d'insister sur la variabilité au cours du temps de la morphologie et de l'architecture interne des bioconstructions. Trois styles géométriques peuvent être proposés : (1) des biostromes ou banks de morphologie allongée et de dimensions restreintes (de 2 à 10 m de hauteur); ils caractérisent des dépôts d'âge Kasimovien et Artinskien supérieur, (2) des biohermes de dimension moyenne (de 25 à 50 m de hauteur) d'âge Gzhélien et Artinskien supérieur, et (3) des reef mounds ou pinacles de grandes dimensions (250 à 400 m de hauteur) d'âge Assélien à Sakmarien. Ces bioconstructions correspondent à des contextes paléoenvironnementaux différents, nommés dans la figure 6.5. La morphologie variable de la plate-forme est directement associée à l'évolution tectonique du bassin d'avant pays.

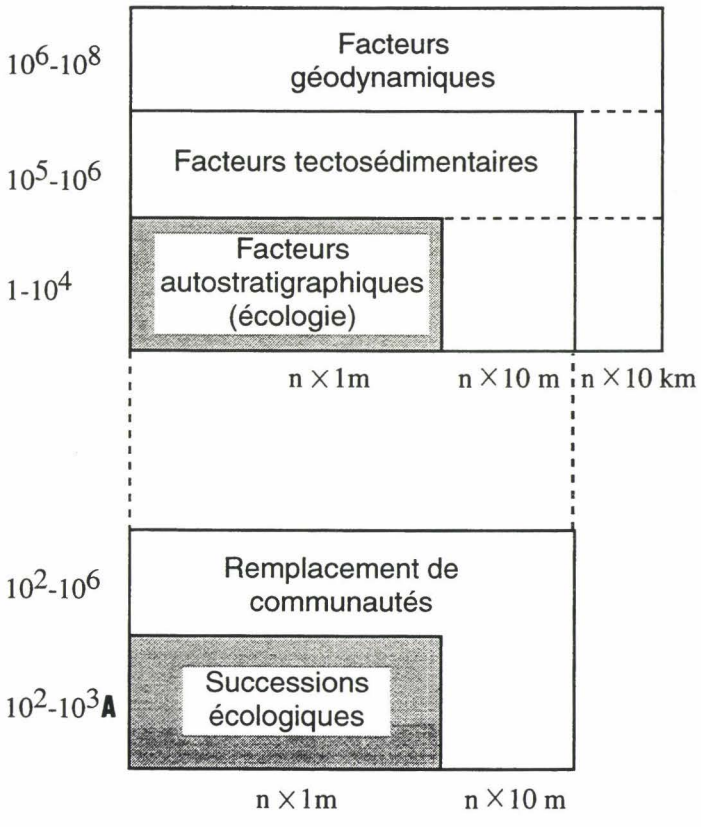


Fig. 6.6 : Schéma reprenant les facteurs, d'ordre de grandeur différent, affectant les bioconstructions au cours de leur croissance (n représente une unité quelconque de 0 à 10); en hachuré, les facteurs autostratigraphiques; en blanc, les facteurs allostratigraphiques.

Fig . 6.6: Sketch showing factors, represented in different scales, which affected buildup growth (n are units from 1 to 10). Shadow boxes are autostratigraphic factors and white boxes are allostratigraphic factors.

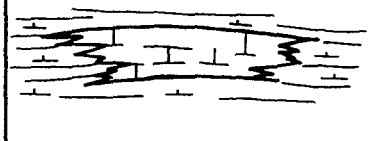
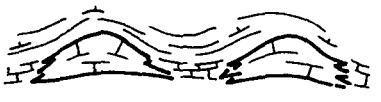
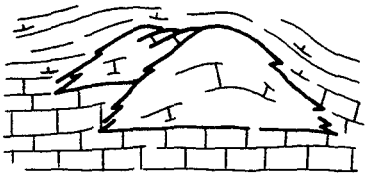
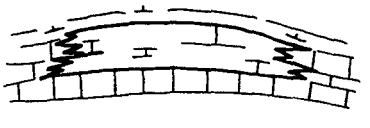
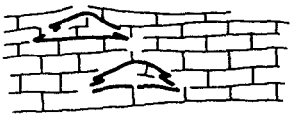
Âge	Modèle : bioconstruction /encaissant	Semelle	Principaux organismes constructeurs	Dimension	Style géométrique
Artinskien supérieur	 Nizhne-Irginsk	grainstones/ packstones à crinoïdes	*Tubiphytes* bryozoaires algues phylloïdes	hauteur : 30 m diamètre : 500 à 750 m	biostromes à biohermes ("bank")
	 Ryabinov	grainstones/ packstones à crinoïdes	bryozoaires éponges	hauteur : 40 m diamètre : 500 m	biohermes
Assélien-Sakmarien	 Tratau-Shaktau	packstones bioclastiques	*Tubiphytes* *Palaeo-aplysina* bryozoaires	hauteur : 200-250 m diamètre : 1 à 2 km	pinacles ("Reef mounds")
Gzhélien	 Kyn Station	packstones bioclastiques à crinoïdes et fusulines	algues phylloïdes	hauteur : 20 m diamètre : x *100 m	biohermes ("bank")
Kasimovien	 Plakoon	packstones bioclastiques à crinoïdes	coraux *Palaeo-aplysina* algues divers	hauteur : 2-3 m diamètre : 10 m	biostromes

Fig. 6.7 : Schéma de synthèse reprenant les principales caractéristiques des bioconstructions étudiées en fonction de leur âge, de leur encaissant, de leur semelle, de leus organismes constructeurs, de leurs dimensions et du style géométrique.
Fig. 6.7: Synthetic sketch illustrating main caracters of studied buildups, according to their age, encasing beds, sole, organic builders, dimensions and geometric style.

6.2.1 Facteurs géodynamiques

Cette première échelle d'influence montre la relation entre le secteur du bassin étudié et sa position sur la croûte terrestre (fig. 6.8).

- Géomorphologie du bassin

La collision entre les cratons du Laurussia et le Sibérien-Kazakh a conditionné la morphologie et l'orientation du bassin ouralien (fig.1.4a). Au cours du Carbonifère inférieur, le craton sibérien migre en s'éloignant de la marge arctique de Laurentia, et permet l'ouverture du bassin de Sverdrup (Sweeney, 1977). La collision avec la marge orientale du continent de Laurussia s'effectue au cours du Permien inférieur, en fermant l'océan Pleïonique (Scotese & McKerrow, 1990).

- Latitude

La position paléolatitudinale de cet océan, au cours de la transition Carbonifère-Permien (selon les données paléoclimatiques, paléomagnétiques, paléobiogéographiques et tectoniques; McKerrow & Ziegler, 1972; Scotese *et al.*, 1979; Ross & Ross, 1985; Scotese & McKerrow, 1990; Witzke, 1990), est située entre 15 et 40° de latitude nord. Son orientation NNW-SSE ou NNE-SSW (selon les interprétations paléomagnétiques; Khzamov & Davidov, 1991; Ross & Ross, 1990; Scotese & McKerrow, 1990), permettait une connection septentrionale de l'océan Pleïonique avec l'océan proto-Arctique froid, et une connection méridionale avec la Tethys (courant chaud). D'autre part, cette connection méridionale avec la Tethys était aussi la voie de communication avec la plupart des courants de tempêtes (Marsaglia & Klein, 1983).

La connection biogéographique entre la Tethys et l'océan Pleïonique (où se place le bassin pré-ouralien) se termine dès l'Artinskien; les associations benthiques enregistrent l'arrêt des circulations océaniques et se développent progressivement au sein de provinces biogéographiques (Ross & Ross, 1985). La connection avec la Tethys s'achève définitivement au Kungourien lors de la fermeture du bassin d'avant-pays. Les bioconstructions disparaissent presque totalement de ce bassin, désormais évaporitique. Toutefois, de rares bioconstructions à stromatolites poursuivent leur développement, mais indiquent des conditions écologiques restreintes peu favorables à d'autres organismes constructeurs.

La fermeture de ce bassin a pour conséquence la modification des conditions géochimiques du milieu, l'apparition des évaporites et la modification des courants océaniques et des "upwelling".

- Température, climat et relations biogéographiques

La température représente l'un des principaux facteurs contrôlant la distribution des associations benthiques. La variation des associations benthiques permet d'identifier des variations climatiques, qui peuvent aussi coïncider avec des variations de bathymétrie. Les variations de l'un des ces deux paramètres peuvent amener à une même évolution d'associations benthiques.

Les carbonates de type "Bahamas" ou chlorozoan sont limitées aux climats tropicaux, à une latitude actuelle comprise entre 35°N et 35°S (Lees & Buller, 1972; Lees, 1975). Au Permien, le secteur géographique étudié correspond à ces latitudes. Les associations benthiques sont caractérisées par de nombreuses calcisponges et des *Archaeolithoporella* (Flügel, 1982; Wahlman, 1985). Par contre, les associations de type bryonoderm à hyalosponge et foramol des régions tempérées sont caractérisées par des bryozoaires, des *Palaeoaplysina*, des foraminifères, des mollusques et des éponges. Les régions de hautes latitudes (l'Australie et la Tasmanie; Rao, 1981) montrent des associations de type foramol. Les associations caractéristiques de ces latitudes sont absentes de la région étudiée en Oural. Cependant, en Oural, les associations des domaines plus externes de la plate-forme sont identiques à celles des milieux tempérés.

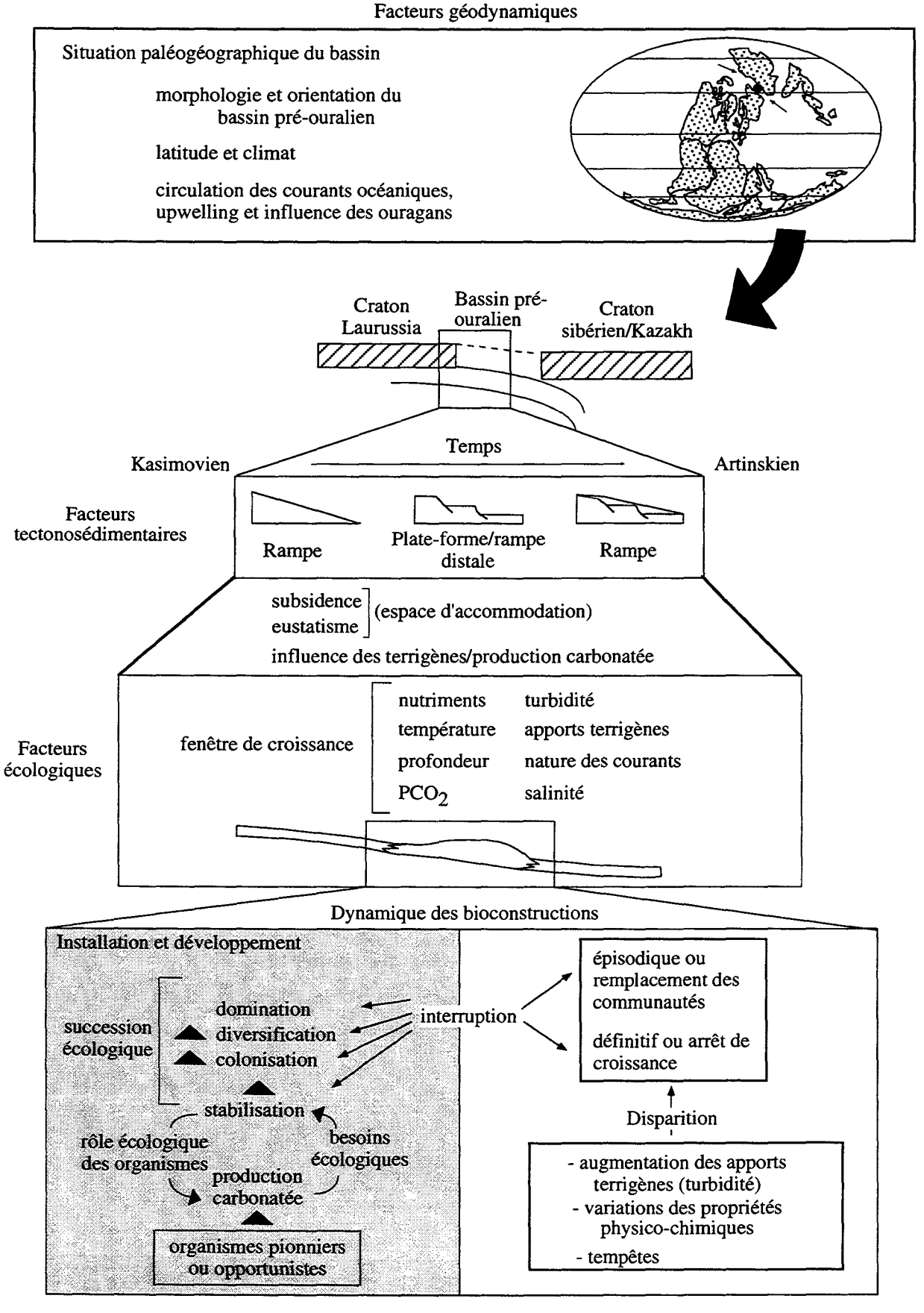


Fig. 6.8 : Schéma reprenant l'ensemble des facteurs ayant interféré lors de la croissance des bioconstructions. Trois ordres de grandeurs se détachent : les facteurs géodynamiques, les facteurs téctonosédimentaires et les facteurs autostratigraphiques ou écologiques.

Fig. 6.8: Diagram showing main geodynamic, tectonosedimentary and autostratigraphic factors that influenced buildup development.

Au cours de la transition Carbonifère supérieur-Permien inférieur, Flügel (1982) pour la Tethys, Chuvashov, 1983 pour l'Oural et Beauchamp (1987) pour l'Arctique canadien, ont proposé une évolution paléobathymétrique des associations benthiques sur un profil de plate-forme, depuis des associations d'eaux peu profondes (chlorozoan) vers des associations d'eaux plus profondes (foramol ou bryonoderm et hyalosponge, nomenclature de Beauchamp, 1994).

Dans le secteur centro-méridional de l'Oural, on retrouve les mêmes associations de type chlorozoan, chlorosponge et bryonoderm (fig. 6.9). Tout au long du Carbonifère supérieur et du Permien inférieur, les associations s'organisent suivant un gradient de bathymétrie sur un profil de plate-forme et n'enregistrent aucune perturbation de leur agencement. Durant plus de 40 m.a., un climat tropical relativement peu variable affecte ce secteur géographique. D'ailleurs, la faible migration de Laurussia vers le nord (de 5 a 10° selon Beauchamp, 1994), au cours de cette transition est favorable à cette homogénéité. Les températures enregistrées par les tests de foraminifères et les valves de brachiopodes indiquent une température moyenne de 20 à 22 °C; les tests de coraux, par contre, présentent des valeurs de 26 à 28°. Ces températures correspondent à celles des régions tropicales (Yasamanov, 1980). La présence de l'association benthique à bryonoderm dans le secteur bioconstruit de Ryabinov (Krasno-Ufimsk, Oural), au cours de l'Artinskien supérieur (Horizon Sarginsky), semble être attribué à leur position dans le secteur le plus externe de la plate-forme, mais non à un refroidissement climatique majeur si l'on en juge par la présence des associations à chlorozoan dans l'Horizon supérieur (Saraninsky) à Nizhne-Irginsk. Les bioconstructions de Ryabinov se développent dans un secteur plus externe de la plate-forme que ne semblent le faire les bioconstructions de Nizhne-Irginsk et leurs associations benthiques sont celles d'eaux plus profondes (bryonoderm).

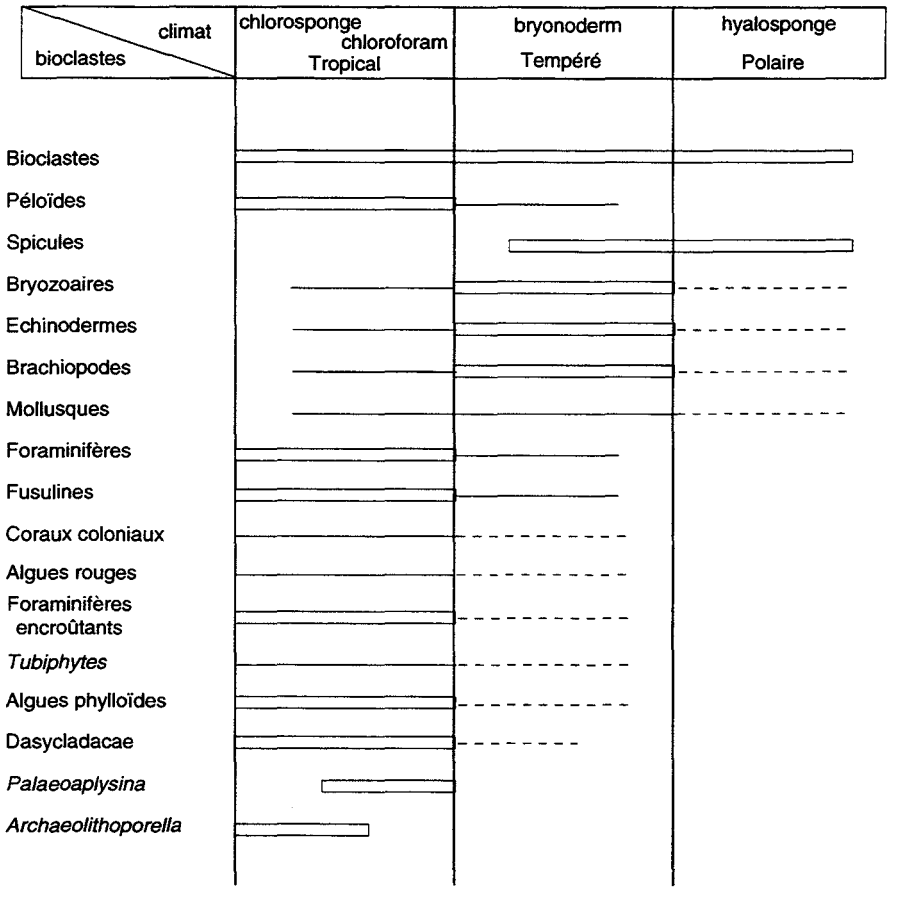


Fig. 6.9 : Charte montrant les constituants des sédiments des eaux marines du Paléozoïque de l'Oural; modifié de Lees & Buller (1972), Lees (1975), Nelson (1988) et Beauchamp (1994).

Fig. 6.9: Main components of Paleozoic sediment record in the Urals from Lees & Buller (1972), Lees (1975), Nelson (1988) and Beauchamp (1994).

Une comparaison avec le bassin du Sverdrup et les bassins avoisinants au cours du carbonifère supérieur et du Permien inférieur montre une similitude de distribution des associations benthiques. Par contre, dès l'Artinskien, l'évolution de ces bassins diverge de celle de l'Oural du sud et ils sont dominés par des associations de type bryonoderm à hyalosponge. La migration progressive des associations d'eaux profondes vers les domaines peu profonds de la plate-forme témoigne d'un refroidissement général, enregistré dans les bassins du Sverdrup, Greenland, Alaska, Timan-Pechora, Svalbard, Bjornoya et mer de Barents (Stemmerik & Worsley, 1989; Beauchamp, 1994). Cette variation climatique a été attribuée à des modifications dans les circulations océaniques et atmosphériques (Beauchamp, 1994).

La disposition N-S du bassin, son étroitesse et son comblement partiel dès l'Artinskien le réduisant à une profondeur moyenne de 200 m, auraient évité l'influence des modifications de courants océaniques proposés par Beauchamp (1994).

6.2.2 Facteurs tectonosédimentaires/glacio-eustatiques (ou allostratigraphiques)

Ces facteurs exercent un contrôle sur la morphologie externe et l'architecture interne des bioconstructions (fig. 6.8). Trois d'entre eux comptent parmi les plus importants :

- Le contrôle biologique ou productivité carbonatée

Il correspond au potentiel de croissance des organismes, qui dépend de nombreux facteurs écologiques : les apports de nutriments (facilité par les courants océaniques), la température des eaux, la profondeur, la P CO_2, la turbidité et les apports terrigènes, la salinité, etc. La réponse des écosystèmes bioconstruits à ces facteurs est exposée dans les chapitres précédents sous forme d'unités de remplacement de communautés. Les limites entre ces unités sont induits par des processus externes (tempêtes, apports terrigènes, etc.), et peuvent influencer les rôles écologiques (ou "guild concept") des organismes constructeurs.

Les bioconstructions de Plakoon, Kyn Station, Shaktau et de Tratau montrent des remplacements de communautés fossiles liées à des variations des conditions hydrodynamiques du milieu. Les bioconstructions de Ryabinov et de Nizhne-Irginsk montrent un remplacement des communautés associé à des apports terrigènes qui témoignent d'un ennoiement épisodique dans ce secteur géographique de la plate-forme et à des variations hydrodynamiques du milieu. Le taux de croissance des bioconstructions (fig. 6.10) est illustré par la relation $dG/dt = G'$ (Schlager, 1993) ou G' est le taux de croissance et t, le temps.

- La paléotopographie

L'installation des bioconstructions peut être favorisée par la présence d'une paléotopographie héritée (James & Macintyre, 1985). L'importance des irrégularités du substrat, en forme de paléoréliefs ou, à une échelle inférieure, de semelles bioclastiques , permet l'installation préférentielle d'une bioconstruction. Un paléorelief positif n'est important que lors du stade initial de développement des bioconstructions; son influence décroît lorsqu'elles atteignent leur maturité (Longman, 1981). Dans tous les exemples traités en Oural, les bioconstructions se développent à partir d'une semelle biodétritique (fig. 6.7); à l'exception de la bioconstruction de Nizhne-Irginsk, où les algues phylloïdes colonisent un substrat boueux. Les bioconstructions de Tratau et de Shaktau semblent s'installer dans un secteur géographique gouverné par des hauts fonds relatifs (fig. 6.5).

- L'espace d'accommodation

La morphologie des bioconstructions et leur architecture interne sont directement influencées par l'espace d'accommodation ou l'accommodation stratigraphique (Homewood, 1995).

Les bioconstructions de l'Oural s'avèrent être d'excellents outils marqueurs des fluctuations du niveau marin relatif.

(1) D'une part, l'ensemble de ces bioconstructions permet de reconstruire une courbe modèle des fluctuations du niveau marin relatif du Moscovien à l'Artinskien (fig. 6.11). Les fluctuations du niveau marin relatif dans ce secteur de l'Oural sont fortement influencées par l'action d'une subsidence tectonique liée à la mise en place du bassin d'avant-pays pré-ouralien. Du Moscovien à l'Artinskien, les bioconstructions de Plakoon, de Kyn Station, de Tratau/Shaktau, de Ryabinov et de Nizhne-Irginsk migrent vers la plate-forme, sous l'influence également des fluctuations eustatiques. Cette migration représente une rétrogradation forcée des ceintures bioconstruites au cours du temps. Elle correspond à un régime compressif régional pour les bioconstructions de Plakoon, Kyn Station, Ryabinov et Nizhne-irginsk. Par contre, cette subsidence est favorisée de l'Assélien à l'Artinskien inférieur par un régime distensif local pour les biconstructions de Tratau et Shaktau. C'est au cours de cet épisode, que les bioconstructions atteignent des dimensions importantes et présentent des épaisseurs de plus de 400 m.

Les enregistrements séquentiels sont également fortement influencées par les variations eustatiques et surtout lors des périodes glacio-eustatiques, comme c'est le cas au Carbonifère-Permien (Schlager, 1993). Cependant, les fluctuations eustatiques restent difficiles à déterminer au vue de l'importante activité tectonique au niveau de la charnière entre la plate-forme russe et le bassin d'avant-pays pré-ouralien.

Une comparaison avec une courbe eustatique théorique correspondant à une marge passive de la plate-forme russe et proposée par Ross & Ross (1985) et celle Aisenverg *et al.* (1983) pour la plate-forme Est-Européenne permet d'envisager la part de l'eustatisme et celle de la subsidence lors de la croissance de ces bioconstructions.

- Du Kasimovien au Gzhélien, une tendance générale régressive de la courbe de troisième ordre est enregistrée pour la plate-forme russe (Sloss, 1972). Les données déduites des bioconstructions de l'Oural montre une tendance rétrogradante marquée par une migration des ceintures bioconstruites vers la plate-forme russe et par le passage de bioconstructions à coraux, pseudo-algues et *Palaeoaplysina* (shoreface à offshore supérieur) à des bioconstructions à algues phylloïdes (offshore supérieur). La migration des ceintures bioconstruites correspond à une rétrogradation forcée induite tectoniquement; la rétrogradation étant associée à une flexuration de la plate-forme et à une augmentation de la subsidence tectonique.

Dans le détail, le Kasimovien est caractérisé par une légère tendance à la diminution de profondeur et se termine par une importante discontinuité.

Les dépôts du Gzhélien, dans le secteur de Kyn Station, montrent une augmentation de l'espace d'accommodation, et enregistrent un ennoiement de la plate-forme à la transition avec l'Assélien, marquée par l'arrivée de dépôts turbiditiques.

Les bioconstructions de Plakoon à coraux et pseudo-algues se déposent lors des périodes de haut niveau marin des séquences de dépôts. Les bioconstructions à *Palaeoaplysina* (Plakoon) et algues phylloïdes (Kyn Station) correspondent aux période trangressives de ces séquences de dépôt (fig. 6.10).

Chaque unité génétique et leurs surfaces semblent répondre à des processus glacio-eustatiques. Elles sont parfois limitées par des surfaces d'émersion caractéristiques d'une chute du niveau marin. Alors que l'agencement interne des unités génétiques semblent être dominé par un contrôle glacio-eustatique, les séquences de dépôts montrent un contrôle tectono-sédimentaire majeur.

- Au cours de l'Assélien et du Sakmarien, la tendance générale observée pour la plate-forme russe correspond à une trangression qui s'installe jusqu'au Tastubskien (Sakmarien inférieur), suivie d'une régression au Sterlitamakien (Sakmarien supérieur). Ces observations coïncident globalement avec la courbe reconstruite dans le secteur géographique de Sterlitamak. Toutefois, la base du Sterlitamakien dans le secteur étudié enregistre une tendance trangressive (Lipina, 1949; Rauser-Chernoussova, 1951) les séquences déduites de l'étude du secteur de Sterlitamak sont identiques à celles présentées par Ross & Ross (1985).

La subsidence du secteur géographique de Sterlitamak est induite par l'action d'une tectonique locale distensive. La fracturation de la plate-forme provoque la génération locale d'une importante subsidence (en grabens ou semi-grabens relatifs), qui favorisent le développement des bioconstructions. Les phases régressives les plus marquées apparaissent à la fin du Sakmarien et au début de l'Artinskien inférieur. Elles sont associées à un soulèvement généralisé de ce secteur géographique (Rauser-Chernoussova, 1951). Trois séquences de dépôt, déduites de l'étude des bioconstructions de Tratau et Shaktau (chapitre IV) ont été individualisées et se terminent par une importante discontinuité, associée à une émersion. La superposition de ces séquences montre, de la base de l'Assélien au toit du Sterlitamakien, une dérive progressive à caractère régressive ponctuée par des phases transgressives au Tastubien et à la base du Sterlitamakien. La dérive régressive correspond au passage des bioconstructions à bryozoaires, *Tubiphytes*, *Archaeolithoporella* (offshore) à des bioconstructions à coraux et *Palaeoaplysina* (offshore supérieur à shoreface). Toutefois, cette dérive régressive des faciès ne reflète pas le style de sédimentation du secteur géographique de Sterlitamak, qui enregistre une migration des dépôts vers la plate-forme russe. Cette migration locale des dépôts vers la plate-forme russe semble être induite tectoniquement par le jeu d'une subsidence accrue vers le NW (voir chapitre IV). Elle induit une rétrogradation forcée du Tastubien au Sterlitamakien pour le secteur géographique de Sterlitamak.

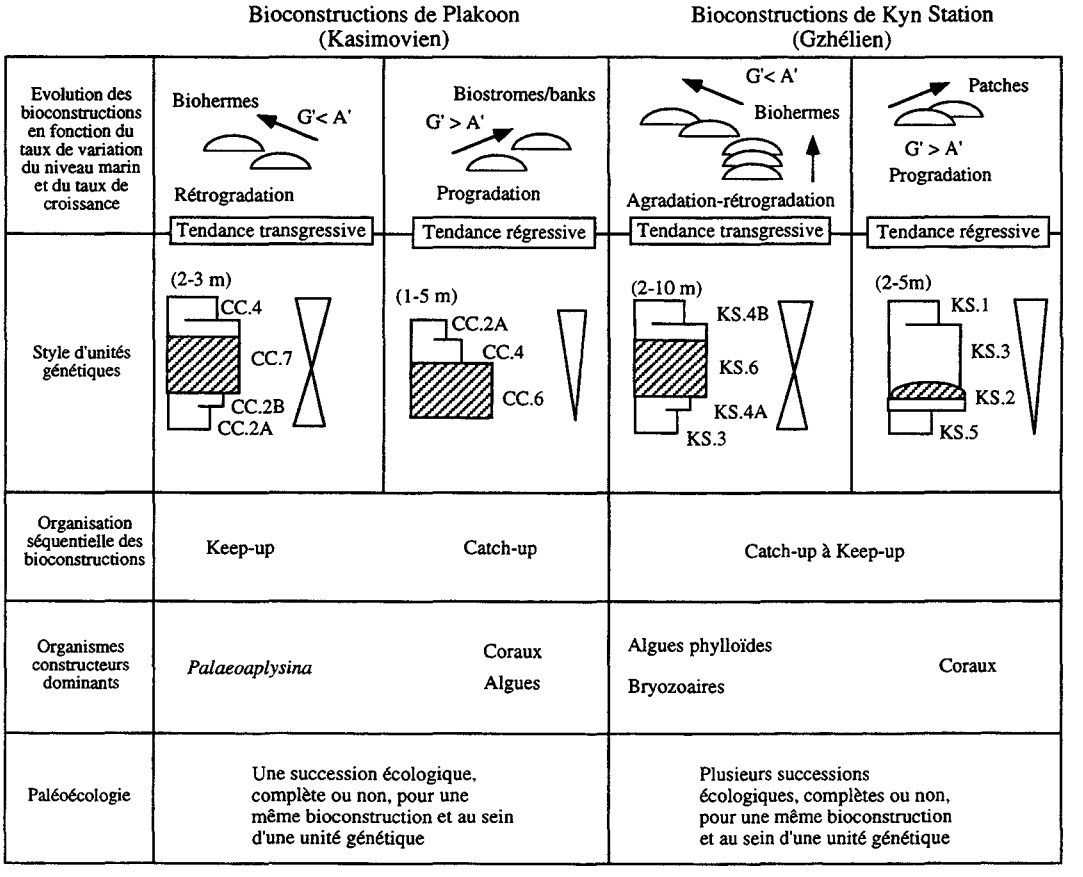
Les affleurements de Tratau et de Shaktau montrent un caractère bioconstruit dominant en tendance trangressive, et biodétritique en période de haut niveau marin. Les bioconstructions à bryozoaires, *Tubiphytes* et *Palaeoaplysina* se développent préférentiellement en période d'augmentation du niveau marin relatif; celles à *Archaeolithoporella* et coraux s'installent, par contre, en épisode de haut niveau marin (fig. 6.10). Le remplacement des communautés fossiles semble associé directement aux variations des conditions de dépôts du milieu.

- A l'Artinskien, la courbe de troisième ordre de Sloss (1972) montre une tendance trangressive. Dans les secteurs géographiques étudiés, l'Artinskien inférieur correspond à une période de soulèvement tectonique (Rauser-Chernoussova, 1951) favorisant un contexte régressif pour l'enregistrement des variations relatives du niveau marin. L'Artinskien supérieur débute par une importante transgression individualisée par le dépôt de marnes présentant une signature marine profonde, dans les secteurs géographiques de Sterlitamak et de Krasno-Ufimsk. Cette transgression apparaît sur l'ensemble de la plate-forme russe et pourrait être d'une origine eustatique. Les toits des Horizons Sarginsky et Saraninsky sont affectés par une inondation de la plate-forme et caractérisé par l'arrivé de dépôts terrigènes turbiditiques. Une migration des ceintures bioconstruites est enregistrée entre ces deux horizons toujours suivant une polarité E-W et favorisée par un contexte tectonique à nouveau compressif. Chaque séquence de dépôt est caractérisée par un corps bioconstruit différent auquel sont associés des remplacements de communautés écologiques.

La tendance transgressive de l'Artinskien supérieur pourrait être attribuée à une augmentation eustatique, amplifiée par une migration du dépôt-centre sous l'effet de contraintes tectoniques vers la plate-forme russe.

(2) D'autre part, l'analyse de ces bioconstructions permet de proposer une synthèse séquentielle reproductible pour toutes les bioconstructions.

Les unités génétiques présentent une organisation particulière au sein des séquences de dépôts observées quelque soient les bioconstructions étudiées. La schéma de synthèse 6.10 permet de proposer les observations suivantes : les unités génétiques composites, constituées d'une tendance à l'augmentation puis à la diminution de la profondeur, s'observent uniquement au sein des éléments architecturaux rétrogradants (chapitres II, III, IV et V), et parfois agradant (chapitres II et III). Les unités génétiques montrant une diminution de la profondeur se retrouvent, au contraire, au sein des éléments architecturaux agradants et progradants. Les surfaces délimitant les unités génétiques sont fondamentales et leur présence est indicatrice des perturbations enregistrées par le milieu de dépôts.



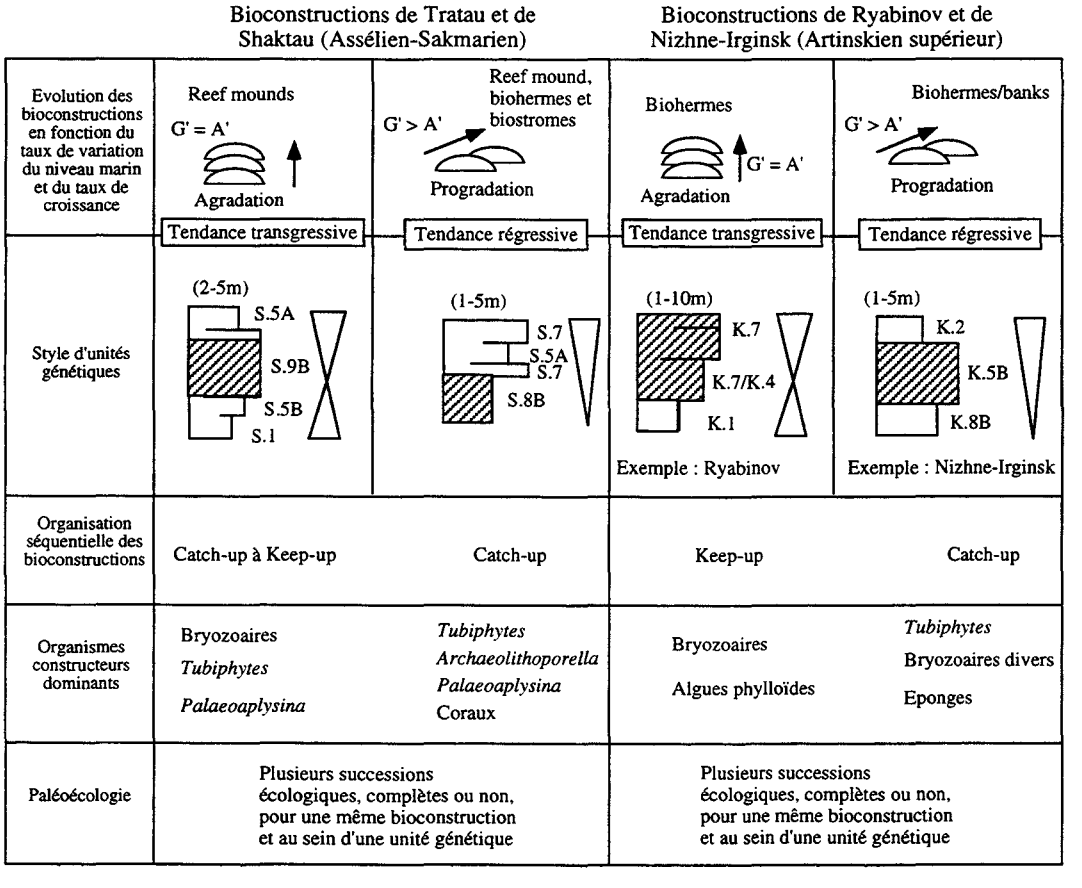


Fig. 6.10 : Schéma de synthèse des principaux caractères de l'enregistrement séquentiel des bioconstructions.
Fig. 6.10: Synthetic sketch showing main features of sequential framework in Uralian buildups.

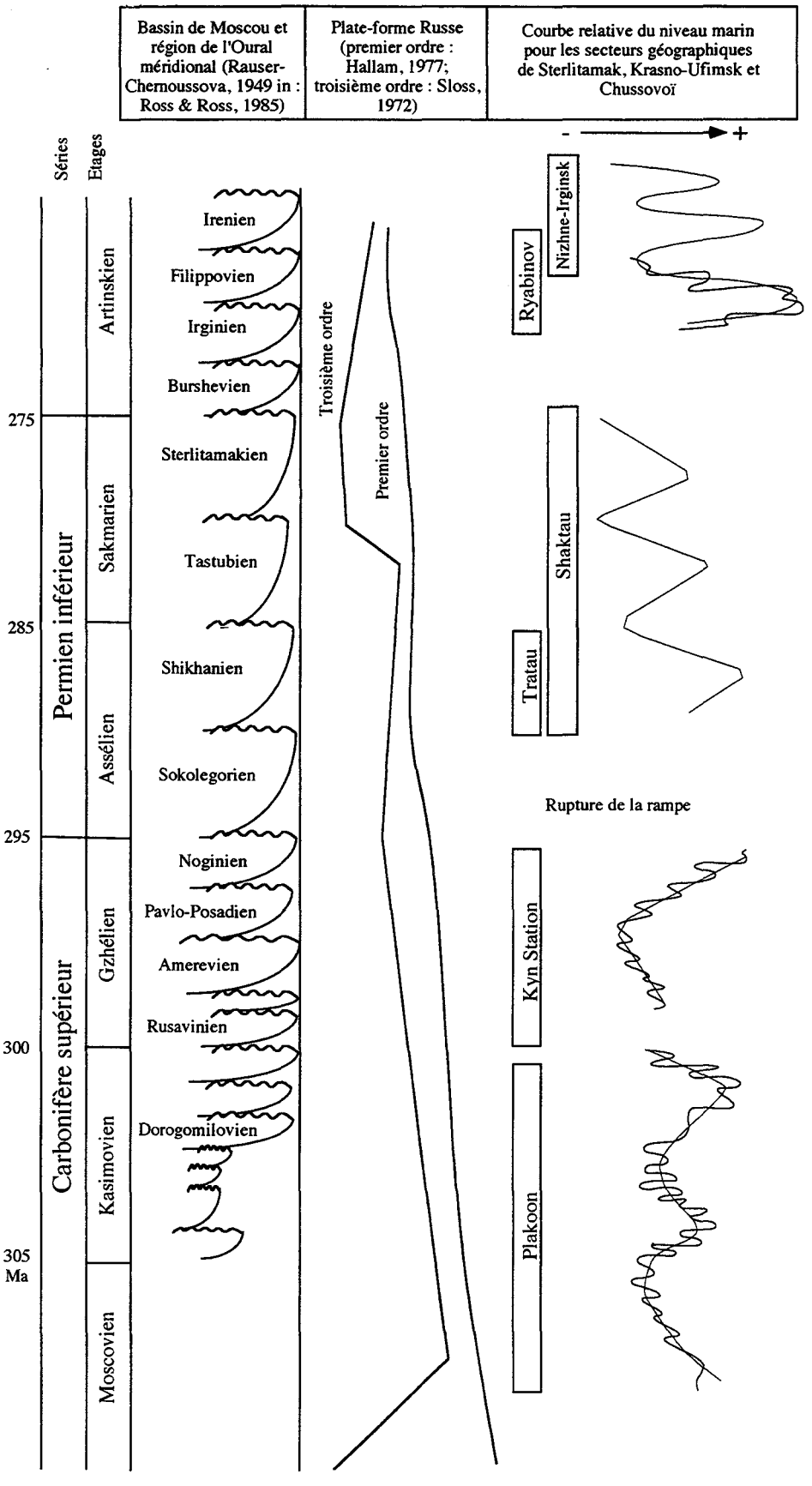


Fig. 6.11 : Courbe modèle des fluctuations relatives du niveau marin, reconstruite à partir de l'étude des bioconstructions du Carbonifère supérieur au Permien inférieur; comparaison avec les courbes de Sloss (1972) et Rauser-Chernoussova (1949), *in* Ross & Ross (1985) and Veevers & Powell (1987).

Fig. 6.11: Approach of relative sea level curve reconstructed by upper Carboniferous and lower Permian buildup sequential framewok. Comparison with eustatic curves of Sloss (1972 et Rauser-Chernoussova (1949), in Ross & Ross (1985) and Veevers & Powell (1987).

- Discussion sur l'espace d'accommodation et la productivité carbonatée des bioconstructions.

En général, l'âge et la composition des bioconstructions ne comptent pas parmi les facteurs contrôlant la morphologie externe des bioconstructions, même si certains organismes, de par leur morphologie et leur fonction, contrôlent la géométrie interne des bioconstructions.

La morphologie des bioconstructions peut-être gouvernée par la fonction et le mode de développement des organismes (taux de croissance), mais également par les modifications de l'espace d'accommodation. Les apports sédimentaires (production carbonatée) contrôlent les systèmes carbonatées (Campbell, 1992) et l'enregistrement sédimentaire. La production carbonatée peut influencer l'agencement de certaines unités génétiques de dépôt ou paraséquences (Van Wagoner *et al.*, 1990). Lorsque les apports sédimentaires sont suffisants (Leinfelder, 1993a et b) et la subsidence rapide et continue (Wilson, 1975), les bioconstructions peuvent se développer en période de hausse du niveau marin.

Les fluctuations de ces deux facteurs peuvent modifier la morphologie des bioconstructions. En effet, pour des taux de production carbonatée important, les bioconstructions affichent une tendance agradante en période de remontée du niveau marin et non rétrogradante (exemples des bioconstructions de Kyn Station, de Sterlitamak et de Krasno-Ufimsk).

Lorsque la production carbonatée dépasse le taux d'accommodation, les bioconstructions progradent. L'ensemble des bioconstructions étudiées montrent cette évolution en période de haut niveau marin et rattrape le niveau marin.

La tendance rétrogradante des bioconstructions n'apparaît que lorsque l'espace d'accommodation augmente suffisamment pour ne pas être compensé par la production carbonatée (exemples de Plakoon, Kyn Station et Tratau).

- Discussion la morphologie et la profondeur d'installation des bioconstructions

Il semble exister une relation directe entre la morphologie et la position paléogéographique des bioconstructions. Elle pourrait refléter la quantité d'espace disponible pour la croissance des bioconstructions. L'amplitude des variations de l'espace d'accommodation est différente suivant les environnements paléogéographiques de la plate-forme.

Le schéma 6.12 permet de souligner cette relation; il montre que :

(1) Les bioconstructions composées de *Palaeoaplysina*, d'algues diverses, de coraux ou d'algues phylloïdes sont peu épaisses et forment des biostromes, des banks et plus rarement des biohermes. Ces bioconstructions sont caractérisées par des successions écologiques incomplètes et de faible épaisseur. Chaque remplacement des communautés fossiles correspond à l'installation de nouvelles bioconstructions et est associé à des variations relatives du niveau marin. Ces bioconstructions se développent dans un contexte paléogéographique de rampe homoclinale. Elles sont illustrées par les bioconstructions de Plakoon (Kasimovien), de Kyn Station (Gzhélien) et de Nizhne-Irginsk (Artinskien supérieur). Leur morphologie peut être attribuée à un espace d'accommodation restreint ou encore à des variations de la productivité carbonatée. Le taux de production carbonatée semble être réduit lorsque les bioconstructions passent dans la zone d'action des vagues de beau temps après avoir compensé l'espace disponible. La reprise du caractère bioconstruit répond à des variations relatives du niveau marin (bioconstruction de Plakoon). L'espace d'accommodation et la productivité carbonatée gouvernent la morphologie de ces bioconstructions.

(2) Les bioconstructions de Tratau, de Shaktau et Ryabinov sont composées de *Tubiphytes*, d'*Archaeolithoporella*, de coraux et/ou de bryozoaires. Ces organismes participent à l'élaboration de bioconstructions épaisses et forment des reef-mounds, des pinacles ou des biohermes. Leurs successions écologiques sont souvent complètes et épaisses. Les remplacements de communautés fossiles correspondent également à l'apparition de nouvelles bioconstructions. Ils témoignent de l'arrêt momentané ou définitif de la croissance d'une bioconstruction provoquée par des processus allostratigraphiques épisodiques. Ces interruptions peuvent être attribuées à des apports terrigènes

(Ryabinov), à une inondation de la bioconstruction (Tratau/Shaktau), à une émersion du toit de la bioconstruction (Shaktau/Tratau). Ces bioconstructions épaisses sont associées à des secteurs fortement subsidents de la plate-forme où l'espace d'accommodation est suffisant pour permettre leur développement.

Dans les environnements ou l'espace disponible est réduit, tant latéralement que verticalement, seuls quelques petits biostromes ou "patches" se développent. On les observe en abondance sur la plate-forme russe (Chuvashov, 1991). En domaine de plate-forme médiane à externe (sous la zone d'action des vagues de beau temps), l'espace d'accommodation disponible est faible mais l'extension latérale est importante. Cet espace permet le développement de biostromes, de banks et plus rarement de petits biohermes. En Oural, de nombreux banks se forment dans le domaine médian de la plate-forme (fig. 1.12). En bordure de la plate-forme, l'espace disponible est plus important et favorise le développement des reef mounds et des biohermes. Ces bioconstructions présentent souvent un relief important et elles s'installent dans les domaines de transition entre la plate-forme russe et le bassin pré-ouralien.

Les banks sont restreints au domaine de plate-forme médiane et les grandes bioconstructions au domaine de plate-forme externe ou de talus. Par contre, les biohermes ne sont pas contraints par un domaine particulier; on les retrouve, selon leur dimension, en domaine de plate-forme médiane, externe et sur le talus de la plate-forme. Leur composition diffère suivant leur situation paléogéographique; les associations à bryozoaires étant généralement les plus distales (fig. 1.12). Lorsque de petites bioconstructions sont conservées dans un domaine où l'espace disponible était suffisant pour en permettre un meilleur développement, il faut évoquer des processus externes ayant empêché leur croissance, puisqu'elles restent immatures. L'ennoiement précoce de certaines bioconstructions permet d'expliquer l'arrêt de la croissance de ces bioconstructions.

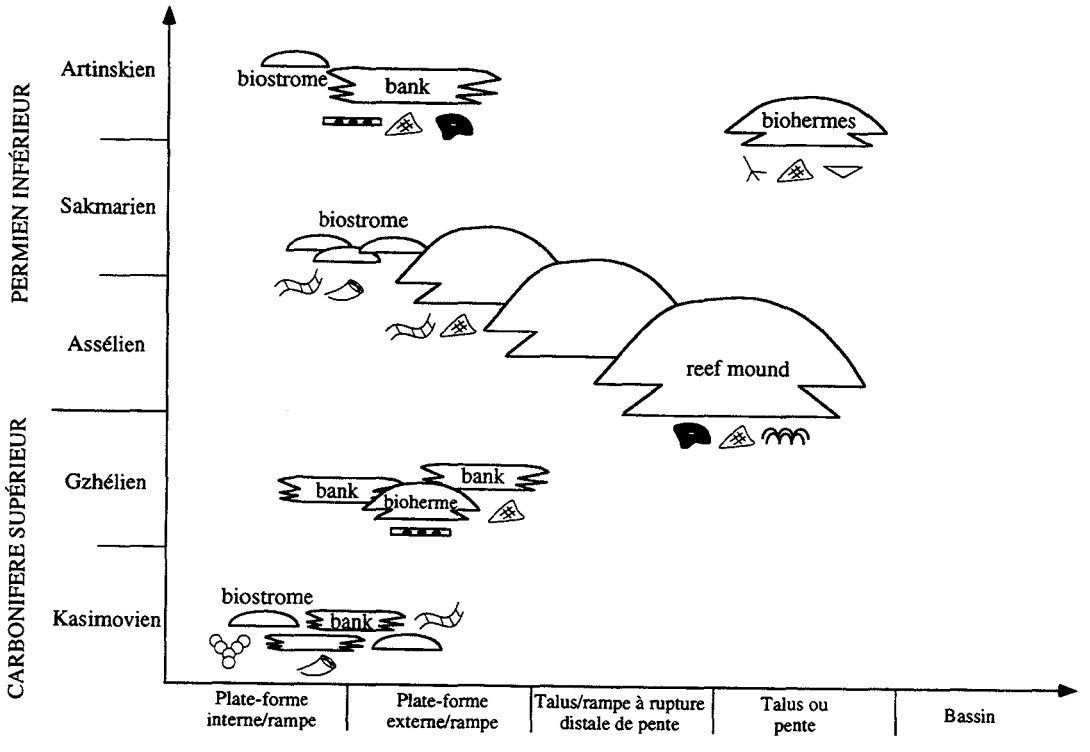


Fig. 6.12 : Diagramme de répartition des bioconstructions en fonction du temps et de leur situation sur un profil de plate-forme (Oural, Russie).
Fig. 6.12: Diagram illustrating relationshisp between time and setting of buildups in a platform section.

6.2.3 Facteurs autostratigraphiques

Les facteurs autostratigraphiques (ou écologiques) se manifestent par leur action interne sur les corps bioconstruits. La composition, la diversité et l'organisation des assemblages fossiles changent au cours du temps lors de la croissance des bioconstructions. Avant de comprendre le rôle de ces facteurs intrinsèques, la composition organique des différentes bioconstructions est envisagée par l'intermédiaire des associations fossiles.

- Les associations fossiles

Un total de 13 associations fossiles a été défini pour l'ensemble des bioconstructions d'âge Kasimovien à Artinskien supérieur. Les associations fossiles peuvent être reconnues dans différents faciès d'une même bioconstruction (fig. 6.13), et dans les faciès de plusieurs bioconstructions. Les différentes associations fossiles s'organisent suivant un profil théorique de plate-forme en fonction de la bathymétrie (fig. 6.14) indépendamment de leur présence en contexte transgessif et régressif. Ce schéma permet de préciser la situation relative des associations fossiles et lesurs relations avec les facteurs hydrodynamiques de la plate-forme. Trois domaines sont individualisés : (1) un domaine interne constitué par des associations fossiles à algues, à coraux, à *Palaeoaplysina* et plus rarement à foraminifères; (2) un domaine intermédiaire caractérisé par les principaux organismes constructeurs, appartenant aux associations fossiles à *Archaeolithoporella*, *Tubiphytes*, bryozoaires, algues phylloïdes et éponges; et (3) un domaine situé dans le secteur externe de la plate-forme, caractérisé par des associations fossiles à foraminifères (AF.3), échinodermes (AF.4), brachiopodes (AF.2) et éponges (AF.1). Les organismes à caractère pélagique y sont représentés par des ammonoïdes, des orthoceratides et des radiolaires.

Enfin, les biostromes et patches situés en domaine interne de la plate-forme sont constitués de pseudo-algues (AF.13) et de coraux (AF.12), et plus rarement, de *Palaeoaplysina*. Les banks et biostromes de domaine médian de la plate-forme sont composés d'algues phylloïdes (AF.10), de *Palaeoaplysina* (AF.11) et plus rarement de bryozoaires (AF.6). Les pinacles, ou reef mounds ou encore les biohermes situés en domaine médian à externe de la plate-forme incluent les associations fossiles à bryozoaires (AF.5 et AF.6), à *Tubiphytes* (AF.7 et AF.8) et à *Archaeolithoporella* (AF. 9).

	Plakoon (CC)	Kyn Station	Tratau	Shaktau	Ryabinov	Nizhne-Irginsk
AF.1					K.10a	K.9
AF.2						K.3 K.11
AF.3	CC.2b	KS.3	S.1b	S.1b		
AF.4					K.10a K.10b K.10c	K.8 K.10b
AF.5		KS.4			K.5 K.7	
AF.6			S.5 S.8a S.9	S.9		K.5 K.7 K.8
AF.7			S.8b	S.8b		K.4 K.5
AF.8						K.5
AF.9			S.7 S.8 S.9	S.7 S.8 S.9		
AF.10		KS.4 KS.6				K.6 K.5b
AF.11	CC.7			S.4 S.6		
AF.12	CC.3 CC.5		S.2 S.3	S.2 S.3		
AF.13	CC.6 CC.2a			S.1a		

Fig. 6.13 : Tableau de répartition des associations fossiles reconnues dans différents faciès d'une même ou de plusieurs bioconstructions indépendamment de leur situation en tendance transgessive et régressive.
Fig. 6.13: Distribution of fossil assemblages recognised in buildup faciès.

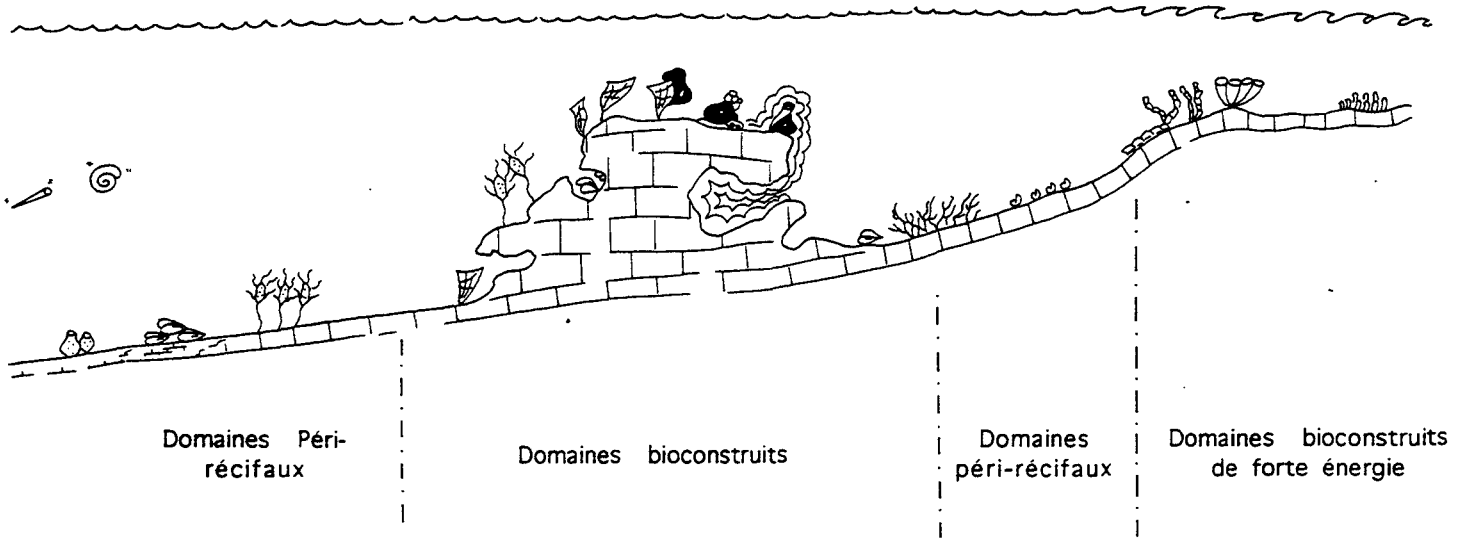


Fig. 6.14 : Schéma de répartition des associations fossiles en fonction d'un profil théorique de plate-forme carbonatée; les associations sont dispersées entre les domaines bioconstruits et péri-récifaux.
Fig. 6.14: Sketch showing the location of fossil associations in a theoric carbonated platform substrate. Fossil assemblages are distributed both in buildup and in peri-reefal areas.

- Les successions écologiques

Les facteurs autostratigraphiques ou écologiques influencent l'architecture interne des bioconstructions et, dans une moindre mesure, leur morphologie externe. L'association des organismes favorisent la formation des successions écologiques caractéristiques. Celles-ci sont plus ou moins complètes suivant les bioconstructions et coïncident avec les successions écologiques modèles de Walker & Alberstadt (1975). Les bioconstructions de Plakoon et de Kyn Station montrent des successions écologiques, souvent incomplètes. L'arrêt des successions écologiques est attribué soit au passage dans la zone d'action des vagues de beau temps (Plakoon), ou encore à l'inondation de la plate-forme (Kyn Station). Dans les bioconstructions de Ryabinov, les successions écologiques sont également incomplètes, arrêtées par l'arrivée de terrigènes provoquée par l'inondation de la plate-forme. Pour les bioconstructions de Tratau et de Shaktau, les successions écologiques sont le plus souvent complètes et épaisses.

En résumé, chaque bioconstruction peut être composée d'une ou de plusieurs successions écologiques (fig. 6. 11). Ces successions écologiques résultent du fonctionnement d'un circuit ouvert ("feedback circuit"; Hüssner, 1994) où les facteurs de stabilité, de production carbonatée, de rôle des organismes sont interdépendants. Le rôle sédimentologique des organismes pour les bioconstructions de l'Oural permet d'envisager le lien entre l'action biologique des organismes et leurs environnements (fig. 6.15).

Les phases initiales des successions écologiques sont constituées d'organismes pionniers ou opportunistes susceptibles de stabiliser et de coloniser le substrat. Il sont représentés par des échinodermes, des foraminifères, des brachiopodes, des lamellibranches et des trilobites. Ces organismes constituent très souvent la semelle des bioconstructions.

Les épifaunes endémiques (ou organismes primaires, *sensu* Hüssner, 1994) s'installent ensuite, ce qui provoque la diversification des organismes et l'occupation de la plupart des niches écologiques. Les organismes sont représentés par des coraux, des *Palaeoaplysina*, des bryozoaires, des éponges et des échinodermes (Plakoon, Kyn Station, Tratau, Shaktau et Ryabinov). Ils constituent le coeur des bioconstructions. Enfin, les épifaunes spécialisées (ou organismes secondaires, Hüssner, 1994), envahissent les niches écologiques disponibles et deviennent dominants. Ils sont caractérisés par des bryozoaires, des algues phylloïdes, des *Tubiphytes*, certains foraminifères, les *Archaeolithoporella* et certaines algues (Nizhne-Irginsk, Tratau et Shaktau).

L'activité vitale des organismes contribue à la modification du substrat et à la formation d'un substrat dur ou semi-dur. Les processus allostratigraphiques modifient également le substrat par le destruction des bioconstructions et la formation de substrat semi-dur. Toutefois, ils favorisent souvent l'installation de nouvelles associations fossiles et la reprise d'une sédimentation bioconstruite.

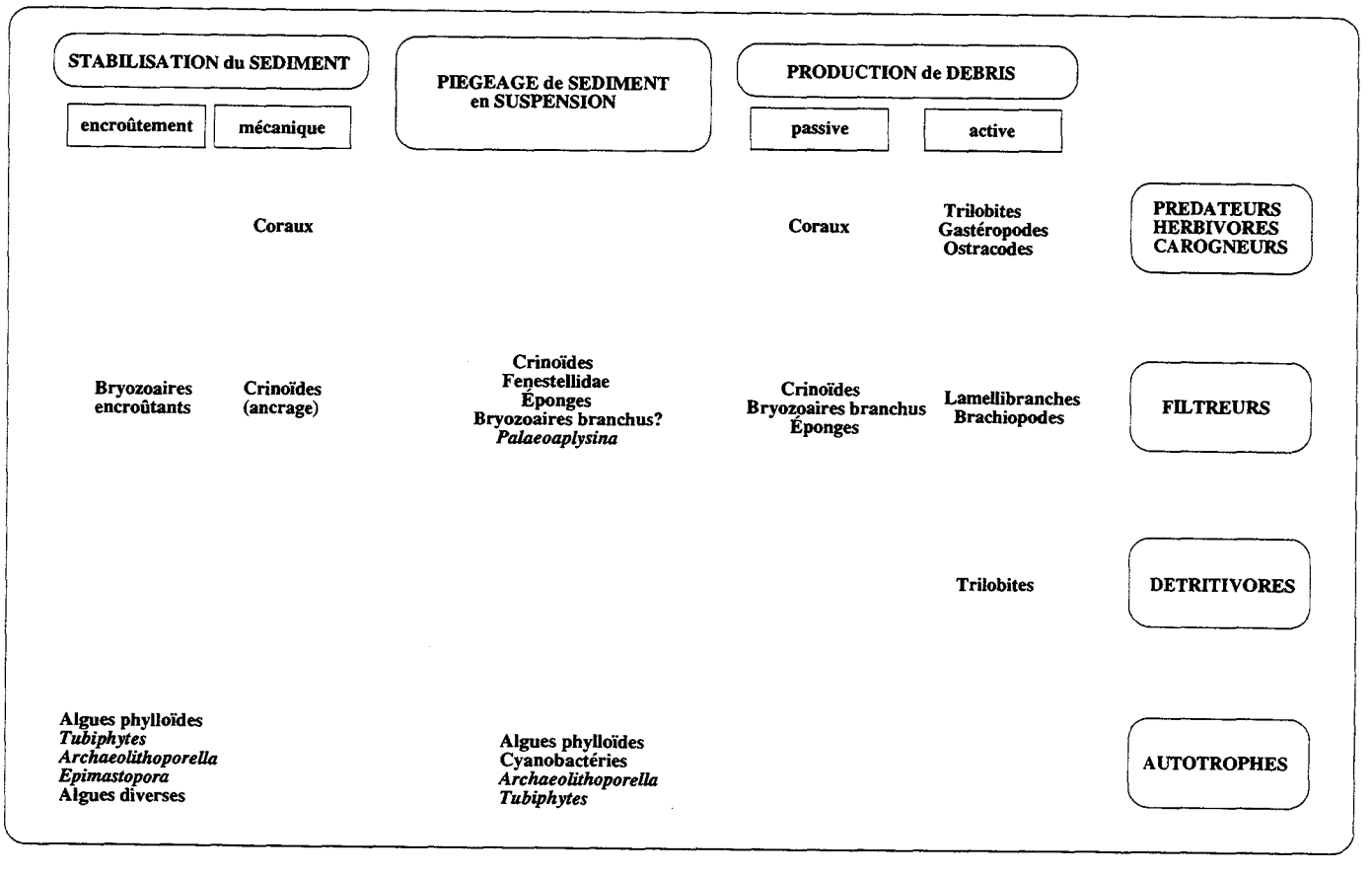


Fig. 6.15 : Rôle sédimentologique des organismes les plus fréquents dans les bioconstructions de l'Oural en fonction de leur groupe trophique. D'après Alberstadt *et al.* (1974), Kobluk & James (1972), Mountjoy & Riding (1981), Pratt & James (1982), Fagerstrom (1987) et les observations issues de ce travail.

Fig. 6.15: Sedimentological fonction of taxa described in the Uralian buildups, according to their trophic groups; after Alberstadt et al. (1974), Kobluk & James (1972), Mountjoy & Riding (1981), Pratt & James (1982), Fagerstrom (1987) and russian observations.

- Le spectre biologique

Les communautés biologiques des bioconstructions de l'Oural sont complexes, et comprennent une dizaine d'organiques susceptibles de participer au développement des bioconstructions. L'ensemble des organismes existaient déjà au Carbonifère supérieur, et poursuivent leur développement au cours du Permien.

Le spectre biologique (fig. 6.16) comprend des pseudo-algues (donezelles et bereselles), qui forment des bioaccumulations et montrent une production carbonatée très importante. Ces algues disparaissent au Carbonifère supérieur dans ce secteur géographique et à l'Assélien dans d'autres bassins (Vachard, commun. pers.). La disparition au Carbonifère supérieur peut être attribuée à l'absence de conditions écologiques nécessaires à leur développement, ou à l'occupation de leurs niches écologiques par d'autres organismes mieux adaptés (tels que les *Epimastopora*, les *Palaeoaplysina*, etc.). Les algues phylloïdes, les *Tubiphytes* et les *Archaeolithoporella* sont des organismes autotrophes ayant un pouvoir de liaison important. Les algues phylloïdes peuvent également exercées un pouvoir de filtration et de piégeage des particules en suspension. Les *Tubiphytes* et les *Archaeolithoporella* encroûtent un substrat, soit bioclastique ou encore boueux. Le volume occupé par ces différents organismes sur un substrat (boueux ou non) est variable, et les organismes influencent la morphologie des bioconstructions. Les bryozoaires, les éponges, les échinodermes et les *Palaeoaplysina* sont des organismes filtreurs qui piègent le sédiment, stabilisent le substrat et participent à la production de débris. La morphologie des organismes et leurs propriétés génétiques gouvernent leur mode d'implantation et de développement au sein des niches écologiques. L'ensemble des organismes est repris sur la figure 6.17 en fonction de leur rôle sédimentologique et de leur groupe trophique.

Le spectre biologique présente de fortes similitudes avec les faunes et flores des bassins arctiques, du Sverdrup, du Svalbard et du Greenland (situés au NE), et s'en différencie par la présence d'*Archaeolithoporella* à l'Assélien et au Sakmarien, et de *Palaeoaplysina* et d'algues phylloïdes à l'Artinskien supérieur. Les algues phylloïdes sont absentes dans ces bassins septentrionaux en raison d'une phase de refroidissement proposée par Beauchamp (1994) pour l'Artinskien. Le spectre fossile est semblable à celui de la Tethys, dont il diffère par la présence de *Palaeoaplysina*, la faible représentation des *Acanthoporella* et de certaines algues vertes. Une comparaison peut également être établie avec les bassin des l'Amérique du Nord, qui sont dépourvus de *Palaeoaplysina*, et caractérisés par la présence de nombreuses éponges calcaires et *Archaeolithophyllum*. L'Oural présente un spectre floro-faunistique intermédiaire entre ces différents domaines géographiques, ce qui s'explique par sa situation latitudinale intermédiaire. Il sert de lien entre les domaines paléobiogéographiques de la Téthys et de l'Océan proto-Arctique.

6.3 Perspectives générales

La comparaison entre les associations benthiques de plusieurs provinces paléobiogéographiques (telles que celles de l'Oural, de l'océan Arctique et de la Tethys) suggère l'existence d'une connection étroite entre leurs bassins. Il serait intéressant de poursuivre la comparaison en terme d'enregistrements sédimentaires afin d'envisager l'importance du contexte géodynamique particulier de chaque bassin.

Afin de préciser les corrélations entre les différents corps sédimentaires à l'échelle des bioconstructions, régionale et globale, il est important de poursuivre les recherches paléontologiques et biostratigraphiques.

Au cours du Carbonifère supérieur et du Permien inférieur, le bassin pré-ouralien est affecté par une importante sédimentation terrigène, dont la lecture détaillée permettrait de préciser l'évolution géodynamique du bassin. Une reconstruction paléogéographique d'ensemble nécessite l'étude conjointe des dépôts terrigènes situés dans le bassin d'avant-pays et des dépôts carbonatés localisés sur la marge orientale de la plate-forme russe.

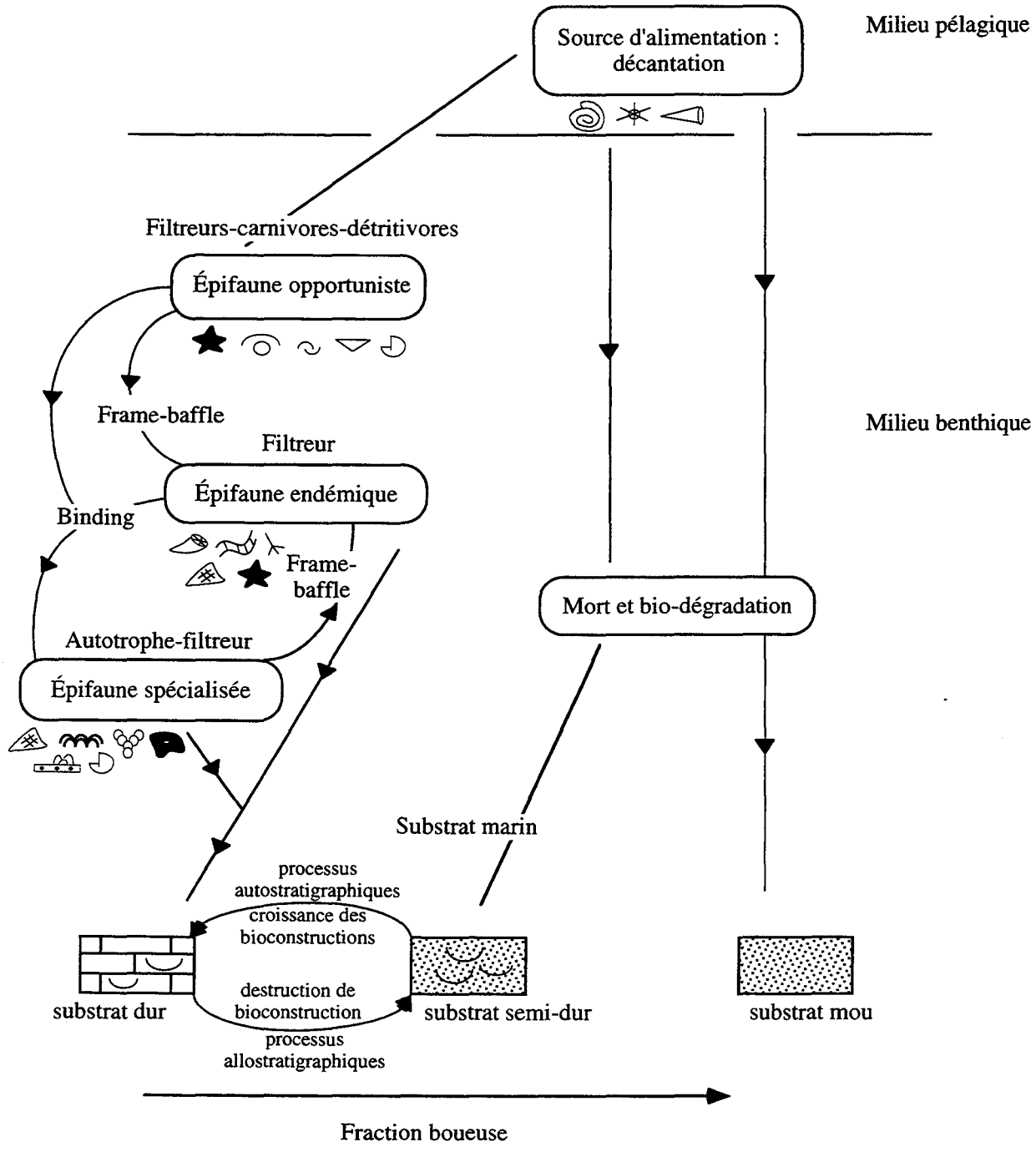


Fig. 6.16 : Schéma illustrant les relations synécologiques des organismes benthiques et leur impact sur le substrat marin.
Fig. 6.16: Synecologic relationship among benthic taxa.

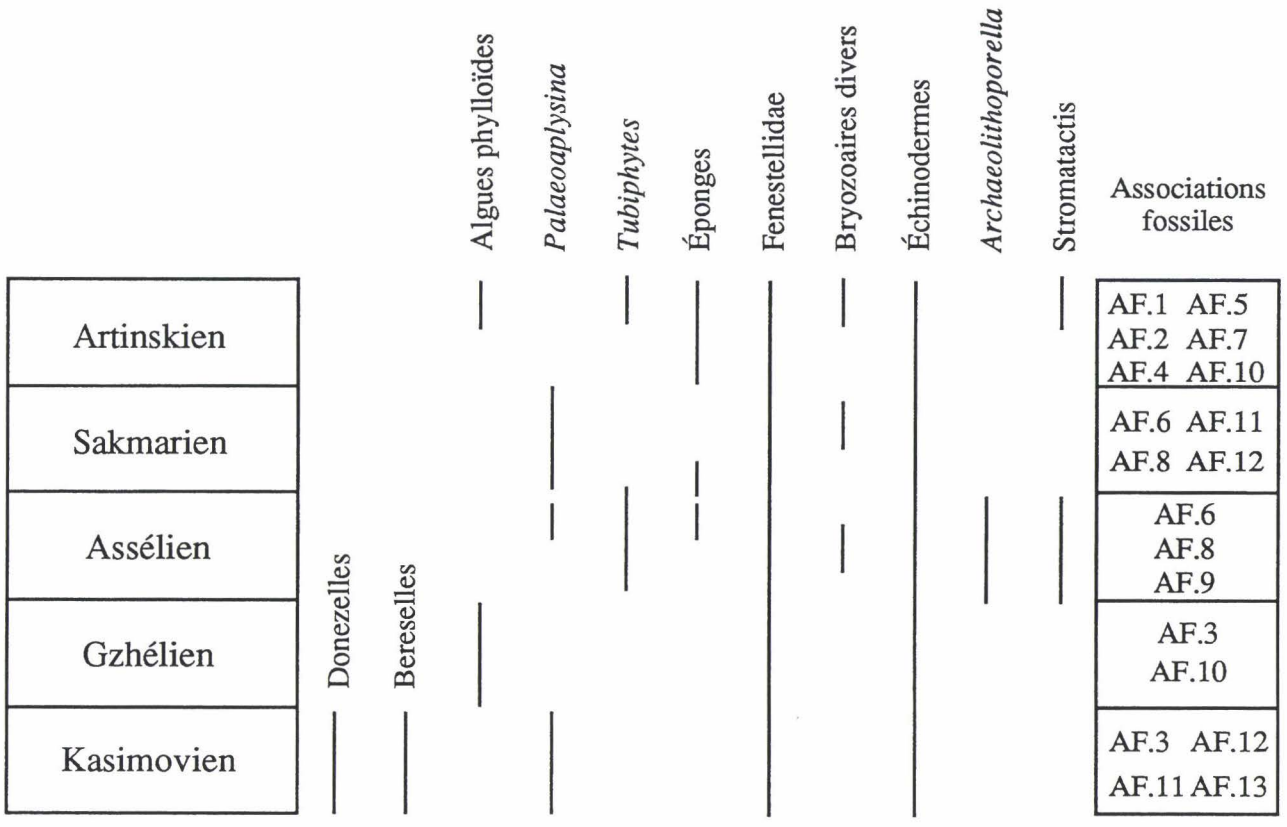


Fig. 6.17 : Distribution stratigraphique des organismes constructeurs participant aux bioconstructions de l'Oural.
Fig. 6.17: Stratigraphic distribution of frambuilders recognised in the Ural buildups.

Ce travail représente également une introduction à l'étude des processus diagénétiques au sein des bioconstructions. Malgré l'existence d'une connection évidente entre les différents types de porosité, de nouveaux travaux s'avèrent nécessaires concernant la perméabilité et la capacité de réservoir potentiel des bioconstructions. Parmi toutes les bioconstructions sélectionnées, les plus grandes présentent les meilleurs qualités réservoir.

Enfin, l'individualisation des différents facteurs allostratigraphiques et leur influence reste l'une des difficultés majeures dans l'étude des bioconstructions. La connaissance du contexte géodynamique régional à l'échelle de l'Oural permettra toutefois, d'améliorer la précision de ces facteurs. La construction de différentes courbes relatives du niveau marin pour les dépôts de ce bassin permettra de dissocier les effets eustatiques de la subsidence. La production carbonatée représente, également, l'un des facteurs importants dans le croissance des bioconstructions.

Les domaines bioconstruits semblent gouvernés par un important contrôle tectono-sédimentaire lié au contexte tectonique de mise en place du bassin d'avant-pays ouralien. Toutefois, l'analyse détaillée des unités génétiques et de leurs surfaces au sein des bioconstructions suggère un contrôle glacio-eustatique; le contrôle glacio-eustatique étant déterminant au Carbonifère supérieur. En tendance transgressive, ce contrôle eustatique reste difficile à différencier en raison de l'épaisseur des enregistrements sédimentaires attribuée probablement à une production carbonatée intense. Par contre, en tendance régressive, les unités génétiques et leurs surfaces, parfois émersive, sont mieux individualisées et semblent indiquées un contrôle glacio-eustatique dominant.

L'analyse séquentielle détaillée de ces bioconstructions permet d'appréhender l'impact des processus allostratigraphiques sur la croissance des organismes et la production carbonatée. Cette méthode ne peut être dissociée d'une étude des processus autostratigraphiques qui permettent d'envisager le comportement synécologique des organismes au cours du temps.

RÉSUMÉ

CHAPITRE VII

RESUME

Chapitre I. Introduction.

Plusieurs bioconstructions d'âge Carbonifère supérieur à Permien inférieur de l'Oural méridional ont été étudiées dans ce travail. Ces affleurements représentent des équivalents latéraux des champs pétrolifères enfouis de la plate-forme russe, et des bassins Précaspien et de Timan Pechora. Cette étude est le résultat d'une collaboration entre la Société Elf-Aquitaine, l'Université de Lille (France) et l'Université d'Ekaterinburg (Russie).

Six bioconstructions ont été sélectionnées. Elles sont associées à un contexte géodynamique de transition entre le bassin d'avant-pays et la plate-forme russe. Selon Chuvashov (1983), trois phases géodynamiques peuvent être distinguées lors de la mise en place du bassin d'avant-pays :

(i) L'individualisation du bassin d'avant-pays, en bordure duquel s'installent les bioconstructions de Plakoon (Moscovien/Kasimovien) et de Kyn Station (Gzhélien).

(ii) La phase de flexuration du bassin d'avant-pays, qui est caractérisée par le développement des bioconstructions les plus épaisses. Les bioconstructions de Tratau et de Shaktau (Assélien à Artinskien inférieur) en sont deux exemples.

(iii) La phase de comblement du bassin d'avant-pays, qui est affectée par la disparition progressive des bioconstructions. Elle est illustrée par les bioconstructions de Ryabinov et de Nizhne-Irginsk (Artinskien supérieur).

Chapitre II. Le complexe bioconstruit de Plakoon ou Crying Cliff (Moscovien supérieur à Kasimovien, Carbonifère supérieur).

L'affleurement de Plakoon est localisé sur le rive droite de la rivière Chussovaya. Une section de 122 m a été levée et est composée de calcaires stratifiés à la base, devenant plus massifs vers le sommet. Plusieurs biohermes et biostromes (de 2 à 4 m d'épaisseur) ont été identifiés et sont datés du Moscovien supérieur au Kasimovien (Vachard *et al.*, en prep.).

2.1 Faciès et paléoécologie.

L'affleurement de Plakoon est composé de huit faciès. Les principaux faciès bioconstruits sont composés de framestones à coraux, de bindstones à algues calcaires et de platestones à *Palaeoaplysina*. Une analyse des biofaciès et des caractères taphonomiques permet de définir quatre assemblages fossiles, respectivement composés de foraminifères (AF.3), de coraux (AF.12), d'algues calcaires (AF.13) et de *Palaeoaplysina* (AF.11). La distribution verticale de ces assemblages fossiles permet de déduire sept successions écologiques qui ont été subdivisées en plusieurs phases (*sensu* Walker & Alberstadt, 1975). Enfin, les remplacements de communautés montrent, (i) la prédominance des organismes suspensivores (*Palaeoaplysina*, coraux, bryozoaires, crinoïdes et brachiopodes), (ii) une activité modérée de la fonction de liaison dans l'ensemble des dépôts (algues), et (iii) l'abondance des organismes édifiant une charpente rigide à la base et au sommet de l'affleurement (coraux).

2.2 Découpage séquentiel.

Sept unités génétiques, de 0,5 à 5 m d'épaisseur, ont été reconnues dans cet affleurement. Elles montrent deux tendances principales :

(i) Une tendance mixte rétrogradante-progradante qui est limitée à sa base par une surface ravinante et à son sommet par une surface encroûtée (unités III et V).

(ii) Une tendance de type "shallowing upward", intercalée entre deux surfaces d'érosion (unités I, II, IV, VI et VII).

L'organisation verticale des unités génétiques permet d'individualiser trois éléments architecturaux :

(i) Le premier (20-30 m) est composé des unités génétiques I, II, IV, VI et VII. Il montre une tendance progradante vers le bassin, depuis des milieux d'offshore inférieur vers des milieux de shoreface. Sa surface inférieure est marquée par une surface d'inondation maximum et son sommet par une limite de séquence émersive.

(ii) Le second (20-35 m) est composé des unités génétiques III et V. Il est caractérisé par une tendance agradante et présente un aspect essentiellement bioconstruit.

(iii) Le troisième (15-30 m) est uniquement représenté par les unités génétiques de type III. Il enregistre une tendance rétrogradante, qui évolue depuis des milieux protégés d'arrière bioconstructions vers des milieux d'offshore bioconstruits. La limite inférieure est une surface de ravinement et sa limite supérieure une surface d'inondation maximum.

Enfin, les éléments architecturaux sont regroupés en séquences de dépôts :

(i) La séquence S1 (22 m) est incomplète. Elle montre une tendance progradante et est limitée en son sommet par une émersion. Elle est composée des unités génétiques I et II, et montre une évolution depuis des dépôts influencés par des tempêtes (offshore) vers des dépôts de barres hydrauliques (shoreface).

(ii) La séquence S2 (50 m) comprend trois éléments architecturaux :

- le premier montre une tendance agradante (4 m), et est composé des unités génétiques II et III, dominées par la présence des bioconstructions à *Palaeoaplysina.*
- le second est rétrogradant (25 m) et composé des unités génétiques III; il est caractérisée par des bioconstructions à *Palaeoaplysina.*
- le troisième est progradant (20 m) et comprend les unités génétiques IV riches en algues. Il est intensément dolomitisé.

(iii) La séquence S3 (58 m) est divisée en deux éléments architecturaux :

- le premier présente une tendance rétrogradante et enregistre une augmentation de la profondeur de dépôt.
- le second est progradant et composé des unités génétiques VI et VII.

En résumé, les biostromes à algues apparaissent en tendance progradante, et les biohermes et biostromes à *Palaeoaplysina* se développent en tendance essentiellement agradante et rétrogradante.

2.3 Paléogéographie.

Les environnements de dépôt et le découpage séquentiel de l'affleurement de Plakoon permettent de déduire une géométrie des fonds marins correspondant à une rampe homoclinale.

La distribution des faciès sur la rampe est le suivant :

(i) Les dépôts de rampe interne apparaissent au Moscovien supérieur et au Kasimovien. Ils sont caractérisés par des barres bioclastiques, des patches à coraux et des biostromes à algues. De rares dépôts d'arrière barre et d'arrière bioconstruction sont parfois individualisés.

(ii) Les dépôts de rampe médiane sont représentés par des dépôts de tempêtes non bioconstruits (Moscovien supérieur), et par des dépôts bioconstruits à algues et/ou *Palaeoaplysina* (Kasimovien).

(iii) Les dépôts de rampe externe sont uniquement représentés par des biohermes à *Palaeoaplysina.*

En résumé, une période de transition entre rampe interne et externe s'installe au Moscovien terminal; le secteur géographique de Plakoon est caractérisé par des dépôts de rampe moyenne au cours du Kasimovien.

Chapitre III. Le complexe bioconstruit de Kyn Station (Gzhélien, Carbonifère supérieur).

Cet affleurement se situe le long de la voie de chemin de fer, à proximité de la ville de Kyn. Une section de 42 m d'épaisseur a été étudiée. Elle montre une partie inférieure constituée d'alternances marno-calcaires et une partie supérieure carbonatée massive. Plusieurs biohermes d'âge Gzhélien y ont été reconnus.

3.1 Faciès et paléoécologie.

Six faciès ont été définis dans le complexe bioconstruit de Kyn Station. Les principales bioconstructions sont composées de framestones à coraux et de bindstones à algues phylloïdes. Quatre associations fossiles ont été reconnues et sont caractérisées respectivement par leur richesse en foraminifères, en coraux, en bryozoaires/échinodermes et en algues phylloïdes. L'organisation des différentes associations fossiles permet d'identifier trois successions écologiques. Enfin, les remplacements de communautés montrent une transition, suivant la verticale, depuis des organismes suspensivores à fonction de filtration vers des organismes autotrophes à fonction de liaison.

3.2 Découpage séquentiel.

Deux types d'unités génétiques ont été définis :

(i) La première (de type I) occupe la partie inférieure de l'affleurement et présente une épaisseur de 2 à 5 m. Elle enregistre une tendance à la diminution de profondeur, et est limitée par une surface érosive à la base et une surface d'encroûtement au sommet.

(ii) La seconde (de type II) occupe la partie supérieure de l'affleurement, et présente une épaisseur de 2 à 10 m. Elle est composite et présente une première tendance à l'augmentation de profondeur, caractérisée par des faciès bioconstruits; une seconde tendance de "shallowing-upward", caractérisée par la disparition des faciès bioconstruits. Elle est limitée par une base érosive et un sommet encroûté.

Deux types d'éléments architecturaux peuvent être déduits de l'organisation verticale des unités génétiques :

(i) Le premier est progradant et composé d'unités génétiques de type I, dont l'épaisseur augmente vers le sommet.

(ii) Le second enregistre une tendance agradante et rétrogradante, et est composé d'unités génétiques de type II. Cette tendance est soulignée par le passage de dépôts bioconstruits à des dépôts marins profonds riches en ammonoïdes.

Les éléments architecturaux s'organisent au sein d'une séquence de dépôt, de 40 m d'épaisseur, limitée par des surfaces d'inondation maximum.

3.3 Paléogéographie et modélisation.

La relation entre les faciès, les environnements de dépôts et le découpage séquentiel permettent de proposer un modèle de rampe carbonatée homoclinale pour les dépôts du Gzhélien :

(i) Les dépôts de rampe interne sont caractérisés par des barres bioclastiques progradantes recouvrant des patches à coraux.

(ii) Les dépôts de rampe médiane enregistrent des tempêtes et des biohermes à algues phylloïdes.

(iii) La rampe externe est caractérisée par une augmentation de la sédimentation argileuse et la présence de petits biohermes à algues phylloïdes.

Chaque bioconstruction est composée d'une semelle à échinodermes, brachiopodes et bryozoaires, d'un coeur composé essentiellement d'algues phylloïdes et d'un toit enregistrant progressivement l'action des vagues permanentes.

Chapitre IV. Les "shikhany" du secteur de Sterlitamak (Assélien à Artinskien inférieur, Permien inférieur).

Les massifs de Tratau et de Shaktau se situent à proximité de la ville de Sterlitamak.

La massif de Tratau est localisé à 10 km au NE de Sterlitamak. Il montre une épaisseur de 270 m à l'affleurement pour un diamètre de 1 km. L'épaisseur totale du massif est évaluée à 400 m par sondage. L'affleurement est d'âge Assélien, mais de rares dépôts sakmariens et artinskiens ont été préservés à flanc de colline. Ce massif a fait l'objet d'une cartographie de faciès détaillée, et trois coupes y ont été levées. Une dernière coupe, située à proximité du shikhan, correspond aux dépôts de l'Artinskien supérieur.

Le shikhan Shaktau se situe à 10 km au nord du massif Tratau. Il affleure en carrière et atteint une hauteur de 210 m et un diamètre est de 1,3 km. Il est caractérisé par des dépôts d'âge Assélien à Kungourien. Six coupes ont été levées sur les trois paliers d'exploitation de la carrière.

4.1 Faciès

Onze faciès ont été décrits pour la région de Sterlitamak (Tratau et Shaktau). A ces faciès s'ajoutent dix faciès correspondant au remplissage des fissures et des fractures traversant l'ensemble des massifs.

4.2 Paléoécologie, diagenèse, séquentielle et géométrie de Tratau

4.2.1 Paléoécologie

Quatre associations fossiles ont été définies pour le shikhan Tratau. Elles sont respectivement composées de bryozoaires /*Tubiphytes* /échinodermes, *Tubiphytes* /bryozoaires /*Archaeolithoporella*, *Archaeolithoporella* /*Tubiphytes* /bryozoaires /brachiopodes /éponges, et coraux /échinodermes /foraminifères. Sur le flanc NW de la bioconstruction, l'organisation des associations fossiles permet de décrire quatre successions écologiques. Enfin, le remplacement des communautés à l'échelle de la bioconstruction montre une transition depuis des organismes suspensivores à fonction de filtration (bryozoaires), vers des organismes autotrophes à fonction de liaison (*Tubiphytes* et *Archaeolithoporella*).

4.2.2 Diagenèse

Une séquence diagénétique virtuelle ressort de l'étude de la bioconstruction de Tratau. Elle est composée des phases suivantes :

(1) dépôt de matrice micritique et à péloïdes,

(2) dissolution avec augmentation de la porosité primaire et de la taille des cavités stromatactis,

(3) précipitation de calcite fibro-radiaire polyphasée,

(4) alternance de ciment et de matrice à péloïdes,

(5) phase de dissolution secondaire,

(6) précipitation de calcite fibro-radiaire polyphasée,

(7) remplissage synsédimentaire des fractures,

(8) précipitation de calcite automorphe,

(9) précipitation de calcite syntaxique,

(10) précipitation de calcite xénomorphe, et

(11) dolomitisation.

(i) Deux types de matrice peuvent être identifiés : le premier, de moins de 4 microns, apparaît dans le sédiment; Le second, composé de péloïdes de 50 à 100 microns, apparaît en cavités, en fractures et dans le sédiment.

(ii) La porosité primaire est caractérisée par des pores intra et interparticulaires, des cavités

fenestrae, des figures d'ombrelle et des cavités stromatactis. La porosité secondaire intervient à plusieurs reprises :

- élargissement de porosité primaire,
- formation de fractures et fissures.

(iii) Ciments : la phase de cimentation la plus importante dans le sédiment, les cavités et les fractures est caractérisée par un ciment fibro-radiaire polyphasé. Sa luminescence tend à augmenter vers le centre des pores. Sa composition isotopique est marine suivant les valeurs de 18 O et 13 C.

A ces ciments succèdent des ciments automorphes et syntaxiques (d'origine météorique), et une dernière phase de ciments xénomorphes (d'enfouissement) qui bouche les pores.

(iv) Deux phases de dolomitisation sont observées. La première est présente au sein des cavités *fenestrae* des fractures, et semble se développer lors d'une phase d'augmentation du niveau marin, dans une zone de mélange entre eaux marines et météoriques. La seconde est tardive et remplace le sédiment, elle s'observe essentiellement au toit de la bioconstruction en association avec un karst postérieur.

- Cavités stromatactis

La définition des cavités stromatactis répond à celle de Bourque & Gignac (1983). La taille des cavités varie de 1 mm à1 m. Les cavités sont bordées par une frange de ciments fibro-radiaires et de bothryoïdes. Elles sont parallèles à inclinées de plus de 45 degrés par rapport au plan de stratification. Elles peuvent être interconnectées par un réseau de fissures et fractures qui influencent leur remplissage complexe. Les principales cavités montrent une relation directe : (1) entre le remplissage des cavités et l'encaissant et, (2) entre la taille et la forme des cavités et l'encaissant.

L'origine des cavités est attribuée vraisemblablement à des échappements de fluides, le collapse du sédiment, ou encore à une pression latérale induite par des effets de gravité liés à la proximité d'une pente.

- Fractures synsédimentaires

Deux types de fractures peuvent être individualisés. Elles présentent des directions (N080 et N130) et des remplissages différents. Les fractures N080 sont caractérisées par des remplissages d'âge Assélien supérieur à Sakmarien, tandis que les fractures N130 par des remplissages d'âge Sakmarien.

Deux modes de remplissage s'observent : le premier est parallèle aux épontes, et caractérisé par un remplissage complexe, constitué de plusieurs faciès micritiques et granulaires; le second, perpendiculaire aux épontes, avec un remplissage essentiellement micritique.

L'ouverture de ces fractures est polyphasée. Les parois des fractures sont tapissées par des voiles microbiens.

4.2.3 Découpage séquentiel

Unités génétiques : six faciès ont été définis pour l'ensemble de la bioconstruction de Tratau. Leur organisation permet d'identifier plusieurs unités génétiques : les unités de type I et III correspondent à des dépôts de flanc de la bioconstruction, et les unités de type II, IV et V sont bioconstruites.

Les unités II, III et V (2 à 5 m) enregistrent une tendance à la diminution de profondeur. Leur base est limitée par une surface d'inondation et leur sommet par une surface encroûtée.

Les unités I et IV (5 à 15 m) montrent une première tendance à l'augmentation de la profondeur qui s'inverse ensuite en une tendance à la diminution de profondeur.

Eléments architecturaux : l'organisation verticale des unités génétiques permet de définir deux éléments architecturaux. Ils sont limités par une surface d'inondation (mudstone à

ammonoïdes).

(i) Le premier est composé des unités génétiques I et IV et montre une tendance agradante à rétrogradante.

(ii) Le second est progradant et constitué des unités génétiques II, III et V. Son sommet est limité par une surface d'émersion.

Séquences de dépôt : les éléments architecturaux s'empilent pour former une séquence de dépôt (100 m d'épaisseur), limitée par deux surfaces d'émersion. La partie supérieure de la bioconstruction est affectée par une surface d'émersion et une érosion d'âge Artinskien, provoquée par un soulèvement régional (Chuvashov, 1983). L'émersion est individualisée par (1) des remplissages synsédimentaires de fractures, (2) le développement d'un karst secondaire affectant probablement un karst primaire lié à cette émersion, et (3) la précipitation de ciments dolomitiques précoces en remplissage de cavités *fenestrae*.

En conclusion, la bioconstruction de Tratau est composée d'une unité agradante à rétrogradante à la base (keep-up) et progradante au sommet (catch-up). Elle illustre un modèle de bioconstruction de type compound (James & Bourque, 1991). Cette bioconstruction montre une morphologie de pinacle ou de "reef mound" avec des flancs inclinés de plus de 40 degrés.

4.2.4 Géométrie

Deux unités géométriques, composées par des associations fossiles différentes, dominent dans cette bioconstruction.

(i) L'unité inférieure (zone à *Schwagerina moelleri-Pseudofusulina fecunda*) présente un coeur composé de deux faciès : un bafflestone à bryozoaires et un wackestone à coraux et bryozoaires, et des flancs caractérisés par des floatstones àcoraux et bryozoaires.

(i) L'unité supérieure (zone à *Schwagerina sphaerica-Pseudofusulina*) présente un épaisseur de 50 m. Ses flancs sont composés de différents faciès : le flanc NW est constitué de floatstones à coraux et échinodermes, et de cementstones à bryozoaires recouvrant des floatstones à bryozoaires et bioclastes divers. Le flanc sud est caractérisé par des floatstones, des bindstones à *Tubiphytes* et des cementstones à bryozoaires. La partie supérieure de ce flanc est recouverte de bindstones à *Archaeolithoporella*. Le flanc SE comprend des floatstones à *Palaeoaplysina*, et des bindstones à *Tubiphytes* et *Archaeolithoporella*.

4.3 Paléoécologie, diagenése, séquentielle et géométrie de Shaktau.

4.3.1 Paléocologie

Cinq associations fossiles sont décrites pour le shikhan Shaktau. Elles sont identiques à celles du shikhan Tratau, auxquelles s'ajoute une association fossile à *Paleoaplysina*. Cinq phases de remplacements de communautés sont présentées dans ce travail, qui sont séparées par des événements sédimentaires allochtones.

4.3.2 Diagenèse

La bioconstruction de Shaktau est traversée par des fissures de collapse d'âge Assélien supérieur à Sakmarien, et des fractures d'âge Sakmarien à Artinskien inférieur.

Les fissures sont remplies par trois faciès principaux : des dômes microbiens, de la matrice micritique et une matrice riche en ostracodes. Ces fractures sont attribuées à un stress associé à des surcharges différentielles au sein de la bioconstruction.

Les fractures ouvertes sont très similaires à celles de la bioconstruction de Tratau, dont elles diffèrent essentiellement par l'âge.

4.3.3 Découpage séquentiel

Sept faciès sont définis pour le shikhan Shaktau et permettent de déterminer plusieurs unités génétiques.

Unités génétiques et séquences de dépôt : huit unités génétiques sont proposées en fonction de l'organisation verticale des faciès. L'interruption des successions stratigraphiques par des failles et des décrochements empêche la détermination précise des éléments architecturaux. En dépit de ce problème, quatre séquences de dépôts de l'Assélien à l'Artinskien peuvent être déduites. Chaque séquence est limitée par des surfaces parfois émersives, et peut être divisée en deux tendances : la première est agradante et/ou rétrogradante, et la seconde progradante.

Les séquences de dépôt coïncident avec différentes phases de croissance de la bioconstruction de Shaktau. Le sommet de la séquence S1 est caractérisé par une surface d'émersion, localement érodée et recouverte, de brèches et de stromatolites. Le sommet de la séquence S2 est limité par une surface encroûtée (hard ground), et le sommet de la séquence S3 par une surface érodée et couverte d'oxydes de fer.

Les marnes artinskiennes recouvrent les dépôts de l'Assélien et du Sakmarien, les dépôts asséliens provoquant un paléorelief.

En conclusion, la bioconstruction de Shaktau semble s'être développée suivant une morphologie de pinacle au cours de l'Assélien, et de biohermes et biostromes au Sakmarien et àl'Artinskien inférieur. L'ensemble des dépôts migrent vers le NW.

4.3.4 Géométrie

Quatre unités géométriques sont définies pour le shikhan Shaktau. Les trois premières correspondent à des phases de croissance différentes de la bioconstruction, et la dernière à des faciès bioclastiques et marneux non bioconstruits.

(i) L'unité de base est composée de bindstones à *Tubiphytes* et *Archaeolithoporella*, et de packstones et floatstones bioclastiques. Ces faciès ont été intensément exploités en carrière. Sur le palier supérieur de la carrière, ils sont recouverts directement de marnes artinskiennes.

(ii) La seconde unité, datée du Sakmarien inférieur, est constituée de grainstones et packstones bioclastiques recouverts de faciès bioconstruits. Les faciès bioconstruits sont des platestones à *Palaeoaplysina* (premier palier de la carrière) et des cementstones à bryozoaires. Ils sont également recouverts en onlap par des marnes artinskiennes.

(iii) La troisième unité, datée du Sakmarien supérieur, contient des biohermes à *Palaeoaplysina* et bryozoaires, des bindstones à *Tubiphytes* et des biostromes à coraux et *Palaeoaplysina*, intercalés avec des grainstones à fusulines.

(iv) La quatrième unité est constituée de marnes qui reposent sur les dépôts asséliens et sakmariens en géométrie de onlap ou par contact tectonique. Les marnes s'observent uniquement sur le troisième niveau de la carrière et en remplissage des fractures ouvertes qui traversent la bioconstruction.

L'unité inférieure bioconstruite du shikhan Tratau constituée de cementstones et de bafflestones à bryozoaires, n'affleure pas à Shaktau en raison de l'intense exploitation dont la carrière a souffert. Toutefois, ces faciès d'âge Assélien inférieur ont été décrits, au début de l'exploitation de la carrière par Rauser-Chernoussova (1951).

4.4 Paléogéographie et conclusions

Les bioconstructions de Sterlitamak correspondent à un épisode d'apogée qui s'étend de l'Assélien au Sakmarien. Elles s'installent dans un domaine géographique instable découpé par de

nombreuses failles synsédimentaires (Rauser-Chernoussova, 1951). L'ensemble des observations paléogéographiques, tant bibliographiques que celles issues des études de terrain, permet de proposer un modèle de rampe de type intra-plate-forme favorisant le développement des bioconstructions.

Quatre étapes géodynamiques différentes peuvent être évoquées pour le développement des shikhany Tratau et Shaktau :

(i) L'étape d'âge Assélien est caractérisée par l'installation de pinacles isolés ou reef mounds. Elle se termine par une émersion et des accidents tectoniques, qui perturbent l'évolution commune des deux bioconstructions.

(ii) L'étape d'âge Sakmarien correspond à une migration de la bioconstruction de Shaktau vers le NW, qui poursuit sa croissance. La bioconstruction de Tratau est immergée et recouverte de dépôts micritiques et bioclastiques qui ne sont conservés actuellement qu'au sein de fractures ouvertes et localement sur les flancs de la bioconstructions.

(iii) L'étape d'âge Artinskien inférieur est affectée par un soulèvement d'ordre régional qui provoque l'érosion des dépôts sous-jacents.

(iii) L'étape d'âge Artinskien supérieur correspond à une inondation de la plate-forme et à l'installation d'une sédimentation marneuse, qui recouvre en géométrie de onlap les faciès érodés de l'Assélien et du Sakmarien.

Chapitre V. Les complexes bioconstruits de Ryabinov et de Nizhne-Irginsk (Artinskien supérieur, Permien inférieur).

Les bioconstructions de Ryabinov se situent le long de la voie de chemin de fer qui relie les villes de Saranyl et de Krasno-Ufimsk. Quatre bioconstructions et leurs faciès péri-récifaux ont été étudiés. Ils s'alignent suivant un axe NE-SW et sont d'âge Artinskien supérieur (Horizon Sarginsky).

L'affleurement de Nizhne-Irginsk se localise à proximité de la ville du même nom et les bioconstructions s'alignent suivant un axe NW-SE. L'affleurement est constitué d'un chapelet de petites bioconstructions divisé en deux domaines bioconstruits. Le premier correspond aux sections NI.4a à NI.4d' et le second aux sections NI.6 à NI.8.

5.1 Faciès.

Douze faciès ont été décrits pour les bioconstructions de Ryabinov et de Nizhne-Irginsk. Les principaux faciès bioconstruits sont composés de platestones à algues phylloïdes, de bafflestones à bryozoaires et de bindstones à *Tubiphytes*.

5.2 Paléoécologie, découpage séquentiel, géométrie et paléogéographie des bioconstructions de Ryabinov.

5.2.1 Paléoécologie

Les bioconstructions de Ryabinov contiennent trois associations fossiles dominantes. Elles sont respectivement composées d'éponges, de crinoïdes et de bryozoaires. A partir de l'organisation de ces associations fossiles, dix successions écologiques peuvent être individualisées. Les successions écologiques sont caractérisées par des organismes essentiellement suspensivores et exerçant la fonction de filtration. Trois remplacements de communautés apparaissent tout au long de l'affleurement.

5.2.2 Découpage séquentiel

Cinq unités génétiques, de 0,2 à 5 m d'épaisseur, sont déterminées pour les bioconstructions

de Ryabinov. Elles sont regroupées en deux types. Les unités de type I (unités I, II, III et IV) présentent un caractère bioconstruit, et les unités de type II correspondent à des faciès péri-récifaux.

Elles s'organisent en deux types d'éléments architecturaux :

(i) L'élément architectural inférieur de la bioconstruction est composé des unités génétiques I et II. Il enregistre une tendance agradante. Sa base correspond à une surface ravinante et son sommet est caractérisé par une surface d'inondation maximum, marquée par le dépôt d'un niveau marneux.

(ii) L'élément architectural supérieur comprend les unités génétiques III et IV. Il montre une tendance progradante vers le NE. Son sommet est caractérisé par des dépôts bioclastiques recouverts d'une limite de séquence. Cette limite, caractérisée par un niveau détritiques au sommet de la bioconstruction Ryab.4, est marquée par une surface érosive et des brèches au toit des bioconstructions Ryab.2 et Ryab.3.

Les faciès péri-récifaux sont constitués de marnes vertes, au sein desquelles s'intercalent des bancs carbonatés. A proximité des bioconstructions, les deux éléments architecturaux décrits précédemment apparaissent également au sein des dépôts péri-récifaux. L'élément architectural agradant enregistre une diminution de la proportion des bancs carbonatés en faveur des marnes. L'élément architectural progradant correspond à la reprise d'une sédimentation carbonatée et au retour des bancs carbonatés bioclastiques.

5.2.3 Géométrie

Trois unités géométriques s'individualisent au sein des bioconstructions de Ryabinov :

(i) Au pied des bioconstructions s'installe une semelle constituée de wackestones et packstones bioclastiques à échinodermes dominantes (2 à 3 m d'épaisseur).

(ii) Un coeur (10 à 15 m d'épaisseur) composé de lentilles bioconstruites à bryozoaires et brachiopodes se développe à partir de la semelle. Les lentilles bioconstruites passent latéralement sur les flancs des bioconstructions à des floatstones à brachiopodes et échinodermes.

(iii) Le toit est caractérisé par des biohermes et biostromes à éponges et bryozoaires (1 à 2 m d'épaisseur), disperses entre des faciès de wackestones et de packstones bioclastiques. Ces dépôts sont ensuite recouverts de grainstones et de packstones bioclastiques lités, qui marquent la fin de la croissance des bioconstructions.

Les dépôts péri-récifaux enregistrent des tempêtes, des écoulements de pente et une décantation importante de la fraction terrigène. Ils correspondent à des environnements de faible énergie affectés par des processus épisodiques de forte énergie.

5.2.4 Paléogéographie

Les bioconstructions de Ryabinov se développent le long d'une barrière discontinue. Cette barrière correspond à un domaine de transition entre les dépôts de la plate-forme russe et ceux du bassin d'avant-pays pré-ouralien. L'ensemble des données paléogéographiques permet de proposer un modèle de rampe carbonatée à rupture distale de pente où s'installent les bioconstructions.

5.3 Paléoécologie, découpage séquentiel, géométrie et paléogéographie des bioconstructions de Nizhne-Irginsk.

5.3.1 Paléoécologie

Cinq associations fossiles ont été déterminées pour les bioconstructions de Nizhne-Irginsk. Elles sont composées respectivement de bryozoaires, d'algues phylloïdes, d'éponges, de brachiopodes et de *Tubiphytes*/foraminifères. Sept successions écologiques ressortent de l'organisation des associations fossiles et permettent d'individualiser quatre remplacements de communautés tout au long de l'affleurement. Ces remplacements enregistrent le passage progressif de la domination des fonctions de liaison aux fonctions de filtration des organismes.

5.3.2 Découpage séquentiel

Six unités génétiques (0,2 à 5 m) ont été décrites dans ces bioconstructions, qui s'organisent au sein de quatre éléments architecturaux. Les éléments architecturaux rétrogradants/agradants et progradants s'empilent pour former deux séquences de dépôt. Ces séquences de dépôt sont complètes dans le domaine bioconstruit I. La première séquence est composée :

(i) D'un élément architectural rétrogradant à agradant, de 10 m d'épaisseur; il est constitué de platestones à algues phylloïdes et *Tubiphytes*.

(ii) L'élément progradant qui lui succède est constitué essentiellement de bindstones à *Tubiphytes*.

La seconde séquence est composée :

(i) D'un élément architectural agradant (3 à 6 m), composé de biostromes à bryozoaires et *Tubiphytes*,

(ii) D'un élément progradant, de 2 à 10 m d'épaisseur, constitué de packstones et floatstones bioclastiques.

Elles peuvent être corrélées avec le domaine bioconstruit II, qui est constitué de séquences incomplètes. Toutefois, l'absence de données biostratigraphiques détaillées ne permet pas de vérifier ces corrélations.

5.3.3 Géométrie

Les deux séquences décrites précédemment correspondent à deux phases de croissance de la bioconstruction. Chaque phase de croissance est composée d'un coeur et d'un toit. La semelle, absente de la première phase de bioconstruction, est uniquement observée lors de la seconde phase de bioconstruction, et recouvre partiellement les dépôts bioconstruits sous-jacents. Elle est constituée de lumachelles à brachiopodes et échinodermes.

Le coeur de la première phase de bioconstruction est composé de platestones à algues phylloïdes et ses flancs, peu développés, de floatstones à brachiopodes. Par contre, le coeur de la seconde phase de croissance est constitué de bafflestones à bryozoaires et de bindstones à *Tubiphytes*.

Le toit de la première phase de croissance est constitué de bindstones à *Tubiphytes*, passant latéralement à des floatstones à brachiopodes. Le toit de la seconde phase de croissance est caractérisé par de petits patches immergés dans des packstones à grainstones bioclastiques.

5.3.4 Paléogéographie

La description des environnements de dépôts, le découpage séquentiel et l'aspect géométrique des bioconstructions permettent de proposer un modèle paléogéographique de rampe homoclinale. Le domaine de rampe interne est constitué de barres bioclastiques (domaine bioconstruit II), le domaine de rampe médiane est composé de banks à *Tubiphytes*, algues phylloïdes et bryozoaires (domaines bioconstruits I et II), et le domaine de rampe externe est caractérisé par des marnes à brachiopodes (affleurements NI.2 et NI.3).

Chapitre VI. Discussion et conclusions.

6.1 Paléogéographie et géodynamique.

Le domaine étudié correspond à la transition entre les dépôts carbonatés de la plate-forme russe et les dépôts terrigènes du bassin d'avant-pays pré-ouralien. Il s'agit d'un domaine de type "presutured basin". Les bioconstructions, qui s'étendent du Carbonifère supérieur au Permien inférieur, se localisent dans un secteur de 250 km de long pour 50 km de large en Oural centro-

méridional.

Migration des ceintures bioconstruites

La migration des ceintures bioconstruites d'orientation N-S, s'effectue vers l'ouest, en direction contraire à l'axe de la mégasuture.

(i) Au cours du Moscovien et du Kasimovien, dans le secteur de Chussovoï, les bioconstructions migrent vers l'ouest sur la marge orientale de la plate-forme russe, et les sédiments bioconstruits sont progressivement remplacés par des dépôts bréchiques et des turbitiques de bassin.

(ii) Au Gzhélien, la migration se poursuit et la ceinture de bioconstructions se déplace plus à l'ouest. Les dépôts bioconstruits sont également recouverts de turbidites de bassin à l'Assélien.

(iii) A l'Assélien et au Sakmarien, dans les secteurs de Sterlitamak et de Chussovoï, la migration des ceintures bioconstruites est considérablement réduite et le substrat intensément fracturé. Les bioconstructions atteignent leur période d'apogée et présentent les dimensions les plus importantes de l'ensemble des bioconstructions du Paléozoïque supérieur en Oural.

(iv) A l'Artinskien supérieur, la migration des bioconstructions vers l'ouest reprend et leur développement est, désormais, associé à une importante sédimentation terrigène liée au comblement progressif du bassin d'avant-pays.

Géodynamique du bassin

La migration vers l'ouest de dépôt-centre des bioconstructions permet d'illustrer le type géométrique du substrat marin, qui représente différents secteurs de la marge orientale de la plate-forme russe. Le secteur le plus oriental est caractérisé, au cours du Carbonifère supérieur, par une morphologie de rampe carbonatée. Cette morphologie est fortement modifiée, au Permien inférieur, au cours duquel les pentes de la plate-forme russe, dominées jusqu'alors par une dynamique de rampes, s'accentuent fortement et son intensément fracturées. La fracturation des rampes semble être attribuée à une phase distensive locale, incluse dans un contexte général compressif. Enfin, le secteur le plus occidental est caractérisé, au cours de l'Artinskien, par le retour d'une dynamique de rampe carbonatée à rupture distale de pente puis homoclinale.

6.2 Facteurs gouvernant l'installation, la croissance et la disparition des bioconstructions

Une synthèse reprenant les principales caractéristiques des bioconstructions permet d'insister sur la variabilité des styles géométriques des bioconstructions étudiées. Les principaux facteurs ayant affectés les bioconstructions au cours de leur développement peuvent être présentés suivant trois ordres de d'influence :

(i) Les facteurs géodynamiques

Ils s'attachent à la morphologie du bassin d'avant-pays généré par la collision entre les cratons Laurussia et Sibérien/Kazhake. La latitude des domaines géographiques étudiés semble constante tout au long du Paléozoïque supérieur, ainsi que la température et le climat ayant régné dans ce secteur. Le climat tropical de ce bassin est déduit de l'étude de principales associations fossiles de type chlorozoan et bryonoderm.

(ii) Les facteurs tectonosédimentaires ou allostratigraphiques

- Le contrôle biologique ou la production carbonatée correspond au potentiel de croissance des organismes. Les remplacements des communautés dans les bioconstructions enregistrent les perturbations de ces conditions et sont attribués à l'impact de processus allostratigraphiques.

- La paléotopographie et le contrôle tectonique peuvent favoriser le développement des bioconstructions. Seules les bioconstructions de Tratau et de Shaktau semblent s'être installées sur des hauts fonds relatifs. Toutes les bioconstructions se développent sur une semelle bioclastique qui favorise l'essor des organismes bioconstructeurs. Toutefois, la présence d'une semelle ne gouverne pas la morphologie ultime de la bioconstruction.

- L'espace d'accommodation gouverne la morphologie des bioconstructions. L'étude du découpage séquentiel des bioconstructions permet de reconstruire une courbe locale des variations relatives du niveau marin et de la comparer avec les courbes eustatiques (Ross & Ross, 1987), afin d'essayer de différencier l'importance du rôle eustatique et de la subsidence.

Du Kasimovien au Gzhélien, alors qu'une tendance régressive est enregistrée sur la plate-forme russe, les ceintures bioconstruites du bassin migrent vers l'ouest en direction de la plate-forme russe, et enregistre une rétrogradation forcée induite par le jeu de la compression tectonique générale; la rétrogradation étant apparemment associée à une flexuration de la plate-forme et à l'augmentation de la subsidence tectonique.

De l'Assélien au Sakmarien inférieur, la courbe eustatique proposée pour la plate-forme russe affiche une trangression; par contre, au Sakmarien supérieur, elle est caractérisée par une régression. Ces observations, à quelques petites variations près, coïncident avec la courbe reconstruite dans le secteur de Sterlitamak. La subsidence tectonique joue également un rôle essentielle puisqu'elle provoque le déplacement du dépôt-centre des bioconstructions vers le NW en direction de la plate-forme russe. Cette migration est liée à un effondrement progressif de la bordure ouest des haut-fonds relatifs où se développent les shikhany. La subsidence tectonique provoque la rétrogradation forcée des dépôts bioconstructions au Sakmarien supérieur malgré le contexte eustatique régressif enregistré sur la plate-forme russe.

A l'Artinskien, la courbe eustatique observée sur la plate-forme russe montre une transgression importante, qui apparaît clairement soulignée sur la courbe des variations relatives du niveau marin des secteurs de Krasno-Ufimsk et de Sterlitamak. Cette tendance eustatique transgressive est accentuée par une reprise de la migration de la ceinture bioconstruite sous l'action d'une contrainte régionale et la flexuration de la plate-forme.

- La relation entre l'espace d'accommodation et les apports sédimentaires (production carbonatée) est importante dans les systèmes carbonatées; elle peut influencer la morphologie des plate-formes carbonatées mais également celle des corps bioconstruits.

Cette relation est illustrée pour chaque bioconstructions. Pour des taux de production carbonatée importants, l'architecture sédimentaire des bioconstructions peut être modifiée. Les bioconstructions peuvent présenter une tendance agradante en période d'augmentation du niveau marin relatif lorsque la production carbonatée compense les variations du niveau marin.

- Relation entre la morphologie des bioconstructions et leur profondeur.

En domaine de plate-forme interne se développent de petits patches et biostromes (Nizhne-Irginsk, Plakoon et Kyn Station). En domaine de rampe médiane, s'installent des biostromes, des banks et des biohermes (Kyn Station, Nizhne-Irginsk, Shaktau, Ryabinov). En domaine de rampe externe se forme des biohermes et des reefs mounds (Tratau, Shaktau et Ryabinov).

(iii) Facteurs autostratigraphiques

- Les associations fossiles

Un total de treize associations fossiles a été décrit pour l'ensemble des dépôts bioconstruits étudiés. En domaine de plate-forme interne, on retrouve les algues, les coraux et les *Palaeoaplysina*; en domaine de plate-forme médiane, les *Tubiphytes*, les *Archaeolithoporella*, les bryozoaires, les algues phylloïdes et les *Palaeoaplysina*; et, en domaine de plate-forme externe, les éponges, les

échinodermes et divers organismes pélagiques.

- Les successions écologiques

Chaque bioconstruction peut être composée d'une ou de plusieurs successions écologiques. Elles correspondent, lorsqu'elles sont complètes, à la succession écologique idéale de Walker & Alberstadt (1975).

- Le spectre biologique

Les communautés biologiques de l'Oural sont complexes et peuvent, toutefois, être comparées aux communautés de la Tethys et de l'océan Arctique, d'avec lesquelles elles présentent de nombreuses affinités. La connection entre ces différents domaines paléogéographiques prend fin à l'Artinskien.

SUMMARY

SUMMARY

CHAPTER I. Introduction.

In this Doctoral Thesis, several Upper Carboniferous-Lower Permian buildups of the southern Urals are studied. These outcrops represent lateral oil fields located in the Russian Platform, and the Precaspian and Timan Pechora Basins.

This study was developed under the collaboration of the Lille University (France), the Ekaterinburg University (Russia) and the Elf-Aquitaine Society.

The selection of six buildup complexes is related to their geodynamical setting in a margin between the western Russian Platform and the eastern preduralian foreland basin. According to Chuvashov (1983), three geodynamical phases can be distinguished in the preduralian foreland basin:

(i) The foreland basin individualisation, in which the installation of early buildups took place; i.e. the Plakoon and Kyn Station buildup complexes (upper Moscovian to Gzhelian, Upper Carboniferous).

(ii) The foreland basin flexuration phase, which is illustrated by the widespread development of thick buildups; i.e. the Tratau and Shaktau giant buildups (Asselian to lower Artinskian, Lower Permian).

(iii) The stress phase or foreland basin filling, which is characterized by the gradual disappearance of buildups; i.e. the Ryabinov and Nizhne-Irginsk buildup complexes (Artinskian, Lower Permian).

CHAPTER II. The Plakoon or Crying Cliff buildup complex (upper Moscovian to Kasimovian, Upper Carboniferous).

The Plakoon outcrop is located on the eastern side of the Choussovaya river (fig. 2.1). One section has been studied, 122 m thick (figs. 2a-e), composed of lower stratified limestones and upper massif limestones. Several biohermal and biostromal buildups (2-4 m thick) have been recognized in this section, which are late Moscovian to Kasimovian in age (Vachard *et al.*, in press).

2.1 Facies and paleoecological features

Plakoon buildups are characterized by eight facies, which are summarized in figs. 2.4-5. Main buildup facies are coral framestones, calcareous algal boundstones and Palaeoaplysinid platestones.

A biofacies and taphonomical study has permitted to define four fossil assemblages, respectively characterized by richness in foraminifers, corals, pseudo-algae and *Palaeoaplysina* (fig. 2.6). According to the vertical succession of fossil assemblages, seven types of ecological successions can be recognized, which have been subdivided into seral stages (*sensu* Walker & Alberstadt, 1975). Finally, community replacements show:

(i) a predominance in volume of suspension-feeders, as corals, *Palaeoaplysina*, pseudo-algae, bryozoans, crinoids and brachiopods,

(ii) a moderate binding activity (*Palaeoaplysina*) recorded in the whole section, and

(iii) the abundance of frame-builders (corals) at the bottom and top of the succession.

2.2 Sequential framework

- Seven genetic units, 0.5-5 m thick (fig. 2.7), have been recognized in this buildup complex. They can exhibit two major trends:

(i) Units III and V show a retrogradational-to-progradational trend, which is bounded at the

bottom by a ravinant surface and at the top by an encrusted surface or hard ground.

(ii) Units I, II, IV, VI and VII show a shallowing-upward trend, which lower and upper boundaries are characterized by erosional surfaces.

- Vertical succession of genetic units can be arranged into three types of architectural elements:

(i) First type is composed of genetic units I, II, IV, VI and VII. It is a seaward stepping trend (20-30 m in thickness), which exhibits a vertical transition from lower offshore to shoreface environments. Its lower boundary is a maximum flooding surface included within marls, and its upper boundary is a sequence boundary showing small traces of subaerial exposure.

(ii) Second type is composed of genetic units III and V (20-35 m thick). This aggradational trend is associated to a rising of the relative sea level, and show a main buildup character.

(iii) Third type, 15-30 m thick, is only represented by genetic unit III. This landward stepping trend shows a transition from protected (back-barrier or back-reef) to outer platform environments. Its lower boundary is a ravinement surface, whilst its upper boundary is a maximum flooding surface.

- Finally, architectural elements are grouped into three depositional sequences:

(i) S1 (22 m thick) is incomplete and consists of a progradational trend, which upper boundary is a sequence boundary. Its is composed of genetic units I and II, and shows a gradual shallowing-upward trend, from upper offshore (storm-induced deposits) to shoreface (shoals) environments.

(ii) S2 is 50 m thick, and can be subdivided into three architectural elements:

- An aggradational trend (4m thick), composed of genetic units II and III, which has recorded a wide development of Palaeoaplysinid buildups.
- A retrogradational trend (25 m thick), only composed of genetic unit III, in which a wide installation of small buildups took place.
- A progradational trend (20 m thick), which sediments are commonly replaced to dolomite. Only genetic unit IV, rich in pseudo-algae, has been recognized.

(iii) S3 is 58 m thick, and can be divided into two architectural elements:

- A retrogradational and deepening-upward trend.
- A shallowing-upward trend, composed of genetic units VI and VII.

In summary, pseudo-algal biostromes appear in progradational trends (sometimes related to small bioclastic shoals), and Palaeoaplysinid bioherms are widespread represented in retrogradational and aggradational trends.

2.3 Paleogeography

The depositional environments and sequential framework interpreted in the Plakoon outcrops permit to recognize a local homoclinal ramp as seafloor geometry (figs. 2.9-11).

The facies distribution in the Plakoon homoclinal ramp can be arranged as follows:

(i) Inner ramp: upper Moscovian to Kasimovian sediments have recorded the installation of bioclastic shoals, small pseudo-algal biostromes and coral patches. Scattered back-barrier facies have been recognized.

(ii) Mid ramp: upper Moscovian sediments consists of storm-induced deposits without buildups; open-sea Kasimovian sediments show a high fossil diversity, in which coral and pseudo-algal buildups, as well as Palaeoaplysinid-bryozoans buildups are located.

(iii) Outer ramp: only scattered Kasimovian Palaeoaplysinid bioherms are present.

In summary, a mid to inner ramp transition took place in the Plakoon homoclinal ramp during late Moscovian times, whilst Kasimovian deposits show a gradual change from mid, inner, to outer ramp environments.

CHAPTER III. The Kyn Station buildup complex (Gzhelian, Upper Carboniferous).

This outcrop is situated along a railway near the Kyn locality (figs. 3.1-2). One section has been studied, 42 m thick, which shows a vertical transition from lower alternating marls and limestone beds, to upper thick massif limestones. Several Gzhelian bioherms have been recognized.

2.1 Facies and paleoecological features

Six facies have been defined in the Kyn Station buildup complex, which are summarized in fig. 3.5. Main buildup facies are coral framestones and phylloid-algal platestones.

On the other hand, four fossil assemblages have been recognized, characterized by respective richness in foraminifers, corals, bryozoans/*Tubiphytes*/echinoderms, and phylloid-algae. The vertical arrangement of these fossil assemblages permit to identify three ecological successions (fig. 3.6). Finally, the whole community replacement shows a vertical transition of feeding-type predominance from suspension-feeders to autotrophs, which is related to a vertical transition from frame-, to baffle- and binding-builders.

2.2 Sequential framework

- Two types of genetic units (fig. 3.7) are defined in this area:

(i) First type: the lower part of the section is composed of five genetic units, 2-5 m thick, which show shallowing-upward trends bounded by lower erosional surfaces and upper hardgrounds.

(ii) Second type: the upper part of the section consists of four genetic units, 2-10 m thick, bounded by erosional surfaces. Each genetic unit can be subdivided into two minor trends, bounded by respective maximum flooding surfaces: the lower deepening-upward trend shows a gradual development of buildup facies, whilst the upper shallowing-upward trend is characterized by the disappearance of buildup facies.

- Vertical succession of genetic units can be arranged into two types of architectural elements:

(i) First type or seaward stepping trend is composed of genetic unit I, which is recognized as thickening upward trends.

(ii) Second type or landward stepping trend is composed of genetic unit II. This deepening-upward trend shows a gradual transition from small buildups to bedded limestones rich in ammonoids.

- Both architectural elements are bounded by sequence boundaries. They are arranged into one depositional sequence, 40 m thick, which is bounded by two maximum flooding surfaces.

2.3 Paleogeography

The relationship between facies distribution, depositional environments and sequential framework (figs. 3.8-10) permit to interpret the Gzhelian seafloor of the Kyn Station area as an homoclinal ramp. Vertical distribution of depositional environments is as follows:

(i) an inner-ramp that recorded the progradation of bioclastic shoals overlying coral patchs,

(ii) a mid-ramp characterized by storm-induced deposits and isolated phylloid-algal buildups, and

(iii) an outer-ramp environment, in which an increase in clay sedimentation took place.

CHAPTER IV. The "shykhany" buildup complexes of the Sterlitamak region (Asselian to lower Artinskian, Lower Permian).

The Tratau and Shakthau "shikhany" or isolated hills are located in the Sterlitamak area.

The Tratau hill is located 10 km at the SE of the Sterlitamak village (figs. 4.1-2). It is 270 m high and its diameter is about 1 km. The real thickness of this buildup is about 400 m because its bottom is only recognized by boring. Outcrops are commonly Asselian in age, but Sakmarian and Artinskian deposits are preserved both in buildup flanks and synsedimentary fracture fill. Three sedimentological profiles have been studied around this hill, and another one in the Mali-shikhan outcrop that is composed of Artinskian marls and limestones, and Kungurian evaporites.

The Shaktau shikhan is located 10 km at the north of Tratau (fig. 4.4-14). Its initial height (210 m) has been significantly reduced by the activity of an open quarry. Its diameter may have reached 1.3 km. This outcrop exhibits Asselian to Kungurian deposits. Six profiles have been studied in three different floors of exploitation (figs. 4.15 to 4.22).

Eleven facies are defined in the Sterlitamak region (Tratau and Shaktau shikhany). They are summarized in figs. 4.23-24 (facies S). In addition, ten facies have been recognized filling synsedimentary fractures and cavities (facies F); these last structures will be discussed below.

4.1Tratau

4.1.1 Paleoecological features

Four fossil assemblages are defined in this shikhan (fig. 4.25), which are respectively represented by bryozoans/*Tubiphytes*/echinoderms, *Tubiphytes*/bryozoans/phylloid-algae, *Archaoelithoporella*/*Tubiphytes*/bryozoans/brachiopods/sponges/echinoderms, and coral/echinoderms/foraminifers. On the north-western flank of Tratau, fossil assemblages are vertically arranged into four ecological successions. Finally, main community replacements show a gradual transition from baffling (evidenced by wealth in bryozoans and sponges) to binding (related to *Tubiphytes* and *Archaeolithoporella*) function predominance.

4.1.2 Diagenetic features

Paragenetic sequences and diagenetic history is envisaged in fig. 4.27, which comprise (a) a deposition of a micritic and peloidal matrix, (b) a dissolution phase, (c) a precipitation of polyphasic radial-fibrous cements, (d) a precipitation of cements alternating with a peloidal matrix, (e) a second phase of dissolution, (f) a precipitation of a secondary phase of radial-fibrous cements, (g) a filling of fractures, (h) a precipitation of automorphic calcite, (i) a precipitation of syntaxial calcite, (j) a precipitation of a xenomorphic calcite, and (k) a dolomitization phase.

(i) Matrix

Two types of matrix were observed (fig. 4.28). The first one is less than 4 μm in size, and is only present in the enclosing beds. The second matrix is characterized by peloids of 50-100 μm in diameter; they occur in cavities and enclosing beds. An association of peloids and radial fibrous calcite cements appears to be present in some cavities, developing dome-shaped morphologies, 0.5 to 5 mm high.

(ii) Porosity

Primary pore types include interparticle and intraparticle pores, fenestral pores between crusts, and shelter pores (figs. 4.29-30). Secondary pores are interpreted to have occurred in two main phases:

- First phase: many primary void systems (primary pores and stromatactis) were enlarged and dissolution generated vuggy pores.

- Second phase is represented by the formation of fractures and fissures.

BU LILLE I

(iii) Cements

- Radiaxial fibrous calcite cements: the first voluminous cements in the solution-modified pore-space are radiaxial fibrous calcite cements. Primary void systems, stromatactis cavities and partially synsedimentary fractures were totally or partially filled by these cements. The presence of radiaxial fibrous and fascicular optic mosaics are reported in this study. Fibrous crystals occur as cement layers. A significant banding is recognized in optic microscope, with five alternating dark and lighter layers, whilst eight luminiscent bands are visible by cathodoluminiscence.

- Stromatactis cementation, described below, consists of alternating luminiscent fibrous and peloidal matrix bands.

- Fracture cementation: synsedimentary fractures postdated early fibrous calcite cementation described above. They were partially filled by Sakmarian-lower Artinskian marin sediments. A late phase of radial fibrous cementation took place overlying some fracture walls, associated with dome-shaped microbial crusts and bioclastic marls.

- Stable isotope values for the whole fibrous calcite crystals (fig. 4.31) show a limited range of variation in ^{13}C and ^{18}O values, which evidence a marine origin for this cements.

- Granular and syntaxial cements: they are automorphic to xenomorphic crystal mosaics and syntaxial calcite crystals. They fill primary and secondary pores, stromatactis cavities and fractures. A characteristic threefold division of cements is revealed in cathodoluminiscence, consisting of (1) non-luminiscent automorphic crystals occurring as bands composed of scalenohedral prisms, (2) orange luminiscent syntaxial bands, and (3) a last orange-dully luminiscent phase.

The following evidence points to a meteoric origin for these cements: (a) the size and shape of crystals, (b) the luminiscent banding of syntaxial crystals, (c) the dissolution of aragonitic-skeletal debris and the cementation of this vuggy porosity by automorphic calcite crystals, (d) its cementation postdating radial fibrous calcite cements, and (e) a latest Asselian subaerial exposure evidenced by synsedimentary filling of fractures. However, additional stable isotope analysis are necessary to illustrate the complexity of the dissolution-precipitation history.

(iv) Dolomite

Two phases of dolomitization were observed. The first phase is characteriwed by pore-filling dolomite cements in *fenestrae* cavities and fractures. The rhombs are up to 25 μm in size. This process could be explained both by a subaerial exposure or by a rising of sea level. The diagenetic environment would gradually change to a mixing zone with meteoric and marine waters.

The second phase is represented by idiotopic crystals, 50-250 μm in size. They occur in close proximity to the uppermost part of the buildup complex, related to a late karstification.

In summary, main diagenetic processes recorded in the Tratau buildup are summarized in figs. 4.32-33.

4.1.3 Stromatactis

Three types of cavities are considered in the Tratau buildup: primary porosity (shelter and intraparticular porosity), secondary porosity (vuggy) and stromatactis cavities. Primary and

secondary porosities are discussed above.

The definition of stromatactis by Bourque & Gignac (1983) is considered in this work. The size of these cavities ranges from centimetres to decimetres. Stromatactis are centripetally cemented by fibrous calcite (of marine origin), and bothryoidal calcite. Stromatactis are parallel to inclined (45° maximum) to the stratification plane. They can be inter-connected by synsedimentary fractures and filled by fibrous calcite cements, which influenced a more complex filling of stromatactis. Main stromatactis features are illustrated in fig. 4.34, showing a direct relationship between (1) complex filling of cavities and type of enclosing beds, and (2) size and shape of cavities related to enclosing beds (figs. 4.35-40).

Stromatactis have not affected surrounding bioclasts, which permit to consider its formation by loss of water or by fluid escape after collapse of sediment. Cavities may be formed as well as a result of a lateral compression resulting from gravity acting on a sedimentary slope, a phenomenon which induced opening fractures and cavities.

Filling of fractures is late Asselian to Sakmarian in age (Chuvashov *et al.*, in press); therefore, stromatactis cavities are pre-late Artinskian in age.

4.1.4 Synsedimentary upward-opening fissures

Two main fissure assemblages are recognized with N080° (late Asselian to early Sakmarian in age) and N130-140° (Sakmarian in age) orientations (figs. 4.44-45). They exhibit two types of tectonic-induced opening and synsedimentary fill:

(i) Polyphasic fill parallel to fissure walls (figs. 4.46-49):

Phase 1: opening of fissures in a lithified enclosed bed; walls are covered by either ferrigenous or phosphatic crusts.

Phase 2: walls are overlied by alternating dome-shaped microbial crusts and fibrous calcite cements.

Phase 3: late complex filling by peloidal or bioclastic micritic matrix, bioclastic packstones and clays. Claystones are the latest component.

(ii) Polyphasic fill perpendicular or inclined to fissure walls (figs. 4.50-52): from bottom to top, they are composed of alternating *fenestrae* micrite and wackestones/packstones rich in ostracods and gastropods, intraclastic and endoclastic layers, and oolithic/oncolithic layers bounded by erosional surfaces.

4.1.5 Sequential framework

- Genetic units

Six facies are defined for the whole Tratau buildup, which arrangement permit to identify several genetic units (fig. 4.60): the types I and III are flank facies whilst types II, IV and V are buildup facies. The bottom of genetic units II, III and V (which are 2-5 m in thickness) is a maximum flooding surface, characterized by the appearance of either ammonoid mudstones (II) or buildup facies (III and V), whilst their top is recognized by the presence of encrusted (hard ground?) and reworked facies.

The genetic units I and IV, 5-15 m thick, have recorded a gradual change from a lower deepening-upward trend, to a shallowing-upward trend; both trends are bounded by a maximum flooding surface.

- Architectural elements

Vertical succession of genetic successions is arranged into two architectural elements, which are bounded by a maximum flooding surface (within an ammonoid-rich mudstone).

(i) First element is composed of genetic units I and IV, and shows a gradual transition from

an aggradational to a retrogradational trend.

(ii) Second one consists of genetic units II, III and V, which is illustrated by a SW and SE progradational trend. Its top is located at a subaerial exposure surface.

- Depositional sequences

Finally, both architectural elements permit to define one depositional sequence, about 100 m thick, which is bounded by sequence boundaries. Its upper boundary is characterized by an Artinskian subaerial exposure induced by a regional uplift (Chuvashov *et al.*, in press). This emersion is evidenced by (1) a filling of older synsedimentary fractures, (2) the development of a secondary karst process (affecting a primary Asselian karst), and (3) the precipitation of dolomite cements in a diagenetic environment characterized by a mixing (meteoric-marine) zone.

In conclusion, the Tratau buildup is composed, from bottom to top, of an aggradational and retrogradational unit (a keep-up trend), and a progradational unit (a catch-up trend). Both units illustrate an example of compound buildup in the sense of James & Bourque (1991). Main allogenic controls of the installation and growth of this buildup are accommodation space/subsidence, eustasy and carbonate productivity. This buildup seems to have developed a pinacle morphology, with slopes about 40° due to synsedimentary cementation processes and lack of frame-builders.

4.1.6 Anatomy

Two main geometrical units are proposed for the Tratau shikhan, which exhibit different fossil assemblages and age (figs. 4.62-63):

(i) Unit 1 (*Schwagerina moelleri-Pseudofusulina fecunda Zone*): two facies characterize its core, composed of bryozoan bafflestones and coral/bryozoan wackestones. Flanks are composed of bryozoan and coral floatstones. This unit is about 100 m thick.

(ii) Unit 2 (*Schwagerina sphaerica-Pseudofusulina Zone*): flanks of this unit, 50 m thick, show different facies: the NW flank is composed of coral and crinoid floatstones, and a bryozoan cementstone underlying bindstones and floatstones; the southern flank is characterized by *Tubiphytes* bindstones/floatstones and bryozoan cementstones, whilst its uppermost part shows *Archaeolithoporella* crusts; the SE flank consists of *Palaeoaplysina* floatstones, *Tubiphytes* and *Archaeolithoporella* bindstones; the NW flank is composed of Artinskian marls and cherts; and finally, the top of the buildup exhibits, from bottom to top, *Tubiphytes* and *Archaeolithoporella* bindstones.

(iii) Relationship with the Artinskian marls: upper Artinskian marls occur onlapping Asselian-Sakmarian buildup deposits. Marls crop out both on the northern flank of buildup and filling synsedimentary fractures.

4.2 Shaktau

4.2.1 Paleoecological features

Five fossil assemblages are described in this buildup; they are the same than that of Tratau and a new Palaeoaplysinid assemblage. Five growth phases or community replacements are presented in this work (fig. 4.26), characterized by different predominance in feeding-types and frame-builders; they are bounded by allochthonous sedimentary processes.

4.2.5 Sequential framework

Eleven facies are defined in the three profiles studied in the third floor of the Shaktau quarry. In contrast, first and second floors are represented by a facies map because of the lack of a bedded

stratification and bad conservation of outcrops.

- Genetic units and depositional sequences

Eight genetic units are proposed according to the vertical arrangement of facies (figs. 4.64-65). The common interruption of stratigraphic successions by faults and thrusts does not permit the formal definition of architectural elements. Despite this problem, four Asselian to lower Artinskian depositional sequences are proposed for the Shaktau shikhan. Each depositional sequence is bounded by sequence boundaries, and can be divided into a lower retrogradational/aggradational trend and an upper easternward progradational trend.

Depositional sequences (S) represent different buildup growth phases, which can be related to a compound buildup (James & Bourque, 1992). The top of S1 is characterized by a disconformity that has locally recorded an erosional surface, overlied by breccia deposits or stromatolithes. The top of S2 is located on an encrusted surface rich in iron oxides (hard ground). The top of S3 is another erosional surface rich in iron oxides.

The overlying Artinskian marls cover both Asselian and Sakmarian deposits, which evidence the existence of an Asselian paleorelief.

In summary, the Shaktau shikhan seems to have developed an isolated pinacle or reef mound morphology during Asselian times; the Artinskian migration of its depo-center northwesternward has favoured a change towards biohermal and biostromal morphologies without important flank slopes.

4.2.6 Anatomy

Four geometric units are defined in the Shaktau buildup complex (figs. 4.66-70):

(i) Lower Asselian bryozoan bafflestones,

(ii) Upper Asselian *Tubiphytes*-rich facies, and bioclastic floatstones/packstones. Both facies hardly crop out because of the quarry exploitation. In the third floor, these facies are onlapped by Artinskian marls. The Asselian-Artinskian transition lies within a stratigraphic hiatus, which passes laterally to breccia deposits and stromatolitic facies.

(iii) Lower Sakmarian deposits crop out on the first and third floors. Bioclastic packstones/grainstones with Palaeoaplysinid biostromes occur on the first floor, whilst bryozoan cementstones and bioclastic floatstones occur on the third floor. They are onlapped by Artinskian packstones.

(iv) Upper Sakmarian deposits of the third floor are composed of (1) Palaeoaplysinid and coral biostromes interbedded with fusulinid grainstones, and (2) bryozoan bafflestones and Palaeoaplysinid platestones associated with *Tubiphytes* bindstones.

Two types of contacts are observed in the Shaktau quarry between Artinskian and older deposits. Conformable contacts overlying Asselian and Sakmarian sediments suggest an Asselian erosion that modified the seafloor topography; this Asselian paleorelief persistted until Artinskian times. Tectonic contacts are common in this outcrop (fig. 4.59) along faults.

Finally, Artinskian marls, located on the third floor of the quarry, commonly occur as tectonic-induced depressions (overlied by Kungurian sediments) and sediment-fill fractures.

Stromatactis cavities and synsedimentary fissures are very similar to structures of Tratau descibed above. Therefore, only a new type of fractures will be discussed below.

- Collapse fractures

Sediment-filled collapse fractures are a common feature of the first and second floors of the Shaktau quarry. They occur cutting Asselian and Sakmarian deposits and are filled by Sakmarian sediments. The sediments are dominated by three main facies (figs. 4.53-55): dome-shaped microbial and ferrigenous crusts, micritic matrix, and ostracod-rich matrix. Clasts of wall-rock are locally present as breccia deposits. Fractures resulted from dilatational stresses probably related to

differential loading processes.

- Upward-opening fissures with passive sediment-fill

They are similar to the Tratau fissures; however, they are subvertical and have N130-140° directions.

In summary (figs. 4.56-59), collapse fractures (late Aselian to Sakmarian in age) affected Asselian sediments.They are affected by upward-opening fissures (Sakmarian to lower Artinskian).

4.3 Paleogeographical conclusions

Sterlitamak buildups are arranged in a N-S alignment, bounded by the eastern preduralian foreland Basin (exhibiting common turbidite systems), and by western carbonated deposits of the Russian Platform. Therefore, a transition between both domains is recorded in the studied area.

The lateral thickness variation of Upper Carboniferous to Lower Permian sediments in this region suggest an important tectonic control on Lower Permian sedimentation. Furthermore, the installation and growth of Sterlitamak buildup complexe, suggest a breakdown of the seafloor and the change to a paleotopography composed of relative tectonic-induced horsts and grabens during Asselian, Artinskian and Sakmarian times (figs. 4.71-73).

CHAPTER V. The Ryabinov (Sarginsky Horizon) and Nizhne-Irginsk (Sananisky Horizon) buildup complexes (Artinskian, Lower Permian)

The Ryabinov buildup complex is located along the Krasno-Ufimsk/Saranyl railway (fig. 5.1). Several buildups have been studied, the so-called Ryab-1, Ryab-2 (both of them previously described by Eichenseer & Jaudet, 1993), Ryab-3 and Ryab-4 (figs. 5.3-9). They are situated along a NE-SW alignment, and are late Artinskian (Sarginsky Horizon) in age.

The Nizhne-Irginsk outcrops are situated near the village of the same name (fig. 5.10), exhibiting a NW-SE orientation. Outcrops are disconnected and are associated into two buildup massifs: western outcrops (sections Nj1 to Nj4d), and eastern outcrops (sections Nj6 to Nj8; figs. 5.11-23).

Twelve facies are recognized in the Ryabynov and Nizhne-Irginsk buildup complexes, which are summarized in figs. 5.24-25. Main buildup facies are phylloid algal platestones, *Tubiphytes* bindstones and bryozoans/sponges bafflestones.

5.1 Ryabinov

5.1.1 Paleoecological features

The Ryabinov facies are characterized by three fossil associations, which are defined by their relative abundance in sponges, crinoids, bryozoans and brachiopods. Vertical arrangement of fossil associations permit to recognize ten ecological successions (fig. 5.26). Finally, three community replacements are vertically described, characterized by a predominance in suspension-feeders and baffle-builders.

5.1.2 Sequential framework

- Five genetic units, 0.2-5 m thick (figs. 5.27-28), are recognized, which are bounded by either erosive surfaces or marly layers. Type I (genetic units I, II, III and IV) shows a reef character, whilst type II (unit V) shows an inter-reef character.

- Genetic units are vertically arranged into two types of architectural elements.

(i) A lower element (15 m thick), composed of genetic units I and II. It shows an aggradational trend, with a bottom composed of a bioclastic packstone.

(ii) An upper element, composed of units III and V. Both elements are bounded by a maximum flooding surface, which consists of a marly bed. This northeasternward progradational trend is overlain by a discontinuity characterized by coarse-size terrigenous layers. This discontinuity is recorded in the Ryab-2 and the Ryab-3 buildups as erosive surfaces and breccia beds.

On the other hand, inter-reef sediments consist of alternating marls and limestone beds, showing a lower deepening-upward trend (which coincide with the lower reef aggradational trend), and an upper shallowing-upward trend (representing the lateral equivalent of the reef progradational trend).

5.1.3 Anatomy

Three geometrical units are recognized in this buidlup complex (figs. 5.29-31):

(i) The bottom or sole of buildups (2-3 m thick in Ryab-1, Ryab-2 and Ryab-4 buildups), consists of bioclastic wackestones grading upward into packstones/grainstones.

(ii) Overlying this basal bioclastic pavement, several bryozoan-rich buildup lenses or saccoliths appear; their flanks are composed of bioclastic wackestones/floatstones. Flanks in Ryab-4 show collapse structures. Finally, a layer of marls, 10-15 cm thick, is located at the top of this unit.

(iii) Again, new biostromes and bioherms occur at the top of buildups, which is characterized by a bryozoan/sponge facies alternating with bioclastic floatstones/packstones. Stratified packstones/grainstones appear on the topmost of buildups.

On the other hand, inter-reef sediments (which occur onlapping buildups) are composed of alternating marls and limestone beds, exhibiting both complete crinoidal stems (deposited as debris flow currents) and storm-induced deposits.

In summary, Ryabinov buildups are considered as reef-mounds or knoll reefs. A main rising of relative sea level has been recorded in buildups as a lower aggradational trend (keep-up geometry), and an upper progradational trend (catch-up geometry).

5.1.4 Depositional environments

Ryabinov buildups were developped in a discontinuous NE-SW barrier between the western Russian Platform deposits and the eastern deeper foreland Basin. Paleogeographical data permit to interpret the Ryabinov area as a distally steepened ramp

5.2 Nizhne-Irginsk

5.2.1 Paleoecological features

Five fossil associations occur in this buildup complex, respectively characterized by the wealth in bryozoans, phylloid-algae, sponges, brachiopods and bivalves, and *Tubiphtes* and foraminifers. The vertical arrangement of seven ecological successions define four community replacements (fig. 5.32), in which a progressive transition from binder- to baffle-builders occur.

5.2.2 Sequential framework

Six genetic units (0.2-5 m thick) have been described in this buildup complex (fig. 5.33). They are arranged into four architectural elements in western outcrops, and three ones in eastern outcrops. In addition, two depositional sequences are described in these outcrops. For example, first sequence in western outcrops (buildup system I) is composed of a lower retrogradational to aggradational trend and an upper progradational trend, both of them bounded by a maximum

flooding surface.

The lack of accurate biostratigraphic data does not permit a clear correlation between western and eastern domains; however, two hypothesis, based on sequential relationships, are proposed in fig. 5.34.

5.2.3 Anatomy

Western and eastern outcrops are disconnected by 500 m of marls. Only western outcrops are described below, which are divided into two units:

The lower unit lacks sole deposits, whilst uper unit is complete. Sole and nucleus deposits were recorded during a TST, whilst the uppermost part of buildups represents a HST. Both units are characterized by a predominance of *Tubiphytes*, phylloid-algae and bryozoans (figs. 5.35-37).

In summary, the Nizhne-Irginsk outcrops show the occurrence of skeletal tabular banks or reef-mounds. An important binding and baffler activity took place. Main constructive taxa are *Tubiphytes*, phylloid-algae and bryozoans, whilst destructive processes are mainly due to storms. A progressive rising of the relative sea level has produced a lower aggradational trend (keep-up) that changed progressively to a progradational trend (catch-up); finally, a late falling of sea level produced erosive surfaces at the top of buildups.

5.2.4 Depositional environments

Depositional environments an sequential framework interpreted in the whole Nizhne-Iginsk outcrops permit to recognize the seafloor geometry of a local homoclinal ramp. Facies distribution can be arranged as follows (figs. 5.38-39):

(i) Inner-ramp, which recorded deposition of bioclastic shoals.

(ii) Mid-ramp, exhibiting buildups composed of *Tubiphytes*, phylloid-algal and bryozoan boundstones.

(iii) Outer-ramp, in which a widespread sedimentation of marls rich in brachiopods took place.

CHAPTER VI. Dicussion and conclusions

6.1 Paleogeographic and geodynamic features

The geological area studied in this work represents the transition between the eastern margin of the Russian Platform and the preduralian foredeep Basin. According to the Bally & Snelson's nomenclature (1987), this area can be considered as a perisutural basin flanking the eastern Uralian megasuture.

This foredeep ramp, flanking an eastern subduction complex, is characterized by the occurrence of common buildups during late Carboniferous-to-early Permian times. The depocenter of this basin migrated away from the megasuture axis (Chuvashov, 1983), as well as buildup thicknesses which show a maximum during Artinskian-Sakmarian times (figs. 6.2-4).

- Stages of development

The development of the upper Carboniferous-lower Permian succession of central Urals fits well into established models of platform evolution (Read, 1985). Four stages of platform evolution can be distinguished (fig. 6-5):

(i) Homoclinal ramp: this stage is developed at the base of the succession (during late Moscovian-Kasimovian times) in the Chussovoi area. Small buildups were formed in this area (buildups are described in detail in chapter II). At the same time, the eastern Uralian foredeep Basin has recorded the input of terrigenous, olistholitic and breccia deposits (Chuvashov, 1993), which

occurred overlying upper Moscovian sediments.

A sudden syndepositional tectonic activity was developed during Gzhelian times in the Chussovoi area, which is recognized by the occurrence of syntectonic breccia deposits. Finally, carbonate sedimentation took place again during Asselian-Artinskian times.

(ii) Ramp: this stage is recognized in the Kyn Station area (Chapter III). Gzhelian buildups are 10-50 m thick. This lower Permian ramp was drowned and recorded the input of fine terrigenous and turbidite deposits.

(iii) To the west of the Chussovoi and Kyn regions, the Sterlitamak area recorded the biggest studied buildups (about 450 m thick; chapter IV). The overall facies and thickness changes along linear trends in isopach maps and the estimation of the intra-basinal relative-subsidence rates (Rauser-Chernoussova, 1951) permit the recognition of an importante tectonic acivity. Finally, due to transgressive pulses, the carbonate platform was flooded.

(iv) During late Artinskian times, in spite of the input of fine-terrigenous sediments by suspension, buildups were developed again in the Krasno-Ufimsk area (with 10-50 m in thickness; chapter V). Platform was progressively drowned and marls appear onlapping carbonate sediments.

It is important to call attention to the paradox of contemporaneous normal faulting, subparallel to the strike of the foldbelt, and general compresional features in the eastern foreland. Distensional processes are recorded by the breakdown of the upper Carboniferous ramp, and the common synsedimentary fractures and collapse structures recorded in the Tratau and Shaktau buildups (Asselian to Artinskian; described in chapter IV). However, the same phenomena are also seen in the Alpine foldbelt (Laubischer, 1976, 1978) and the Ouachitas-Marathon foldbelt (Buchanan *et al.*, 1968; berry & Trumbley, 1968; Hopkins, 1968). As these authors envisaged "(...) the foreland areas, structurally detaches masses remain float while the underlying lithosphere is being subducted. Decoupling by the low viscosity cushion allows compressional forces to prevail within the "orogenic float" while the underlying foreland lithospheric bulge shows extensional normal faulting".

6.2 Buildup constraints

Establishment, growth and disppearance of the studied Uralian buildups depend on a wide variety of controls (figs. 6.6-9). Interrelationships of parameters controlling and modiying carbonate accumulations ar envisaged in this chapter. They are divided into three scales:

(1) Global parameters

This scale shows the relationship between the studied basin and its location in the Earth crust.

- Latitude

During the early Carboniferous, Siberia rifted away from the Arctic margin of Laurentia, opening the Sverdrup Basin (Sweeney, 1977). By the mid-Carboniferous, the island arcs of Kazakhstan collided with the SW margin of Siberia, forming the Irtysch and Dzungar fold belts (Scotese & McKerrow, 1990). Through the remainded of the Carboniferous, Siberia and Kazakhstan rotated clock-wise, and by Late Carboniferous were approaching the Uralian margin of Laurussia (Navlinkin, 1973). The collision and the disappearance of the Pleionic ocean (McKerrow & Ziegler, 1972) occurred in the Early Permian.

According to the paleoclimatic, paleomagnetic, paleobiogeographic and tectonic data, the Pleionic ocean was located during the Carboniferous-Permian transition between 15 and 40° N latitudes. Its NNW-SE or NNE-SSW alignment (Ross & Ross, 1990; Scotese & McKerrow, 1990) permitted a northern connexion with the proto-Arctic Ocean, and a southern connexion with the Tethis ocean. The northern opening allowed the input of a cold oceanic current, whilst along the southern opening the input of both a warm oceanic current and hurricane pathways took palce

(Marsaglia *et al.*, 1983; Ross & Ross, 1990).

The southern biogeographic connexion of the Pleionic Ocean was closed during Artinskian times, permitting the development of faunistic provinces (Ross & Ross, 1990). The disappearance of buildups (except stromatolite biostromes) in the studied area, during Kungurian times, was due to the southern closing of this ocean.

- Temperature and climate

Across the Carboniferous-Permian transition, the Sverdrup Basin and neighbouring areas recorded fossil associations of chlorozoan type, passing gradually to the a hyalosponge bryonoderm association after Artinskian times (Beauchamp, 1987). Flügel (1982), Chuvashov (1983) and Beauchamp (1989) envisaged a change of associations illustrating a progressive deepening, from chlorozoan to foramol or hyalosponge bryozoan associations. This migration was interpreted as the result of a widespread water cooling which was recorded in the Sverdrup, Greenland, Alaska, Timan-Pechora, Svalnard, Bjornoya and Barents sea Basins (Flügel, 1982; Chuvashov, 1983; Beauchamp, 1987, 1994; Stemmerik & Worsley, 1989).

In contrast, the studied area is characterized by chlorozoan, chlorosponge and bryonoderm associations (after the nomenclature of Beauchamp, 1994), which relationships show no climatic variations but are related to sea level fluctuations.

- Geodynamic and sedimentologic (allostratigraphic) parameters

(1) Carbonate productivity

During drowning of Lower Permian platforms not only depth, but also turbidity caused by suspended clay and silt particles in water, strongly inhibits $CaCO_3$ production.

(2) Relation of buildups to regional paleostructure

Tectonism, by controlling subsidence, partly influenced thickness, facies and vertical sequence. The tectonic classification developed in this chapter includes many examples of buildups and illustrates their wide variety of tectonic settings.

The tectonic framework of this region directly affected the water circulation. Local structural uplifts, when drowned, formed patchs or pinnacle reefs.

(3) Accommodation space (figs. 6, 10-12)

During Kasimovian to Gzhelian times, a westernward migration of buildups (in the Chussovoi area) evidences a forced retrogradational phase. This episode is represented in the Ross & Ross (1987)'s eustatic chart by a regressive trend.

During Asselian to Sakmarian times, buildup deposits have recorded a rise in relative sea level, whilst upper Sakmarian sediments represent a regression. As a whole, both trends, recorded in the Sterlitamak area, show a good coincidence with the eustatic chart. The tectonic-induced subsidence recorded in this area justify a new buildup forced retrogradation during late Sakmarian times.

Finally, during Artinskian times, a common transgression took place in the Krasno-Ufimsk and Sterlitamak areas.

In addition, small patchs and biostromes (Nizhne-Irginsk, Plakoon and Kyn Station) occurred in inner-ramp environmens; mid-ramp areas show the installation of biostromes, banks and biohermes (Kyn Station, Nizhne-Irginsk, Shaktau and Tratau); and outer-ramp environments have recorded biohermes and reef mounds (Tratau, Shaktau and Ryabinov).

- Autostratigraphic factors

Fossil assemblages are widespread located in buildup complexes (figs. 6.13-17): algae, corals and *Palaeoaplysina* predominate in inner-ramp areas; *Tubiphytes*, *Archaeolithoporella*, bryozoans, phylloid algae and *Palaeoaplysina* appear in mid-ramp environments; and sponges, echinodermes and pelagic organisms occur in outer-ramp areas.

BIBLIOGRAPHIE

CHAPITRE VII. BIBLIOGRAPHIE

Abdulin, A.A.; Afonichev, N.A.; Vlasov, N.G.; Dovzhikov, A.E.; Kleiman, G.P.; Tulyaganov, Kh.T.; Khamrabaev, I.Kh.; Chakabaeyev, S.E. & Shlygin, A.E. (1984). Geology of Kazakhstan and central Asia. *In*: *Trudy 27- goMGK, Geologiya USSR* (publications of the 27th International Geol. Congress : The geology of USSR), 71-75. Moscou.

Ahr, W.M. (1973). The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Trans., Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 23, 221-225.

Aigner, T. (1982). Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany). *In*: *Cyclic and Event Stratification* (Einsele G. & Seilacher A., eds.), 180-198. Springer-Verlag (Berlin).

Aigner, T. (1985). Storm Depositional Systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. *Lect. Notes in Earth Sci.*, 174 pp. Springer-Verlag (Berlin).

Aigner, T.; Hagdorn, H. & Mundlos, R. (1978). Biohermal, biostromal and storm-generated coquinas in the Upper Muschelkalk. *N. Jb. Paläont., Abh.* 156, 285-304.

Aisenverg, D.Y.; Poletayev, V.I.; Makhlina, M.K. & Shcherbakov, O.A. (1983). Carboniferous Sea Level Changes on the East-European Platform. *X Congrès Intern. Strat. Géol. Carbonifère* 4, 65-71. IGME ed. (Madrid).

Aïssaoui, D.M. (1985). Botrhyoidal aragonite and its diagenesis. *Sedimentology* 32(3), 345-361.

Aitken, J.D. (1967). Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southern Alberta. *Jour. Sedim. Petrol.* 37(4), 1163-1178.

Alberstadt, L.P.; Walker, K.R. & Zurawski, R.P. (1974). Patch reef in the Carters Limestone (Middle Ordovician) in Tennessee, and vertical zonation in Ordovician reefs. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, 1171-1182.

Aleksandrov, V.A.; Bogeslovskaya, M.F.; Degtyarev, D.D.; Einor, O.L.; Furduj, R.S.; Kochetkova, N.M.; Lapina, N.N.; Makarenko, V.I. & Sinitsina, Z.A. (1975). *Field excursion guide book for Carboniferous sections of the Urals (Bashkiria)*. Izdatelstvo Nauka, Moskva, 183 pp.

Allison, P.A. (1986). Soft-bodied animals in the fossil record: the role of decay in fragmentation during transport. *Geology* 14, 779-791.

Amieux, P. (1982). La cathodoluminiscence: méthode d'étude sédimentologique des carbonates. *Bulletin du Centre de Recherche Exploration-Production. Elf-Aquitaine* 6(2), 437-483.

Anfimov, L.V.; Chuvashov, B.I.; Grifer, B.I.; Couser, A.K.; Kocklin, A.I.; Murayev, I.S.; Safronitsky, P.A. & Zolotova, V.P. (1991). General Characteristics of Permian Deposits of the Urals and Povolzhye. Urals Branch, USSR Academy of Sciences & Earth Sciences and Resources Institute, University of South Caroline (eds.). *International Congress of the Permian System of the World.* Guides to Geological Excursions, 44 pp.

Asquith, G.B. & Drake, J.F. (1985). *Depositional History and Reservoir Development of a Permian Fistulipora-Tubiphytes Bank Complex, Blalock Lake East Field, West Texas. Carbonate Petroleum Reservoirs*, 311-316. Springer-Verlag (Berlin).

Ausich, W.I.; Kammer, T.W. & Lane, N.G. (1979). Fossil connunities of the Borden (Mississippian) delta in Indiana and northern Kentucky. *Jour. Paleont.* 53, 1182-1196.

Ausich, W.I. & Meyer, D.L. (1990). Origin and composition of carbonate buildups and associated facies in the Fort Payne Formation (Lower Mississippian, south-central Kentucky): An integrated sedimentologic and paleoecologic analysis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102,129-146.

Babcock, J.A. (1977). Calcareous algae, organic boundstones and the genesis of the Upper Capitan Limestone (Permian, Guadalupian), Guadalupe Mts., West Texas and New Mexico. *Field Conf. Guidebook, Permian Basin Sect., SEPM Publ.* 77(16), 3-44.

Babcock, J.A. (1979). Calcareous algae and algal problematica of the Capitan Reef (Permian), Guagalupe Mountains, West texas and New Mexico.USA. *Bull. Rech. Explor.-Product. Elf-Aquitaine* 3, 419-428.

Ball, S.M., Pollard, W.D. & Roberts, J.W. (1976). Importance of phylloid Algae in development of depositional topography. Reality or Myth? *In*: Reefs and related carbonates Ecology and sedimentology (Frost S.H., Weiss M.P. & Sanders J.B. eds.). *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Spec. Memoir* 4, 239-259.

Bally, A.W. & Snelson, S. (1987). Realms of Subsidence. *In*: *Geologic Basins. I. Classification, Modelling and Predictive Stratigraphy* (Foster N.H. / Beaumont E.D. eds.). Treatise of Petroleum Geology Reprint Series No. 1, 1-69. Tulsa.

Bancroft, A.J.; Somerville, I.D. & Strank, A.R.E. (1988). A bryozoan buildup from the Lower Carboniferous of

North Wales. *Lethaia* 21, 51-65.
Bathrust, R.G.C. (1959). The cavernous structure of some Mississippian stromatactis reefs in Lancashire, England. *Jour. Geol.* 67, 506-521.
Bathurst, R.G.C. (1966). Boring algae, micrite envelopes and lithification of moluscan biosparites. *Geol. Jour.* 5, 13-32.
Bathrust, R.G.C. (1971). Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology* 12, 620 pp. Elsevier, Amsterdam.
Bathrust, R.G.C. (1975). *Carbonate sediments and their diagenesis*, 658 pp. Elevier, Amsterdam.
Bathurst, R.G.C. (1980). Stromatactis origin related to submarine cement crusts in Paleozoic mud mounds. *Geology* 8, 131-134.
Bathurst, R.G.C. (1982). Genesis of stromatactis cavities between submarine crusts in Palaeozoic carbonate mud buildups. *Jour. geol. Soc. London* 139, 165-181.
Beauchamp, B. (1987). Lower Permian (Artinskian) Bryozoan-Sponge Mud Mounds, SW Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipielago. *Reef Research Symposium, Proceedings* 71. Canada.
Beauchamp, B. (1989a). Lower Permian (Artinskian) Sponge-Bryozoan buildups, Southwestern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipielago. *In*: *Reefs, Canada and Adjacent Areas* (Geldsetzer H.H.J., James N.P. & Tebbutt G.E. eds.). *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir* 13, 575-584.
Beauchamp, B. (1989b). Lower Permian (Sakmarian) *Tubiphytes*-Bryozoan Buildup, Southwestern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipielago. *In*: *Reefs, Canada and Adjacent Areas* (Geldsetzer H.H.J., James N.P. & Tebbutt G.E. eds.). *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir* 13, 585-589.
Beauchamp, B. (1992). Carboniferous and Permian reefs of Sverdrup Basin, Canadian Arctic: an aid to Barents Sea exploration. *In*: *Arctic Geology and Petroleum Potential* (Vorren, T.O. *et al.* eds.). *NPF Spec. Publ.* 2, 217-271. Elsevier (Amsterdam).
Beauchamp, B. (1994). Permian Climatic Cooling in the Canadian Artic. *In*: *Pangea, paleoclimate, tectonics and sedimentation during acretion, zenith and breakup of a super continent* (Klein, G.D. ed.). *Geol. Soc. America, Spec. Paper* 288, 229-246.
Beauchamp, B.; Davies, G.R. & Nassichuk, W.W. (1989a). Upper Carboniferous to Lower Permian *Palaeoaplysina*-phylloid algal buildups, Canadian Arctic Archipielago. *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir* 13, 590-599.
Beauchamp, B.; Harrison, J.C. & Henderson, C.M. (1989b). Upper Paleozoic stratigraphy and basin analysis of the Sverdrup basin, Canadian Arctic Archipielago: Part 1, time frame and tectonic evolution. *Geol. Survey of Canada* 89-G, 105-113.
Beauchamp, B.; Oldershaw, A.E. & Krouse, H.R. (1987). Upper Carboniferous to Upper Permian 13C-enriched primary carbonates in the Sverdrup basin, Canadian Arctic: Comparisons to coeval Western North American ocean margins. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 65, 391-413.
Bechstädt, T. (1974). Sind Stromatactis und radiaxal-fibröser calcit faziesindikatoren. *Neves Jahrb. Geol. Paläontol. Monatshebte* 11, 643-663.
Belayev, G.R. & Rauser-Chernoussova, D.M. (1938). O Nekotorykh Fuzulinidakh Schagerinovogo Gorizonta. *Trudy Geol. Inst.*, 1.
Bernet-Rollande, M.C.; Maurin, R.F. & Monty, C.L.V. (1981). De la bactérie au réservoir carbonaté. *Pétroles et Techniques* 283.
Berry, R.M. & Trumbley, W.D. (1968). The Wilburton gas field, Arkoma Basin of the Ouachita Mountains. *In*: *A guide book to the geology of the Western Arkoma Basin and Ouachita Mountains, Oklahoma* (Cline L.M. ed.), 86-103. Oklahoma City Geol. Soc.
Berzrukov, P.L. & Vorozheva, E.M. (1937). Artinskie Plastovya Fosfority Zapad Nogo Sklona Urala. *Geol. Issl. Agron. rud USSR. Trudy Nauk inst. po Udobren*, 142.
Blatt, H. (1982). *Sedimentary Petrol.* Freeman ed., 564 pp. San Francisco.
Bogdanov, A.A. (1947). Tektonika Ishimbaevskogo priuralya. *Mosk. Obsch. Ispyt prirody, materialyk poznaniyu geologischeskogo Stroenuya USSR*, nov. seriya, 7(11).
Bosence, D.W.J. (1995). Anatomy of a recent biodetrital mud-mound, Florida Bay, USA. In : *Carbonate Mud-Mounds: Their Origin and Evolution* (Monty C.L.V. , Bossence D.W.J., Bridges P.H. & Pratt B.R. eds.). *Spec. Publ. inst. Ass. Sediment.* 23, 475-493. Blackwell Science.
Boudreau, B.P. (1987). A steady-state diagenetic model for dissolved carbonate species and pH in the pore-water of oxic and suboxic sediments. *Geochem., Cosmochem. Acta* 51, 1986-1996.
Boulvain, F. (1993). Sédimentologie et diagenése des monticules micritiques "F 2J" du Frasnien de l'Ardenne. *Professional paper* 260, 436 pp. Service géologique de Belgique.
Bourque, P.A. (1984). Upper Silurian "pelletoidal reefs", Gaspé Peninsula, Quebec. *5th European Reg. Meeting of Sedimentology, IAS. Abstracts* 72-73. Marseille.

Bourque, P.A. & Gignac, H. (1983). Sponge-constructed Stromatactis mudmounds, Silurian of Gaspé, Quebec. *Jour. Sedim. Petrol.* 53, 521-532.

Bourque, P.A. & Gignac, H. (1986). Sponge constructed stromatactis mud mounds Silurian of Gaspé, Quebec. *Reply Journ. Sediment. Petrol.* 56, 461-463.

Bourque, P.A. & Boulvain, F. (1993). A model for the origin and petrogenesis of the red stromatactis limestone of Paleozoic carbonate mounds. *Jour. Sediment. Petrol.* 63/4, 607-619.

Breuninger, R.H. (1969). Pennsylvanian and Permian Hydrozoan Mounds in Idaho. *Geol. Soc. Am., Spec. paper* 121-189.

Breuninger, R.H. (1976). *Palaeoaplysina* (Hydrozoan?) carbonate build-ups from Upper Paleozoic of Idaho. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 60, 584-607.

Bridges, P.H. (1988). Controls on the Growth of Dinantian Mudmounds. *9th IAS. Meeting of Sediment. Abstracts* 33p. Leuven.

Bridges P.H. & Chapman, A.J. (1988). The anatomy of a deep water mudmound complex to the north of the Dinantian platform in Derbyshire, U.K. *Sedimentology* 35, 139-162.

Bruce, J.R. & Toommey, D.F. (1992). Late Paleozoic bioherm occurrences of the Finnmark Shelf, Norwegian Barents Sea: Analogues and regional significance. *In: Artic Geology and Petroleum Potential* (Vorren, T.O. *et al.* eds.). *NPF Spec. Publ.* 2, 217-271.

Buchanan, R.S. & Johnson, F.K. (1968). Bonanza gas field - a model for Arkoma Basin growth faulting. *In: A guide book to the geology of the Western Arkoma Basin and Ouachita Mountains, Oklahoma* (Cline L.M. ed.), 75-85. Oklahoma City Geol. Soc.

Burchette, T.P. & Wright, V.P. (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geol.* 79, 3-57.

Campbell, A.E. (1992). Unconformities in seismic records and outcrops. *PhD Dissertation Vrije Universiteit*, 187pp. Amsterdam.

Carozzi, A.V. (1989). *Carbonate rock depositional models. A microfacies approach.* Prentice hall advanced ref. series, 604 pp.

Cayeux, L. (1935). *Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (calcium et dolomies)*, 436 pp. Masson.

Chafetz, H.S. (1973). Morphological evolution of Cambrian algal mounds in reponse to a change in depositional environments. *Jour. Sedim. Petrol.* 43(2), 435-446.

Chafetz, A.S. (1986). Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Jour. Sedim. Petrol.* 56, 812-817.

Chafetz, A.S. & Folk, R.L. (1984). Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Jour. Sedim. Petrol.* 54, 289-316.

Christopher, C.C. (1990). Late Mississippian *Girvanella*-Bryozoan Mud Mounds in Southern West Virginia. *Palaios* 5(5), 460-471.

Chuvashov, B.I. (1967). Devonian, Carboniferous, and Lower Permian Algae of the Central and Southern Urals. Their Ecology and Stratigraphic Significance. *Iskopaemye Vodorosli SSSR. Acad. Sci. USSR, Siberian Section. Institute of Geology and Geophysics, Publ. House "Nauka"* 125-130. Moscow.

Chuvashov, B.I. (1973). Morfologiya, ekologiya i sistematicheskoye plozheniye roda *Palaeoaplysina. Paleont. Zhur.* 4, 3-8. Traduit: Morphology, Ecology, and Systematic Position of the Genus *Palaeoaplysina. Paleont. Jour.* 4, 441-446. 1973.

Chuvashov, B.I. (1979). Upper Paleozoic terrigenous deposits of the Middle and Southern Urals (stratigraphy and Facies). *Abstract of Sciences Thesis*, 56p. Novosibirsk.

Chuvashov, B.I. (1981). Sedimentation and biological communities of the Kungurian basin of the Ural, similarity to and the difference from the Zechstein basin of Central Europe. *Intern. Symp. Central European Permian, Proceed.* 324-340. Varsaw.

Chuvashov, B.I. (1983). Permian Reefs of the Urals. *Facies* 8, 191-212.

Chuvashov, B.I. (1984). On joint line between Russian platform and Preduralyan foredeep metamorphism and tectonic of Uralian Western zones. *Urals Scientific center of Ac. Sci. USSR Sverdlovsk*, 111-120.

Chuvashov, B.I. (1991). Influence des facteurs biogéographiques et paléo-écologiques sur l'exactitude des constructions biostratigraphiques. *Izv. Akad. Nauk SSR, ser. Geol.* 7 (en russe).

Chuvashov, B.I. (1993). L'Oural. *Synthèse à l'issue de la mission Oural 1992.* Rapport interne (non publié).

Chuvashov, B.I. & Dyupina, G.B. (1973). Sédiments terrigènes du Paléozoïque supérieur du versant occidental de l'Oural méridional. *Izv. Akad. Nauk SSR* 208pp.

Chuvashov, B.I., Luchnina, V.A. & Shuysky, V.P. (1987). Algues calcaires fossiles (morphologie, systématique, méthode d'études). *Akad. Nauk USSR Sibinsk Otdel, Trudy Inst. Géol. Géochimie* 674, 224p. Izdat "Nauka". Novosibirsk.

Chuvashov, B.I., Dyupina, G.V., Mizens, G.A. & Chernykh, V.V. (1990). Key sections of the Upper

Carboniferous and Lower Permian of West slope Urals. *Branch of Ac. Sci of USSR Sverdlovsk*, 358p.

Chuvashov, B.I.; Shuysky, V.P. & Ivanova, R.M. (1993). Stratigraphical and facies complexes of the Paleozoic calcareous algae of the Urals. *In*: *Studies on Fossil Algae* (Barattolo F. *et al.* eds.). *Boll. Soc. Paleont. Ital., Spec. Vol.* 1, 93-119. Mucchi, Modena.

Chuvashov, B.I.; Proust, J.N.; Boisseau, T. & Vennin, E. (sous presse). On history of development Sterlitamakian Shikhans (Early Permian Reefs of Southern Preduralye). *Proceeding of Institute of Geology and Geochemistry*.

Copper, P. (1988). Ecological Succession in Phanerozoic Reef Ecosystems: Is It Real? *Palaios* 3(2), 136-151.

Cotter, E. (1965). Waulsortian type carbonate banks in the Mississippian Lodgepol Formation of central Montana. *J. Geol.* 73, 881-888.

Cotter, E. (1966). Limestone diagenesis and dolomitization in Mississippian carbonate banks in Montana. *Jour. Sedim. Petrol.* 36, 764-774.

Cross, T.A. (1988). Controls on coal distribution in transgessive-regressive cycles. In : (Wilgins, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. eds). Sea level change : an integrated approach. *Spec. Publ. SEPM* 42, 371-380.

Cross, T.A. (ed.) (1989). *Quantitative Dynamic Stratigraphy.* Prentice Hall, Englewood cliffs, 625 pp. New Jersey.

Cross, T.A. & Klosterman, M.J. (1981). Autecology and development of a stromatolitic-bound phylloid algal bioherm Laborcita formation (Lower Permian), Sacramento Mountains, New Mexico, USA. *In*: *Phanerozoic stromatolites: case histories* (Monty C. ed.), 45-59. Springer-Verlag (Berlin).

Cuffey, R.J. (1967). Bryozoan *Tabulipora carbonaria* in Wreford Megacyclothem (Lower Permian) of Kansas. *University of Kansas, Paleontological Contributions, Bryozoa, Article 1*, 1-96. Lawrence, Kansas.

Cuffey, R.J. (1974). Delineation of Bryozoan constructional roles in reefs from comparison of fossil bioherms and living reefs. *Proceedings of the second International Coral reef Symposium I*, 357-364.

Cuffey, R.J. (1977). Bryozoan contributions of reefs and bioherms through geologic time. *Amer. Assoc. Petro. Geol.*, studies in Geology 4, 181-194.

Cuffey, R.J. (1985). Expanded reef-rock textural classification and the geologic history of bryozoan reefs. *Geology* 13, 307-310.

Cys, J.M. (1985). Lower Permian phylloid algal mounds, southern Tatum Basin, southeastern New Mexico. *In*: *Paleoalgology: Contemporary research and applications* (Toomey D.F. & Nitecki M.N. eds.), 179-187. Springer-Verlag (Berlin).

Davies, G.R. (1974). A Permian hydrozoan mound, Yukon Territory, Canada. *Canadian. J. Earth Sci.* 8, 973-988.

Davies, G.R. (1977). Former magnesian calcite and aragonite submarine cements in Upper Paleozoic reefs of the Canadaian Arctic: a summary. *Geology* 5(1), 11-15.

Davies, G.R.; Beauchamp, B. & Nassichuk, W.W. (1989). Carboniferous and Permian Reefs in Canada and Adjacent Areas. *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir* 13, 565-574.

Davies, G.R.; Nassichuk, W.W. (1973). The hydrozoan *Palaeoaplysian* from the Upper Paleozoic of Ellsmere Island, Artic Canada. *Jour. Paleont.* 47, 251-265.

Davies, G.R. & Nassichuk, W.W. (1989). Upper Carboniferous Tubular Boundstone Reefs in the Otto Fiord Formation. Canadian Arctic Archipielago. *In*: *Reefs in Canada and Adjacent Areas* (Geldsetzer H.H.J., James N.P. & Tebbutt G.E. eds.). *Canadian Soc. Petrol. Geol. Memoir* 13, 649-657.

Davies, G.R. & Nassichuk, W.W. (1990). Submarine Cements and Fabrics in Carboniferous to Lower Permian Reefal, Shelf Margin and Slope Carbonates, Northwestern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipielago. *Geol. Survey Canada Bull.* 399, 77 pp.

Davies, G.R. & Nassichuk, W.W. (1991). Carboniferous and Permian History of the Sverdrup Basin, Arctic Islands. *In*: *Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland* (Trettin H.P. ed.). *Geol. Survey Canada, Geology of Canada* 3, 345-367.

Davies, G.R. ; Richards, B.C.; Beauchamp, B. & Nassichuk, W.W. (1989a). Carboniferous to Lower Permian, Reefal, Shelf Margin and slope Carbonates, Northwestern Ellesmere Island, Canadian Artic Archipelago. *Geol. Survey Canada Bull.* 399, 77pp.

Davies, G.R. ; Richards, B.C.; Beauchamp, B. & Nassichuk, W.W. (1989b). Carboniferous and Permian reefs of Canada and adjacent areas. *In*: *Reefs, Canada and Adjacent Areas* (Geldsetzer H.H., James N.P. & Tebbutt GE. eds.). *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir.* 13, 565-574.

Delance, J.H. (1984). Les sucesiones paléoécologiques: signification biologique et caractérization dans les environments de plate-formes carbonatés. *Geobios, Mémoir Spéc.* 8, 419-424.

Desbordes, B. & Maurin, A.F. (1974). Trois exemples d'étude du Frasnien d'Alberta, Canada. *Compagnie Française des Pétroles. Notes et Mémoires* 11, 293-336.

Di Salvo, C.H. (1973). Microbial Ecology. *In*: *Biology and Geology of coral reefs* (James O.A. & Endean R. eds.) 2, 1-19.

Dix, G.R. & James, N.P. (1987). Late Mississippian bryozoan/microbial build-ups on a drowned karst terrain: Port au Port Peninsula, western Newfoundland. *Sedimentology* 34, 779-793.

Dromart, G. (1989). Depositional of Upper Jurassic fine grained limestones in the Western Subalpine Basin, France. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 69, 23-43.

Dubrovin, A.N. (1936). O Vtorichnykh Izmene Niy Akh Izvestnyakov Ishimbaevo. *Z.A. Bashkirskuyu Neft*, 6.

Duncan, H. (1969). Bryozoans. *In*: *History of the Redwall Limestone of northern Arizona* (McKee E.D. & Gutschick R.C. eds.). *Geol. Soc. Am., Memoir* 114, 345-433.

Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *In*: *Classification of carbonate rocks* (Ham W.E. ed.). *AAPG Memoir* 1, 108-121.

Dunham, R.J. (1970). Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 54, 1931-1932.

Dupont, E. (1881). Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique. *Bull. Acad. R. Belgique* 3, série II, 264-280.

Dymkin, A.M.; Ivanov, S.N. & Kamaletdinov, M.A. (1984). The geology of the Urals. *In*: *Trudy 27- goMGK, Geologiya USSR* (publications of the 27th International Geol. Congress : The geology of USSR), 51-59. Moscou.

Eichenseer, H. & Jaudet, J. (1993). P.R.S.T. Carbonates de l'Oural, compte rendu de la mission de juillet 1993 : secteur de Tchoussovaya et de KrasnoFimsk. *Rapport interne Elf Aquitaine*, EP/P/Exp/Sed 93-136RS.

Eichenseer, H.; Gruneisen, P. & Richert, P. (1994). Relations tectono-sédimentaires pendant les phases compressives dans les bassins d'avant chaîne de l'Oural méridional. *In* : Les bassins d'avant-chaînes. *Géologie Alpine, séries spéciales, colloques et excursions*, 4, p.45.

Elias, M.K. (1959). A review (of Rausser-Chernousova, D.M., 1951). *International Geology. Review* 1(2), 39-81.

Embry, A.F. & Klovan, J.E. (1971). A Late Devonian reef tract on the northeastern Bank Island, Northwest Territories. *Bull. Canadian Petrol. Geol.* 19, 730-781.

Fagerstrom, J.A. (1964). Fossil communities in Plaeoecology : their recognition and significance. *Geol. Soc. Am. Bull.* 75, 575-585.

Fagerstrom, J.A. (1987). The evolution of reef communities. *J. Wiley & Sons*, New York, 600 pp.

Fischbuch, N.R. (1979). Paleoecology and microfacies of Permian, Triassic and Jurassic algal communities of platform and reef carbonates from the Alps. *Bulletin du Centre de Recherche Exploration-Production. Elf-Aquitaine* 3, 569-587.

Fischbuch, N.R. (1981). Lower Permian *Tubiphytes/Archaeolithoporella* buildups in the southern Alps (Austria and Italy). *SEPM, Spec. Publ.* 30, 143-160.

Flügel, E. (1966). Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen Carinthia II. *Sonderherft* 25, 75 pp.

Flügel, E. (1977). Environmental Models for Upper Paleozoic Benthic Calcareous Algal Communities. *In*: *Fossil Algae* (Flügel E. ed.), 314-343. Springer-Verlag (Berlin).

Flügel, E. (1979). Paleoecology and microfacies of Permian, Triassic and Jurassic algal communities of platform and reef carbonates from the Alps. *Bulletin du Centre de Recherche Exploration-Production. Elf-Aquitaine* 3(2), 569-587.

Flügel, E. (1981). Lower Permian *Tubiphytes/Archaeolithoporella* Buildups in the Southern Alps (Austria and Italy). *SEPM, Spec. Publ.* 30, 143-160.

Flügel, E. (1982). *Microfacies analysis of limestones.* Springer-Verlag, 633 pp. (Berlin).

Flügel, E.; Kochansky-Devide, V. & Ramovs, A. (1984). A Middle Permian calcisponge/algal/cement reef; Straza near Bled, Slovenia. *Facies* 10, 179-256.

Folk, R.L. (1965). Some aspects of recristallization in ancient limestones. *In*: *Dolomitization and Limestone Diagenesis* (Pray L.C. & Murray R.C. eds.). *SEPM, Spec. Publ.* 13, 14-48.

Frank, J.R.; Carpenter, A.B. & Oglesby (1982). Cathodoluminiscence and composition of calcite cement in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian). Southeast Missouri. *Jour. Sedim. Petrol.* 52, 631-638.

Frey, R.W. & Bromley, R.G. (1985). Ichnology of Selma Group Cholks (Upper Cretaceous) Western Alabama. I: Stratigraphy and Biogenic Sedimentary Structures. *Can. J. Earth Sci.* 22, 801-828.

Galloway, W.E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding surfaces bounded depositional units. *AAPG Bull.* 73, 125-142.

Gerasimov, N.P. (1934). Some remarks to paper of prof. Noinsky. Schwagerina's horizon and Artinskian sediments. *Uchenye zapisky of Kazanian University* 44, 28-67.

Gerasimov, N.P. (1937). Uralskii otdel Permskoy sistemy. Uchenye Lapiski Kaz. *Geol. Univ.* 97 (3-49, 8-9.

Gerasimov, N.P. (1940). Geology of the eastern of bearing region (West slope of the Urals and Western Preuralyde). *Izdatelstvo. Ac. Sci. USSR*, 140 pp.

Gillies, D. (1977). *Diagenetic history of the Walsortian carbonate buildups (Dinantian), Graven Basin, NW England.* PhD Thesis, University of Edinburgh (inédite).

Ginsburg, R.N. & James, N.P. (1974). Holocene carbonate sediments of continental margins. *In : The geology of continental Margins* (Burke C.A. & Drake C.L.), 137-155.

Ginsburg, R.N.; Schröeder, J.R. & Shinn, E.A. (1971). Recent synsedimentary cementation in subtidal Bermuda reefs. *In: Carbonate cements. Part II: Submarine Cementation* (Bricker P. ed.). *The Johns Hopkins University studies in geology* 19, 54-58.

Goreau, T.F. & Land, L.S. (1974). Fore reef morphology and depositional processes, North Jamaica. *In: Reefs in time and space* (Laporte L.F. ed.). *SEPM, Spec. Publ.* 18, 77-89.

Grant, R.E. (1971). Brachiopods in the Permian reef environment of West Texas. *North Amer. Paleont. Conv. (1969, Chicago) Proc.*, 1444-1481 (Allen Press).

Greenstein, B. & Meyer, D. (1985). Mass mortality of the West Indian echinoid *Diadema antillorum*: a natural experiment in taphonomy. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs* 177), 598.

Grover, G. & Read, J.F. (1983a). Fenestral and associated vadose diagenetic fabrics of tidal flat carbonates. Middle Ordovician, New Market limentone, Southwestern Virginia. *Jour. Sedim. Petrol.* 48, 453-473.

Grover, G. & Read, J.E. (1983b). Paleoaquifer and deep burial related cements defined by regional catodholuminiscence patterns. Middle Ordovician carbonates, Virginia. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 67(8), 1275-1303.

Guillocheau, F. (1991). Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Devonien Armoricain). Nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bulletin du Centre de Recherche Exploration-Production. Elf-Aquitaine* 15(2), 383-410.

Gürich, G. (1906). Les spongiostromides du Viséen de la province de namur. *Mémoire du Musée Royal d'Histoire naturelle de Belgique* 3, 1-55.

Gutteridge, P. (1985). Grain size measurment from acetate peels. *Jour. Sedim. Petrol.* 55, 595-596.

Gutteridge, P. (1995). Late Dinantian (Brigantian) carbonate mud-mounds of the Derybshire carbonate platform. *In: Carbonate Mud-Mounds. Their Origin and Evolution* (Monty C.L.V. , Bossence D.W.J., Bridges P.H. & Pratt B.R. eds.). *Spec. Publ. inst. Ass. Sediment.* 23, 289-307. Blackwell Science.

Hallock, P. (1988). The role of nutrient availability in bioerosion: consequences to carbonate buildups. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 63(1-3), 275-291.

Hallock, P. & Schlager, W. (1986). Nutrient Excess and the Demise of Coral Reefs and Carbonate Platforms. *Palaios* 1(4), 389-398.

Harland, W.B.; Armstrong, R.L.; Cox, A.V.; Craig, L.E.; Smith, A.G. & Smith, D.G. (1990). *A geologic time scale, 1989.* Cambridge University Press, 263 pp. Cambridge.

Hedberg, H. (1976). *International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure.* John Wiley & Sons (New York).

Heckel, P.H. (1972). Possible inorganic origin for stromatactis calcilutite mounds in the Tully limestone Devonian of New York. *Journal of Sedimentary Petrology* 42/1, 7-18.

Heckel, P.H. (1974). Carbonate buildups in the geologic record, a review. *In* : Reefs in time and space (Laporte, L.F. ed). *Spec. Publ. SEPM* 18, 90-154.

Heydari, E. & Moore, C.H. (1993). Zonation and Geochemical Patterns of Burial Calcite Cements: Upper Smackover Formation, Clarke County, Mississippi. *Jour. Sedim. Petrol.* 63(1), 44-60.

Homann, W. (1972). Unter und tiefmittel permische kalkalgen aus den Rattendorfer. Schichten dem Trogofelkalk und dem Trebdorfer kalk der Karnischen Alpen (Osterreich). *Senck. Lethaea* 53(3/4), 135-313.

Homewood, P.W. (1995). Stratigraphic accomodation ecological succession and the carbonate factory. *IAS 16th Regional Meeting of Sedimentology. 5ème Congr. Fr. Sédim. ASF. Abstracts* 22, 170-171.

Homewood, P.; Guillocheau, F; Eschard, R. & Cross, T. (1992). Correlations haute résolution et stratigraphie génétique: Une démarche intégré. *Bulletin du centre de Recherche Exploration-Production. Elf-Aquitaine* 16(2), 357-381.

Hopkins, H.R. (1968). Structural interpretation of the Ouachita Mountains. *In: A guide book to the geology of the Western Arkoma Basin and Ouachita Mountains, Oklahoma* (Cline L.M. ed.), 104-108. Oklahoma City Geol. Soc.

Hurley, N.F. & Lohmann, K.C. (1989). Diagenesis of Devonian reefal carbonates in the Oscar Range. Canning Basin. Western Australia. *Jour. Sedim. Petrol.* 59(1), 127-146.

Hurst, J.M.; Scholle, P.A. & Stemmerik, L. (1989). Submarine cemented bryozoan mounds, Upper Permian, Devondal, East Greenland. In: Reefs, Canada and Adjacent Areas (Geldsetzer H.H.J., James N.P. & Tebbutt G.E. eds.). *Canadian Soc. Petrol. Geol., Memoir* 13, 672-676.

Hüssner, H. (1994). Reefs, an elementary principle with many complex realizations. *Beringeria*, 78pp.

Ilkhovsky, R.A. (1973). O pozdnepaleozoyskikh Hydroidea Russkoy platformy. *Paleont. Zhur.* 4, 9-17. Traduit: Late Paleozoic Hydroidea of the Russian Platform. *Paleontol. Journal.* 4, 447-455. 1973.

ICWPS.P (1991). International Congress, Permian System of the World. *Guid book of Geological excursion Part II, Southern Uralian excursion. Ural Scientific center of Acad. Sci. of USSR*, 150pp. Sverdlovsk.

Ivanov, S.A. & Ivanov, S.N. (1984). Review : Paleo-volcanological studies in the South Urals (review of " The evolution of the Uralian Paleo-ocean", Moscow 1984). *Geotectonics* 20 (6), 524-527.

Ivanov, S.N. & Rusin, A.I. (1986). Model for the evolution of a linear fold belt in the continents: exemples of the Urals. *Tectonophysics* 127, 383-397.

James, N.P. & Bourque, P.A. (1992). Reefs and Mounds. *In*: *Facies Models. Response to Sea-Level Change* (Walker R. & James N.P. eds.). *Geol. Ass. Canada* 323-347.

James, N.P. & Ginsburg, R.N. (1979). The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. Spec. Publ. *International Association of Sedimentologists* 3, 196pp. Blackwell, Oxford.

James, N.P. & Macintyre, I.G. (1985) Carbonate Depositional Environments, Modern and Ancient. Part 1. Reefs, Zonation Depositional Facies and Diagenesis. *Colorado School of Mines Quarterly*, 80 (3), 70pp.

James, N.P. & Montjoy, E.W. (1983). Shelf slope break in fossil carbonate platforms: an overview. *In* : *The shelf break: Critical interface on continental margins. SEPM, Spec. Publ.* 33, 189-206.

Jansa, L.F; Pratt, B.R. & Dromart, G. (1989). Deep water thrombolite mounds from the Upper Jurassic of offshore Nova Scotia. *In* : *Reef, Canada and adjacents area* (Goldsetzer H.H.J., James N.P. & Tebbut G.E. eds.). *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.* 13, 725-735.

Janssen, C. & Paech, H.J. (1989). A Comparison of Postsedimentary Processes Occurring in Paleozoic Reef Limestones in the Elbingerode Complex (GDR), Marovicum (CSSR) and Ural Foredeep (USSR). *Z. Geol. Wiss.* 17(7), 637-652.

Jervey, M.T. (1988). Quantitative modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In : (Wilgins, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. eds). Sea level change : an integrated approach. *Spec. Publ. SEPM* 42, 47-69.

Johnson, J.H. (1963). Pennsylvanian and Permian algae. *Quart. Colorado School Mines* 58(3), 211 pp.

Kajdalow, W.I. & Zogora, K. (1978). Uber Palaozoische RiffKomplexe in Ostteil der Russischen Tafel und ihre in Erdol und Erdgasfuring. In : *Zangew Geo.* 24, 465-469. Berlin.

Karyayev, V.A. (1984). Evolution of the Paleozoides in central Kazakhstan. *Geotectonics* 18 (4), 322-333.

Kazantseva, T.T. & Kamaletdinov, M.A. (1986). The geosynclinal development of the Urals. *Tectonophysics* 127, 371-381.

Keller B.M. (1945). *In*: Facies of the upper Carboniferous and Artinskian deposits in the Sterlitamak-Ishimbaevo Region of the Pre-Urals. Based on a study of fusulinids. *Akad. Nauk USSR Institut Geol. Chekikh Nauk. Trudy 119, seriya Gologicheskaya* 43, 108pp. Moscow.

Kendall, A.C. (1977). Facicular-optic calcite: a replacement of bundles acicular carbonate cements. *Jour. Sedim. Petrol.* 47(3), 1056-1062.

Kendall, A.C. (1985). Radiaxial fibrous ccalcite: a reappraisal. *In*: *Carbonate Cements* (Schneidermann N. & Harris P.M. eds.). *SEPM, Spec. Publ.* 59-77.

Kendall, A.C. & Tucker, M.E. (1973). Radiaxial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate. *Sedimentology* 20, 365-389.

Ketelers, N.; Proust, J.N. & Chuvachov, B.I. (1993). Structuration et sédimentation en Oural. *4ème Congrès Français de sédimentologie, livre des résumés, publication A.S.F.*, 19, 195-196. Paris.

Khain, V.E. (1985). Geology of the USSR. *Gebrider Berntraego*, 272pp. Berlin.

Khzamov, A.N. & Davydov, V.I. (1991). Results of Paleomagnetic Investigations. Urals Branch, USSR Academy of Sciences & Earth Sciences and Resources Institute, University of South Caroline (eds.). *International Congress of the Permian System of the World.* Guides to Geological Excursions.

Kidwell, S.M. (1986). Models for fossil concentrations: paleobiologic implications. *Paleobiology* 12(1), 6-24.

Kidwell, S.M. (1991a). Taphonomic Feedback (Live/Dead Interactions) in the Genesis of Bioclastic Beds: Key to Reconstructing Sedimentary Dynamics. *In*: *Cycles and Events in Stratigraphy* (Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. eds.), 268-282. Springer-Verlag (Berlin).

Kidwell, S.M. (1991b). Fossil Lagerstätten: a Taphonomic Consequence of Event Sedimentation. *In*: *Cycles and Events in Stratigraphy* (Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. eds.), 283-297. Springer-Verlag (Berlin).

Kidwell, S.M. & Behrensmeyer, A.K. (1988). Overview: ecological and evolutionary implications of taphonomic processes. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 63(1-3), 1-13.

Kidwell, S.M.; Fürsich, F.T. & Aigner, T. (1986). Conceptual Framework for the Analysis and Classification of Fossil Concentrations. *Palaios* 1(3), 228-238.

Kidwell, S.M. & Jablonski, D. (1983). Taphonomic feedback: ecological consequences of shell accumulation.

In: *Biotic Interactions in Recent and Fossil Benthic communities* (Tevesz M.J.S. & McGall P.L. eds.), 195-248. Plenum Press (New York).

King, D.E. (1984). *A diagenetic history of the Walsortian limestones eastern midlands and Dublin basin, Republic of Ireland.* Ms thesis, State University of New York at Stony Brook, 369 pp.

Klappa, C.F.; Opalinski, P.R. & James, N.P. (1980). Middle Ordovician Table Head Group of Western Newfoundland : a revised stratigraphy. *Can. J. Earth Sci.* 17, 1007-1019.

Kobluk, D.R. & James, N.P. (1979). Cavity dwelling organisms in Lower Cambrian patch reefs from the southern Labrador. *Lethaïa* 12, 193-218.

Kochansky-Devide, V. (1970). Permski mikrofosili Zahodnih Karavank. *Geologija Razp Poroc*, 175-256. Ljubljana.

Konishi, K. & Wray, J.L. (1961). *Eugonophyllum*, a new Pennsylvanian and Permian algal genus. *Jour. Paleont.* 35(4), 659-665.

Korolyuk, I.K. (1950). *In* : Rauser-Chernoussova, D.M. (1951). Facies of Upper Carboniferous and Artinskian deposits in the Sterlitamak-Ishimbaevo region of the Pre-Urals, based on a study of fusulinds. *Trudy Akademic Nauk SSSR, Series Geology* 43, 108 pp. (en Russe).

Korolyuk, I.K. (1985). *Méthode et résultats d'étude du massif récifal Permien de Shaktau*, 110 pp. Nauka.

Korolyuk, I.K. & Kirillova, I.A. (1973). Litologiya biogermnykh izvestnyakov nizhnepermskogo massiva Shakhtau (Priural'ye). *Byull. Moskovsk. Obshch. Ispyt. Prir., Otd. Geol.* 48(4), 73-86.

Korolyuk, I.K. & Sidorov, A.D. (1973). Stromatolity nizhnepermskogo biogermnogo massiva Shakhtau (Bashkiria). *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 208, 920-923.

Krotov, P. (1888). Geologischeskiya izsledovaniya na zapodnom sklon Solikamskoyo i Cherdynskogos Urala. *Trudy Geologischeskago Komiteta* 6, 431-434.

Kulik, E.L. (1978). Izvestkovye zelenye (Sifonovye) vodorosli Asselkogo i Sakmarskogo yarusov biogernogo massiva Shakhtau (Bashkiriya). *Vopr. Mikropaleont.* 21, 185-215.

Kuznetsov, V. (1990). The Evolution of Reef Structures through Time: Importance of Tectonic and Biological Controls. *Facies* 22, 159-168.

Land, L.S. & Goreau T.F. (1970). Submaine lithification of Jamaican Reefs. *J. Sediment. Petrol.* 40, 457-462.

Land, L.S. & Moore, C.H. (1980). Lithification, micritization and syndepositional diagenesis of biolithites on the Jamaican Island slope. *Jour. Sedim. Petrol.* 50, 357-370.

Laseni, Z. & Sandberg, P.A. (1984). Transformation of aragonite dominated lime muds to microcrystalline limestones. *Geology* 12, 420-423.

Laubscher, H. (1976). Foreland folding: the northern foreland of the central Alps. *25th Intern. Geol. Congr. Abst.*, 687. Sidney.

Laubscher, H. (1978). Foreland folding. *Tectonophysics* 47, 325-337.

Lecompte, M. (1937). Contribution à la connaissance des récifs du Dévonien de l'Ardenne. Sur la présence de structures conservées dans les efflorescences cristallines de type : "Stromatactis". *Bull. Mus. R. Hist. Nat. Belg.* 13(5), 13 pp.

Leeder, M.R. (1982). Sedimentology, process and product. Georges Allen & Unwin (eds) 344pp.

Lees, A. (1961). The Waulsortian "reefs" of Eire : a carbonate mudbank complex of the lower Carboniferous age. *The Journal of Geology*, 69 (1), 101-109.

Lees, A. (1964). The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) "reef" of the West-central Eire. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, series B, 740, 485-531.

Lees, A. (1975). Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sediment. *Marine Geology* 19, 159-198.

Lees, A. (1988). Waulsortian "reefs" : History of a concept. *Mémoire Institut géologique Université de Louvain*, 34, 34-45.

Lees, A. & Buller, A.T. (1972). Modern temperature water and marine water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, 13, 67-73.

Lees, A. & Miller, J. (1985). Facies variation in Waulsortian buildups; part.2 : Mid Dinantian buildups from Europe and north America. *Geol. J.* 20, 159-180.

Lees, A. & Miller, J. (1995). Waulsortian banks. *In*: *Carbonate Mud-Mounds. Their Origin and Evolution* (Monty C.L.V. , Bossence D.W.J., Bridges P.H. & Pratt B.R. eds.). *Spec. Publ. inst. Ass. Sediment.* 23, 191-271. Blackwell Science.

Leinfelder, R.R. (1993a). Upper Jurassic reef types and controlling factors. A preliminary report. *Profil 5, 1-45*. Stuggart.

Leinfelder, R.R. (1993b). A sequence stratigraphic approach to the Upper Jurassic mixed carbonate-siliciclastic successions of the central Lusitanian basin, Portugal. *Profil 5, 119-140*. Stuggart.

Liddell, D.W. (1975). Recent crinoid biostratinomy. *Geol Soc. Am. Abstracts with Programs* 7(7), 1169.

Lipina, O.A. (1949). Repartition des petits foraminifères dans les différents faciès de sédiments du Carbonifère Supérieur et de l'Artinskien des massifs enfouis de Bashkirie. *Bull. Acad. Sci. URRS., Ser. Geol.* 3, 17 pp.

Logan, B.W. (1974). Evolution and diagenesis of quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia. *AAPG Memoir* 22, 358 pp.

Lombard, A. (1972). *Séries sédimentaires, génèse et évolution*, 425 pp. Masson & Cie.

Longman, M.W. (1980). Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *AAPG Bull.* 64(4), 461-487.

Longman, M.W. (1981). A Process Approach to Recognizing Facies of Reef Complexes. *SEPM, Spec. Publ.* 30, 9-40.

Lonoy, A. (1988). Environmental setting and Diagenesis of Lower Permian Palaeoaplysinid Build-Ups and Associated Sediments from Bjornoya: Implications for the Exploration of the Barents Sea. *Jour. Petrol. Geol.* 11(2), 141-156.

Luchinina, V.A. (1973). Microstructura vodoroslevich biostromov nizhnego Kambria sreduego technia rekilena. *In* : Sreda i Zhizn u Geologichskom proshlom. *Trudy Institute Geologie i Geophisiki Sibirskogo otdelemia An SSSR Nauka*, 65-69. Novosibirsk.

Lys, M. & Moreau, P. (1989). *Analysis of Rauser-Chernousova's paper: "Facies of Upper Carboniferous and Artinskian deposits in the Sterlitamak-Ishimbaevo region of the pre-Urals, based on a study of fusulinids"*. Expertise Pau. ELF.

Macintyre, I.G. (1977). Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galeta Point, Panama. *Jour. Sedim. Petrol.* 47, 503-516.

Macintyre, I.G. (1985). Submarine cements. The peloid question. In : Carbonate cements (Schneidermann, N. & Harris, P.M. eds). *Spec. Publ. SEPM* 36, 109-116.

Mamet, B. & Roux, A. (1983). Algues devono-carbonifères de l'Australie. *Rév. Micropaléont.* 26(2), 63-131.

Mamet, B.; Roux, A. & Nassichuk, W.W. (1987). Algues Carbonifères et Permiennes de l'Artique Canadien. *Geol. Survey Canadian Bull.* 342, 143pp.

Marsaglia, K.M. & Klein, G.D. (1983). The Paleogeography of Paleozoic and Mesozoic Storm Depositional Systems. *Jour. Geol.* 91, 117-142.

Marshall, J.F. (1983). Submarine cementation cements in a high-energy platform reef: One Three Reef, southern Great barrier reef. *Jour. Sedim. Petrol.* 53, 1133-1149.

Marshall, J.F. (1986). Regional distribution of submarine cements within an epicontinental reef system, Central Great Barrier Reef, Australia. In: *Reef Diagenesis* (Schröeder J.H. & Purser B.H. eds.), 8-26.

Maslov, V.P. (1950). A geologic and lithologic study of the reef facies of the Ufa Plateau. *Akademy. Nauk SSSR Institute Geologish Nauk Trudy* 118(42), 1-69 (en russe).

Maslov, V.P. (1956a). Les algues calcaires fossiles de l'URRS. *Tr. Inst. Geol. Nauk SSSR* 160, 301 pp. (en russe).

Maslov, V.P. (1956b). Nouvelle famille d'Algues rouges fossiles et deux nouveaux genres de Cyanophycées fossiles du Carbonifère. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 107(1), 151-154.

Maslov, V.P. (1956c). Fossil calcareous algae from the URSS. *Inst. Geol. Nauk SSSR*, 160, 300 pp. (en russe).

Maslov, V.P. & Kulik, E.L. (1956). Une nouvelle tribu d'algues (Bereselleae) dans le Carbonifère de l'URRS. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 106(1), 126-129.

Matte, P.; Maluski, H.; Nicolas, A.; Kepezhinskas, P. & Sobolev, S. (1993). Geodynamic model and 39Ar/40Ar dating for the generation and emplacement of the high pressure (HP) metamorphic rocks in the SW Urals. *C. R. Acad. Sci. Paris* 317, série II, 1667-1674.

Matter, A.; Dougals, R.G. & Perch-Nielsen, K. (1975). Fossil preservation, geochemistry and diagenesis of pelagic carbonates from Shatsky rise, northwest Pacific. *Int. Rep. Deep. Sea Drilling Project* 32, 980 pp.

Mattews R.K. (1974). A process approach of diagenesis of reefs and reef associated limestones. *In*: *Reefs in time and space*. (Laporte, L.F. ed.). *SEPM, Spec. Publ.* 18, 234-256.

Mazzulo, S.J. & Cys, J.M. (1977). Submarine cements in Permian boundstones and reef-associated rocks. Guadalupe Mountains, West Texas and southern New Mexico. *In*: *Upper Guadalupian Facies, Permian reef complex, Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas* (Hileman M.E. & Mazzullo S.J. eds.). *SEPM, Permian Basin section, Guide Book*, publ. 77-16, 151-20.

Mazzulo, S.J. & Cys, J.M. (1979). Marine aragonite sea floor growth and cements in Permian phylloid algae mounds, Sacramento Mountains, New Mexico. *Jour. Sedim. Petrol.* 49 (3), 917-936.

Mazzulo, S.J. & Cys, J.M. (1983) Unusual algal crystalline carbonate coated grains from the Capitan reef (Permian, Guadalupian). New Mexico, USA. *In*: *Coated Grains* (Peryt T.M. ed.), Springer Verlag, 599-608. Berlin.

McKerrow, W. & Ziegler, A.M. (1972). Palaeozoic Oceans. *Nature, Physical Sciences* 240, 92-94.
McKinney, F.K. & Cuffey, R.J. (1977). Living reteporid bryozoans as paleoecological analogues of Paleozoic fenestrate bryozoans. *Geol. Soc. Am. Abstr. with programs* 9, 630-631.
McKinney, F.K. & Gault, H.W. (1980). Paleoenvironment of Late Mississippian fenestrae bryozoans, eastern United States. *Lethaia* 13, 127-146.
McKinney, F.K.; McKinney, M.J. & Listokin, M.R.A. (1987). Erect Bryozoans Are More Than Baffling: Enhanced Sedimentation Rate by a Living Unlaminated Branched Bryozoan and Possible Implications for Fenestrae Bryozoan Mudmounds. *Palaios* 2(1), 41-47.
Meyer D.L. (1971). Post-mortem disarticulation of recent crinoids and ophiurids under natural conditions. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs* 3(7), 645-646.
Meyers, W.J. (1974). Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian), sacramento Mountains, New Mexico. *Jour. Sedim. Petrol.* 44, 837-861.
Meyers, W.J. (1978). Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico. *Sedimentology* 25, 371-400.
Miller, W. (1986). Paleoecology of benthic community replacement. *Lethaia* 19, 225.231.
Miller, J. & Grayson, R.F. (1972). The regional context of Waulsortian facies in northern England. *In: Symposuim in the palaeoenvironmental setting and distribution of the Waulsortian facies (Bolton, K., Lane, H.R. & LeMone, D.V. eds.), El Paso Geol. Soc. and Univ. of Texas*, 17-33. El Paso.
Milliman, J.D. (1974). Marine Carbonates. 375pp. *Springer-Verlag*, New York.
Mizens, G.A. (1991). Conditions de formation du complexe terrigène Paléozoïque Supérieur de l'Oural occidentale. *Série Géol. Acad. Sci. URSS* 3 (traduit du russe).
Mizens, G.A. (1993). Upwellings dans le bassin flysh du Paléozoïque supérieur du Cis-Oural. *4ème Congrès Français de Sédimentologie, Résumés Publ. ASF* 19, 368 pp.
Monty, C.L.V. (1967). Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastern Andros Island, Bahamas. *Ann. Soc. géol. Belgique* 90, 55-99.
Monty, C.L.V. (1976). The origin and development of cryptalgal fabrics. *In: Stromatolithes* (Walter M.R. ed.). *Developments in Sedimentology* 20, 198-249. Elsevier. Amsterdam.
Monty, C.L.V. (1982). cavity and fissure dwelling stratomatolites (endostromatolites) from Belgian Devonian mud mounds. *Ann. Soc. Géol. Belgique* 105, 343-344.
Monty, C.L.V. (1995). The rise and nature of carbonate mud mounds: an introductory actualistic approach. *In: Carbonate Mud-Mounds. Their Origin and Evolution* (Monty C.L.V. , Bossence D.W.J., Bridges P.H. & Pratt B.R. eds.). *Spec. Publ. inst. Ass. Sediment.* 23, 11-48. Blackwell Science.
Monty, C.L.V.; Bernet-Rollande, Mc. & Maurin, A.F. (1982). Reinterpretation of Frasnian classical reefs of the southern Ardennes, Belgium. *Ann. Soc. Geol. Belgique* 105, 339-341.
Moretti, F.J., Hagerty, R.M. & Mitchell, R. (1984). *Reservoir Geology for engineers*. Vol.1, Exxon prod, Research comp.
Morin, J.; Desrochers, A.; Beauchamp, O. & Beauchamp, B. (1994). Facies Analysis of Lower Permian Platform Carbonates, Sverdrup Basin, Canadian Artic Archipelago. *Facies* 31, 105-130.
Moshier, S.O. & Kirkland, B.L. (1993). Identification and Diagenesis of a Phylloid Alga: *Archaeolithophyllum* from the Pennsylvanian Providence Limestone, Western Kentucky. *Jour. Sedim. Petrol.* 63(6), 1032-1041.
Mountjoy, E.W. & Krebs.W. (1983). Diagenesis of devonian reefs and buildups. Western Canada and Europe. A comparison. *Z. deutsch. geol. Ges.* 134, 5-60.
Mountjoy, E.W. & Riding, R. (1981). Foreslope stromatoporoid Renalcis bioherm with evidence of early cementation. Devonean ancient wall reef complex, Rocky Mountains. *Sedimentology* 28 (3), 299-320.
Murchisson, R.; Verneuil, E. & Keyserling, A. (1885). *The geology of Russia Europe and the Ural Mountains*, 667 pp.
Nalivkin, V.D. (1950). Fazii i Geologichekaia Istoria Ufimskogo Plato I Juresano-Sylvenskoi. *Gostoptechizdat*, 1-127.
Nalivkin, D.V. (1973). *Geology of the USSR*. University of Toronto Press. Toronto.
Nalivkin, D.V. (1984). The Geology of east European craton. *27th International Geol. Congress*, 31-41. Moscou.
Nassichuk, W.W. & Davies, G.R. (1992). Upper Paleozoic Reefs and Their Biota in the Canadian Arctic Archipielago. *Oklahoma Geol. Survey* 94, 171-181.
Neimann, J.C. & Read, J.F. (1988). Regional cementation from unconformity-recharged aquifer and burial fluids. Mississippian Newman Limestone. Kentucky. *Jour. Sedim. Petrol.* 58(4), 688-705.
Nelson, C.S. (1988). An introductory perpective on non tropical shelf carbonates. *Sedimentary Geol.* 60, 3-14.
Neumann, A.C. & Macintyre, I.G. (1985). Reef response to sea level rise : Keep-up, Catch-up or Give-up.

Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress, Tahiti, 3, 105-110.
Neuweiler, F. (1993). Development of Albian microbialites and microbialite reefs at marginal platform areas of the Vasco-Cantabrian Basin (Soba Reef Area, Cantabria, N Spain). *Facies* 29, 231-250.
Newell, N.D. (1955). Depositional fabric in Permian reef limestones. *Jour. Geol.* 63(4), 301-309.
Newell, N.D.; Rigby, J.K.; Fischer, A.G.; Whiteman, A.J.; Hickox, J.E. & Bradley, J.S. (1953). *The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico*. W.H. Freeman and Co, 236 pp. San Francisco.
Noble, J.P.A. & Logan, A. (1981). Size-frequency distributions and taphonomy of brachiopods: a recent model. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 36, 87-105.
Odin, G.S. (1994). Geological time scale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318 série B, 59-71.
Peterson J.A. & Clarke J.W. (1983). Petroleum geology and resources of the Volga-Ural Province, USSR. *U.S. Geological Survey Circular* 885, 1-26.
Plötnick, R.E. (1984). Biostratinomy and early diagenesis of modern arthropods. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs* 16(3), 186.
Pol. J.C. (1985). Sedimentation of an Upper Pennsylvanian (Virgilian) Phylloid Algal Mound Complex, Hueco Mountains. El Paso Country, West Texas. *In*: *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications* (Toomey D.F. & Nitecki M.H. eds.), 188-207. Springer-Verlag (Berlin).
Poncet, J. (1991). Les Donezella (algues vertes calcaires) du Carbonifère moyen du bassin de Béchar (Sahara algérien) : dynamique de peuplement et paléoécologie. *Revue Micropal.*, 34/4, 351-359.
Porter, J.W. (1974). Community structure of coral reefs on opposite sides of the Isthmus of Panama. *Science* 186, 543-545.
Pratt, B.R. (1982). Stromatolitic framework of carbonate mud mounds. *Jour. Sedim. Petrol.* 52, 1203-1227.
Pratt, B.R. (1986). Sponge constructed stromatactis mud mounds Silurian of Gaspé, Quebec. Discussion-Reply *Jour. Sedim. Petrol.* 56, 459-463.
Pratt, B.R. & James N.R. (1982). Cryptalgal metazoan bioherms of Early Ordovician age in the St. George Group, Western Newfoundland. *Sedimentology* 29(4), 543-571.
Pray, C.L. (1965). Clastic limestone dykes in Mississippian bioherms, New Mexico. *Geol. Soc. Am., Spec. papers* 82, 154-155.
Pray, C.L. & Esteban, M. (1977). Upper Guadalupian Facies Permian reef complex, Guadalupe Mountains New Mexico and West Texas. Field conference Guidbook 2, Permian Basin section. *SEPM* 77/16, 194p.
Proust, J.N.; Deynoux, M. & Guillocheau, F. (1990). Anatomie fonctionnelle d'une fermeture de bassin sédimentaire Protérozoïque terminal, Groupe glaciare du Bakoye, Afrique de l'Ouest. *C. R. Acad. Sci., Paris* 310(II), 255-261.
Puchkov, V.N. & Ivanov, K.S. (1987). New data on the tectonics of the Urals. *Geotectonics* 21(2), 108-116.
Purser, B.A. (1980). *Sédimentation et diagénèse des carbonates néritiques récents.* Tome I. Technips ed., 366 pp. Paris.
Rácz, L. (1965). Carboniferous calcareous algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formation (prov. León, N.W. Spain). *Leidse geol. Medded* 31, 1-112.
Rao, C.P. (1981). Criteria for recognition of cold water carbonate sediments, Berriedale Limestone (Lower Permian). *Jour. Sedim. Petrol.* 51, 491-506.
Rauser-Chernoussova, D.M. (1935-1937-1940). *In*: Facies of the upper Carboniferous and Artinskian deposits in the Sterlitamak-Ishimbaevo Region of the Pre-Urals. Based on a study of fusulinids. *Akad. Nauk USSR Institut Geol. Chekikh Nauk. Trudy 119, seriya Gologicheskaya* 43, 108pp. Moscow.
Rauser-Chernoussova, D.M. (1949). Stratigrafiya verkhekamennoygol' nykh i artinskikh otdozheniy bashkirskoyo priuralya. *Trudy instituta geologicheskikh Nauk, Akademiya Nauk USSR*, 105, 3-21.
Rauser-Chernoussova, D.M. (1950). Facies of Upper Carboniferous and Artinskian deposits of Cisuralia in the region of Sterlitamak and Ishimbay (based on the study of fusulinids). *Akad. Nauk SSSR Inst. Geol. Nauk Trudy* 119(43), 1-109 (en russe).
Rauser-Chernoussova, D.M. (1951). Facies of Upper Carboniferous and Artinskian deposits in the Sterlitamak-Ishimbaevo region of the Pre-Urals, based on a study of fusulinds. *Trudy Akademic Nauk SSSR, Series Geology* 43, 108 pp. (en Russe).
Rauser-Chernoussova, D.M. (1975). Paleoekologiya assel'skikh i sakmarskikh fuzulinid iz biogermnogo massiva Shakhtau (Bashkiriya). *Vopr. Mikropaleontol.* 18, 96-122.
Rauser-Chernoussova, D.M.; Ivanova, E.A.; Korolyuk, I.K.; Morosova, I.P. & Fotieva, N.N. (1977). Supplément à la caractéristique du stratotype de l'Horizon Sterlitamaksky (Permien inférieur, Massif Shaktau, Bashkirie). *Bull. Société Moscou d'exloration de la nature, Section Géologique* 52(6), 24-37.
Rauser-Chernoussova, D.M. & Koroluyk, J.K. (1991). Sterlitamaskien Shikhans are Early Permien reefs. *In*: International Congress, Permian System of the World. *Guid book of Geological excursion Part II,*

Southern Uralian excursion. Ural Scientific center of Acad. Sci. of USSR, 47-71. Sverdlovsk.

Razgallah, S. & Vachard, D. (1991). Systématique et biosédimentologie des algues constructrices permiennes *Tubiphytes* et *Archaeolithoporella* suivant l'exemple du Jebel Tebaga (Murghabien de Tunisie). *Palaeontographica* 221, 171-205.

Read, J.F. (1985). Carbonate platform facies models. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 69, 1-21.

Rebelle, M. (1992). Le réseau poreux dans l'exploration pétrolière. *Cours DEA de Géologie et Géochimie Sédimentaire. Elf Aquitaine.*

Reitner, J. & Neuweiler, F. (coord.); Flojs, G.; Vigener, M.; Keupp, H.; Meeischner, D.; Neuweller, F.; Paul, J.; Reitner, J.; Warnke, K.; Weller, H.; Dingle, P.; Hensen, C.; Schäfer, P.; Gautret, J.; Leinfelder, R.R.; Hüssner, A.; Kaufmann, N. (1995). Mud Mounds: a polygenetic spectrum of fine-grained carbonate buildups. *Facies* 32, 1-69.

Rich, M. (1967). *Donezella* and *Dvinella* widespread algae in Lower and Middle Pensylvanian rocks in east-central Nevada and west-central Utah. *Jour. Paleont.* 41, 973-980.

Riding, R. (1977). Reef concepts. *Procedures 3rd Int. Coral reef symp.* 2, 209-213. Miami.

Riding, R. (1979). *Donezella* bioherms in the Carboniferous of the Southern Cantabrian Mountains, Spain. *Bull. Centr. Rech. Explor.-Product. Elf. Aquitaine* 3(2), 787-794.

Riding, R. & Guo, L. (1992). Affinity of *Tubiphytes*. *Palaeontology* 35(1), 37-49.

Riding, R. & Toomey, D.F. (1972). The sedimentological role of *Epiphyton* and *Renalcis* in Lower Ordovician Mounds, Southern Oklahoma. *Jour. Paleont.* 46(4), 509-519.

Rigby, K. (1958). Two new Upper Paleozoic Hydrozoans. *Jour. Paleont.* 32, 583-586.

Root, R.B. (1967). The niche exploitation pattern of the blue-gray gnatcatcher. *Ecological Monogr.* 97, 317-350.

Ross, C.A. (1969). Paleoecology of *Triticites* and *Dunbarinella* in Upper Pennsylvanian strata of Texas. *Journ. Paleontology* 43, 298-311.

Ross, C.A. (1975). Calcium Carbonate Fixation by Large Reef-Dwelling Foraminifera. *AAPG, Studies in Geology* 4, 219-230.

Ross, C.A. (1979). Depositional cycles in north American Upper Paleozoic strata. *Geol. Soc. Am. Abstracts with programs* 11, p.505.

Ross, C.A. (1990). Paleobiogeography of Fusulinacean Foraminifera. *In*: *Studies in Benthic Foraminifera.* BENTHOS'90. Sendai, 23-34. Tokau Univ. Press.

Ross, C.A. (1992). Paleobiogegraphy of Fusulinacean Foraminifera. Studies in Benthic Foraminifera. *Benthos* 90, 23-31.

Ross, C.A. & Ross, J.R.P. (1985). Carboniferous and Early Permian biogeography. *Geology* 13(1), 27-30.

Ross, C.A. & Ross, J.R.P. (1985). Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. *Geology* 13, 194-197.

Ross, C.A. & Ross, J.R.P. (1990). Revised World Maps. *In*: Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography (McKerrow W.S. & Scotese C.R. eds.). *Geol. Soc. Memoir* 12, 1-21.

Roux, A. (1985). Introduction à l'étude des algues fossiles paléozoïques (de la bactérie à la tectonique de plaques). *Bull. Centr. Rech. Explo.-Prod. Elf-Aquitaine* 9(2), 465-699.

Roylance, M.H. (1990). Depositional and Diagenetic History of a Pennsylvanian Algal-Mound Complex: Bug and Paprose Canyon Fields, Paradox Basin, Utah and Colorado. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 74(7), 1087-1099.

Russo, F.; Neri, C.; Mastandrea, A. & Baracca, A. (1995). Late Ladinian Mud Mounds Testified by the Cipit Boulders of the Punta Grohmann section, Dolomities, Italy. *6th Paleobenthos International Symposium, Sardinia*. Abstracts 48-49.

Ruzhencev, V.E. (1956). Early Permian Ammonoids of the southern Urals. Ammonoids of Artinskian stage. *Izdatelstvo, Ac. Sci. USSR. Moscou*, 275p.

Saller, A.H. (1986). Radiaxal fibrous calcite in Lower Miocene strata. Subsurface Enewetah Atoll. *Jour. Sed. Petrol.* 56(6), 743-762.

Sano, H.; Horibo, K. & Kumamoto, Y. (1990). *Tubiphytes-Archaeolithoporella-Girvanella* reefal facies in Permian buildup, Mino terrane, central Japan. *Sedimentary Geol.* 68, 293-306.

Sarg, J.F. (1988). Carbonate Sequence Stratigraphy Sea Level Changes. An Approach. *SEPM, Spec. Publ.* 42.

Sass, D.B. & Condrate, R.A. (1985). Destruction of a Late Devonian ophiuroid assemblage: a victim of changing ecology at the Catskill Delta Front. *In*: *The Catskill Delta* (Woodrow D.L. & Devon W.D. eds.). *Geol. Soc. Am., Spec. Papers* 201, 237-246.

Satterley, A.; Marshall, J.D. & Fairchild, I.J. (1994). Diagenesis of an Upper Triassic reef complex Wilde Kirche northern calcareous Alps, Austria. *Sedimentology* 41, 935-950.

Saunders, W.B.; Ramsbottom, W.H.C. & Manger, W.L. (1979). Mesothemic cyclicity in the mid

Carboniferous of the Ozark shelf region. *Geology* 7, 293-296.
Savard, M. & Bourque, P.A. (1989). Diagenetic evolution of a late Silurian reef platform, Gaspé Basin, Quebec, based on cathodoluminiscence petrography. *Can. J. Earth. Sci.* 26(4), 791-806.
Schäfer, W. (1975). *Ecology and Palaeocology of Marine Environments*, 568 pp. Cliver & Boyd Eds. Edinburgh.
Schatzinger, R.A. (1983). Phylloid Algal and Sponge-Bryozoan Mound-to-Basin Transition: A Late Paleozoic Facies Tract from the Kelly Snyder Field, West Texas. *In*: *SEPM Core Workshop* 4, 244-304. Harris P.M. ed.
Schlager, W. (1969). Das Zusammenwirken von sedimentation und Bruchtektonic in den Triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. *Geol. Rudsch.*59, 289-308.
Schlager, W. (1990). Depositional bias and environmental change - Important factors in sequence stratigraphy. 69, 109-130.
Schlager, W. (1993). Accomodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences. *Sedim. Geology* 86, 111-136.
Schmidt, V. (1977). Inorganic and organic reef growth and subsequent diagenesis in the Permian Capitan Reef Complex, Guadalupe Mountains, Texas, New Mexico. *SEPM, Spec. Publ., Permian Basin Sect.* 77-16, 93-131.
Scholle, P.A.; Stemmerik, L. & Ulmer, D.S. (1991). Diagenetic History and Hydrocarbon Potential of Upper Permian Carbonate Buildups, Wegener Halvo Area, Janeson Land Bain, East Greenland. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 75(4), 701-725.
Schröeder, J.H. (1972). Fabrics and sequences of submarine carbonate cements in Holocene Bermuda cup reefs. *Geol Rdsch* 61, 708-730.
Schwarzacher, W. (1961). Petrology and structure of some Lower Carboniferous reefs in Northwestern Ireland. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 45, 1481-1503.
Scotese, C.R.; Bambach, R.K.; Barton, C.; Van der Voo, R. & Ziegler, A.M. (1979). Paleozoic Base Maps. *Jour. Geol.* 87(3), 217-277.
Scotese, C.R. & McKerrow, W.S. (1990). Revised World Maps and Introduction. *In*: Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography (McKerrow W.S. & Scotese C.R. eds.). *Geol. Soc. Memoir* 12, 1-21.
Scott, R.W. (1970). Paleoecology and Paleontology of the Lower Cretaceous Kiowa Formation Kansas. *Univ. Kans. Paleontol. Contrib.* 52, 94pp.
Seilacher, A.; Reif, W. & Westphal, F. (1985). Sedimentological, ecological and temporal patterns of fossil Lagersträtten. *Phil. Trans. R. Soc. London* 3, 311, 5-23.
Senowbari-Daryan, B. & Flügel, E. (1993). Studies on fossil benthic algae, *Tubiphytes* Maslov, an enigmatic fossil : Classification, Fossil record and significance through time. Part I : Discussion of the late Palaeozoic material. In: *Boll. Soc. Paleont. Italiana, Spec. vol.* 1, 353-382.
Shamov, D.F. (1938). *In*: Facies of the upper Carboniferous and Artinskian deposits in the Sterlitamak-Ishimbaevo Region of the Pre-Urals. Based on a study of fusulinids. *Akad. Nauk USSR Institut Geol. Chekikh Nauk. Trudy 119, seriya Gologicheskaya* 43, 108pp. Moscow.
Shamov, D.F. (1984). Faciès des dépôts sakmariens-artinskiens d'Ishimbaevskoe. *Travaux de l'Institut des Recherches pétrolières d'Oufa* 2, 3-77.
Shinn, E.A. (1968). Selective dolomitization of recent sedimentary structures. *Jour. Sedim. Petrol.* 38, 612-616.
Shinn, E.A. (1983). Birdseyes, Fenestrae, Shrinkage Pores, and Loferites: A Reevaluation. *Jour. Sedim. Petrol.* 53(2), 619-628.
Shinn, E.A. & Robbin, D.M. (1983). Mechanical and Chemical Compactation in Fine-Grained Shallow-Water Limestones. *Jour. Sedim. Petrol.* 53(2), 595-618.
Shuysky, V.P. (1985). Sur la position des paleoberesellidés et les autres algues ségmentées du système des Siphonophyceae. In: Nouvelles données sur la géologie, la biostratigraphie et la paléontologie de l'Oural. *Akad. Nauk. SSSR, Oural. Nauteh. Centre, Tr. Inst. Geol. Geochimie* 86-95.
Skaug, M.; Dons, C.E.; Lauritzen, O. & Worsley, D. (1982). Lower Permian *Palaeoaplysina* bioherms and associated sediments from Central Spitsbergen. *Polar Res.* 2, 57-75.
Sloss, L.L. (1972). Synchrony of Phanerozoic sedimentary-tectonic events of the north American Craton and the Russian Platform. *International Geological Congress 24th*, section 6, 24-32.
Smith, D.B. (1981a). Bryozoan-Algal Patch-Reefs in the Upper Permian Lower Magnesian Limestone of Yorkshire, Northeast England. *SEPM, Spec. Publ.* 30, 187-202.
Smith, D.B. (1981b). The Magnesian Limestone (Upper Permian) reef complex of northeastern England. *SEPM, Spec. Publ.* 30, 161-186.

Speyer, S.E. (1987). Comparative taphonomy and palaeocology of trilobite lagerstätten. *Alqueringia* 11, 205-232.

Speyer, S.E. & Brett, C.E. (1988). Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 63(1-3), 225-262.

Stemmerik, L. (1989). Crinoid-bryozoan reef mounds, Upper Carboniferous Amdrup Land, Eastern North Greendland. *In*: *Reefs, Canada and Adjacent Areas* (Geldsetzer H.H.J., James N.P. & Tebbutt G.E. eds.). *SEPM, Spec. Publ.* 13, 690-694.

Stemmerik, L. (1993). Moscovian bryozoan dominated buildups, Northern Amdrup Land; Eastern North Greenland. *In* : Artic geology and Petroleum potential. (Vorren, T.O.; Bergsager, E.; Dahl Stammes, O.A.; Holter, E.; Johansen, B.Le.E. & Lund, T.B. eds). *NPF Special Publication* 2, 99-106. Elsevier, Amsterdam.

Stemmerik, L.; Larson, P.A.; Larssen, G.B.; Mork, A. & Simonsen, B.T. (1994). Depositional evolution of Lower Permian *Palaeoaplysina* buil-ups, Kapp Duner Formation, Bjornoya, Arctic Norway. *Sedimentary Geol.* 92, 161-174.

Stemmerik, L. & Worsley, D. (1989). Late Paleozoic sequence correlations, North Greenland Svalvard and the Barents shelf. *In* : Correlation in Hydrocarbon exploration. *Meeting of the Norvegian Petroleum Society of Bergen*, Norway, 99-111.

Stenzel, S.R. (1991). *Carbonate sedimentation in an evolving Middle Ordovician foreland basin, Western Newfoundland.* PhD Thesis, Memorial University of Newfoundland, St John's Newfoundland, 575 pp (inédite).

Stenzel, S.R. & James, P. (1995). Shallow water stromatactis mud mounds on a middle Ordovician foreland basin platform, Western Newfoundland. *SEPM, Spec. Publ.* 23, 127-149.

Stenzel, S.R.; Knight, I. & James, N.P. (1990). Carbonate platform to foreland basin : revised stratigraphy of the Table Head Group (Middle Ordovician), Western New Foundland. *Can. J. Earth Sci.* 4(27), 14-26.

Stepanov, D.L. (1941). *In*: Facies of the upper Carboniferous and Artinskian deposits in the Sterlitamak-Ishimbaevo Region of the Pre-Urals. Based on a study of fusulinids. *Akad. Nauk USSR Institut Geol. Chekikh Nauk. Trudy 119, seriya Gologicheskaya* 43, 108pp. Moscow.

Stone, R.A. (1972). Waulsortian type bioherms (reefs) of Mississippian age, Central Bridger Range. Montana. *Montana geol. Soc.*, 21st Annual Field Conference, 37-55.

Strasser, A. (1986). Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology* 33, 711-727.

Sun, S.Q. & Wright, V.P. (1989). Peloidal fabrics in Upper Jurassic reefal limestones, Weald Basin, southern England. *Sedimentary Geol.* 65, 165-181.

Svarda, Ch.E. & Bottjer, J. (1986). Trace fossil model for reconstruction of Paleooxygenation in bottom waters. *Geology*, 14, 3-6.

Sweeney, J.F. (1977). Subsidence of the Sverdrip basin, canadian Arctic Islands. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 41-48.

Taylor, P.D. (1984). Adaptations for spatial competition and utilization in Silurian encrusting bryozoans. *Special Papers in Palaeontology*, 32, 197-210.

Taylor, J.C.M. & Illing, L.V. (1969). Holocene Intertidal Calcuim Carbonate Cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology* 12, 69-107.

Tedesco, L.P. & Wanless, H.R. (1995). Growth and Burrow transformation of Carbonates Banks : Comparison of Modern skeletal Banks of South Florida and Pennsylavanian Phylloid Banks of South-eastern Kansas, USA. *In* : *Carbonate Mud-Mounds: Their Origin and Evolution* (Monty C.L.V. , Bossence D.W.J., Bridges P.H. & Pratt B.R. eds.). *Spec. Publ. inst. Ass. Sediment.* 23, 495-523. Blackwell Science.

Termier, H.; Termier, G. & Vachard, D. (1977). Monographie paléontologique des affleurements permiens du Djebel Tebaga (Sud Tunisien). *Palaeontographica* 156, 1-109.

Theorodovich G.I. (1941). *In*: Facies of the upper Carboniferous and Artinskian deposits in the Sterlitamak-Ishimbaevo Region of the Pre-Urals. Based on a study of fusulinids. *Akad. Nauk USSR Institut Geol. Chekikh Nauk. Trudy 119, seriya Gologicheskaya* 43, 108pp. Moscow.

Toomey, D.F. (1980). History of a Late Carboniferous phylloid algal bank complex in northeastern New Mexico. *Lethaia* 13, 249-267.

Toomey, D.F. (1991). Late Permian reefs of southern Tunisia: facies patterns and comparison with the capitan reef, southern United States. *Facies* 25, 119-146. Erlangen.

Toomey, D.F.; Wilson, J.L. & Rezak, R. (1977). Evolution of Yucca Mound complex, Late Pennsylvanian phylloid-algal buildup, Sacramento Mountains, New Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 61, 2115-2133.

Troell, A.R. (1962). Lower Mississippian bioherms of southwestern Missouri and northeastern Arkansas. *Jour. Sedim. Petrol.* 32, 629-664.

Tsien, H.H. (1985). *Origin of Stromatactis - a replacement contemporary research and applications* (Toomey D.F. & Nitecki M.H. eds.), 274-289.

Tucker, E. & Wright, V.P. (1990). *Carbonate Sedimentology*, 482 pp. Blackwell Sci. Publ.

Vachard, D. (1980). Tethys et Gondwana au Paléozoïque supérieur : les données afghanes, biostratigraphie, micropaléontologie et paléogéographie. *Doc. Trav. Igal* 2, 1-143.

Vachard, D. (1988). Foraminifères et Moravamminides du Givétien et du Frasnien (Dévonien) du Boulonnais (France). *Biostrat. Paléozoïque*, 7, 87-101.

Vachard, D. (1991). Parathuramminides et Moravamminides (Micropoblematica) de l'Emsien supérieur de la formation Moniello (cordières Cantabriques, Espagne). *Revue de Paléobiologie*, 10/2, 255-299.

Vachard, D. & Montenat, C. (1981). Biostratigraphie, micropaléontologie et paléogéographie du Permien de la région de Tezak (montagnes centrales d'Afghanistan). *Paleontographica* B, 178 (1-3), 1-88. Stuttgart.

Vail, P.R.; Mitchum, R.M. & Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global sea level part.3 : relative changes of sea level from coastal onlap. *In* : Seismic Stratigraphy, application to hydrocarbon exploration (Payton, C.E. ed.). *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, mem. 26, 63-81.

Van Lear, P. & Mounty, C.L.V. (1984). The cementation of mud mounds cavities by microbial spars. *IAS Regional Meeting of Sedimentology, Marseille*. Abstracts 446-447.

Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S. & Hardenbol, J. (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In: Sea-level changes: an integrated approach* (Wilgus *et al.* eds.). *SEPM, Spec. Publ.* 42, 39-45.

Veevers, J.J. & Powell, C.M. (1987). Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in trangressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geol. Soc. Am. Bull.* 98, 475-487.

Vennin, E.; Proust, J.N.; Vachard, D. & Chuvashov, B.I. (1995). Binding axtivity of Tubiphytes from the Lower Permian Reefs of southern Urals (Tratau and Nizhne-Irginsk, russia). *XIII International Congress on Carboniferous-Permian*, Abstract p.298. Krakow.

Vennin, E.; Vachard, D. & Proust, J.N. (sous presse). Taphonomie et synécologie du "genre" *Tubiphytes* dans les bioconstructions de Tratau et de Nizhni-Irginsk (Permien inférieur de l'Oural, russie). *Geobios*.

Vissarionova, A.Y.A. (1937). *In*: Facies of the upper Carboniferous and Artinskian deposits in the Sterlitamak-Ishimbaevo Region of the Pre-Urals. Based on a study of fusulinids. *Akad. Nauk USSR Institut Geol. Chekikh Nauk. Trudy 119, seriya Gologicheskaya* 43, 108pp. Moscow.

Vissarionova, A.Y.A. (1975). Field excursion guidebook for the Carboniferous sections of the Urals (Bashkiria). *Izdatelstvo Nauka*, Moskva, 183 pp.

Vissarionova, A.Y.A. & Shamov, D.F. (1938). *In*: Facies of the upper Carboniferous and Artinskian deposits in the Sterlitamak-Ishimbaevo Region of the Pre-Urals. Based on a study of fusulinids. *Akad. Nauk USSR Institut Geol. Chekikh Nauk. Trudy 119, seriya Gologicheskaya* 43, 108pp. Moscow.

Wagner, R.H.; Higgins, A.C. & Meyen, S.V. (1979). The Carboniferous of the USSR. Reports presented to the I.U.G.S. subcommission on Carboniferous Stratigraphy at the 8th International Congress on the Carboniferous Stratigraphy and Geology held at Moscow, 1975. *Yorkshire Geological Society* (occasional Publication, 4), 3-22.

Wahlman, G.P. (1985). Lower Permian (Wolfcampian) *Archaeolithoporella-Tubiphytes*-Sponge Boundstones from the Subsurface of West Texas. *In*: *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications* (Toomey A.F. & Nitecki M.H. eds.), 208-215. Springer-Verlag (Heidelberg).

Walker, K.P. & Alberstadt, A. (1975). Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities. *Paleobiology* 1(3), 238-257.

Walker, R.G. & James, N.P. (1992). *Facies models: response to sea-level changes.* Geol. Ass. Canada, 409 pp.

Wallace, M.W. (1987). The role of internal erosion and sedimentation in the formation of stromatactis mudsutones and associated lithologies. *Journ. Sediment. Petrol.* 57, 695-700.

Wang, W.H.; Fan, J.S. & Rigby, J.K. (1994). *Archaeolithoporella* and *Tubiphytes* : Affinities and Paleoecology in Permian reefs of south China. Sciences in China (Series B) 37(6), 7.23-743.

Wanless, H.R.; Cottrell, D.J.; Tagett, M.G.; Tedesco, L.P. & Warzeski, J.R. (1995). Origin and Growth of Carbonate Banks in South Florida. In : *Carbonate Mud-Mounds: Their Origin and Evolution* (Monty C.L.V. , Bossence D.W.J., Bridges P.H. & Pratt B.R. eds.). *Spec. Publ. inst. Ass. Sediment.* 23, 439-473. Blackwell Science.

Wanless, H.R. & Tagett, M.G. (1989). Origin and Dynamic Evolution of Carbonate Mud Banks in Florida Bay. *Bull. Mar. Sci. Symposium on Florida Bay* 44, 454-489.

Watkins, R. & Wilson, E.C. (1989). Paleoecologic and Biogeographic Significance of the Biostromal Organism *Palaeoaplysina* in the Lower Permian McCloud Limestone, Eastern Klamath Mountains,

California. *Palaios* 4(2), 181-192.
Webb, G.E. (1987). Late Mississippian Thrombolite Bioherms from the Pitkin Formation of Northern Arkansas. *Bull. Geol. Soc. Am.* 99, 686-698.
Webel, C.P. & Langenheim, R.L.Jr. (1987). Paleoenvironmental analysis of Pennsylvanian (Bashkirian to Gzhelian s.l.) Syringoporids, Arrow Canyon Range, Clark Vounty, Nevada, USA. *11th Int. Congr. Strat. Geol. Carboniferous, Abstracts* 1, 153-154.
Wendt, J. (1971). Genese und Fauna submariner sedimentärer spaltenfüllungen im Mediterranen Jura. *Palaeontographica* 136, 122-192.
Westrop, S.R. (1983). Taphonomic versus ecologic controls on taxonomic relative abundance patterns in tempestites. *Lethaia* 19, 123-132.
Wiedenmayer, F. (1963). Obere Trias bis wittler Lias Zwischen Saltrio und Tremona Lombardische Alpen. *Eclog. Geol. Helvetiae* 58, 529-640.
Wilson, J.L. (1975). *Carbonate Facies in Geologic History*, 471 pp. Springer-Verlag (Berlin).
Wilson, M.A. (1982). Origin of brachiopod-bryozoan assemblages in an Upper Carboniferous limestone: importance of physical and ecological controls. *Lethaia* 15, 263-273.
Winterer, E.L.; Metzler, C.V. & Sarti, M. (1991). Neptunian dykes and associated breccias (Southern Alps, Italy and Switzerland): role of gravity sliding in open and closed systems. *Sedimentology* 38, 381-404.
Witzke, B.J. (1990). Palaeoclimatic constraints for Palaeozoic Palaeolatitudes of Laurentia and Euramerica. *In*: *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography* (McKerrow W.S. & Scotese C.R. eds.). *Geol. Soc. Memoir* 12, 57-73.
Wrang, S.H. & Fan, J.S. (1994). *Archaeolithoporella* and *Tubiphytes*: Affinities and Paleoecology in Permian reefs of South China. *Science in China* (series B), 37(6), 723-743.
Wray, J.L. (1964). Archeolithophyllum, an abundant calcareous algae in limestones of the Lausing Group (Pennsylvanian), Southeast Kansas. *Kansas Geol. Survey Bull.* 170, 1-13.
Wray, J.L. (1977). Late Paleozoic Calcareous Red Algae. In: *Fossil Algae. Recent Results and Developments* (Flügel E. ed.), 167-176. Springer-Verlag (Berlin).
Wright, V.P. (1992). A revised classification of limestones. *Sedimentary Geol.* 76, 177-185.
Yasamanov, N.A. (1980). Temperatura morey devona, karbona i permii Zakavkaz'ya i Urala, AN SSSR. *Izvestiya. ser. geol.* 6, 122-128. Traduit: Temperatures of Devonian, Carboniferous and Permian seas in Transcanadian and the Ural region. *Internat. Geology Rev.* 23(9), 1099-1104.
Yose, L.A. & Hardie, L.A. (1990). The significance of carbonate megabreccia in sequence stratigraphy : examples from the Triassic of the Dolomites Northern Italy. AAPG Bull. 74,
Yurewicz, D.A. (1977). Origin of the massive facies of the lower and middle Capitan Limestone (Permian), Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas. *1977 Field Conf. Guidebook, Permian Basin Sect.* 77-16, 45-92. SEPM Publ.
Zoneinshain, L.P.; Korinevsky, V.G.; Kazmin, V.G.; Pechersky, D.M.; Khain, V.V. & Matveenkov, N.V. (1984). Plate tectonic model of the South Urals development. *Tectonophysics* 109, 95-135.

UNIVERSITÉ DES SC. ET TECHN. BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITAIRE LILLE 1

Résumé

Des bioconstructions du Carbonifère supérieur-Permien inférieur affleurent dans le secteur centro-méridional de l'Oural. Elles constituent un objectif de choix de par leur similitude avec les dépôts enfouis de la plate-forme russe, riches en hydrocarbures.

Ces bioconstructions se situent dans un domaine de transition entre la plate-forme russe et le bassin d'avant-pays pré-ouralien et en illustre chacune des phases principales de développement.

Une méthodologie axée sur la paléoécologie, la diagenèse, un découpage séquentiel de haute résolution et une analyse tectono-sédimentaire s'avère indispensable pour l'étude de ces bioconstructions et la caractérisation de leur géométrie.

Trois types de bioconstructions ont pu être individualisés parmi les six complexes bioconstruits étudiés:

(1) Les bioconstructions du Kasimovien-Gzhélien sont représentées par des biostromes, des banks et des biohermes (2 à 20 m) à *Palaeoaplysina*, algues phylloïdes et coraux.

(2) Les bioconstructions de l'Assélien au Sakmarien correspondent à une période d'apogée et sont représentées par des reef mounds. Elles atteignent plus de 400 mètres d'épaisseur et sont constituées de bryozoaires, *Tubiphytes*, *Palaeoaplysina* et d'*Archaeolithoporella*.

(3) Les bioconstructions de l'Artinskien supérieur sont caractérisées par des banks et des biohermes (30 à 50 m) à bryozoaires, éponges, *Tubiphytes* et algues phylloïdes.

L'étude pluridisciplinaire réalisée visant à caractériser l'architecture sédimentaire des bioconstructions permet de dissocier l'impact des facteurs allostratigraphiques et autostratigraphiques influençant leur installation, développement et disparition.

Les facteurs écologiques (autostratigraphiques) conditionnent l'organisation des associations fossiles, des successions écologiques et des remplacements de communautés.

Les facteurs externes (allostratigraphiques) gouvernent l'espace d'accommodation et influencent la relation avec la production carbonatée.

Abstract

Several Upper Carboniferous-Lower Permian buildups of the southern Urals are studied. These outcrops represent lateral oil fields located in the Russian platform.

The selection of six buildup complexes is related to their geodynamical setting in a margin between the western Russian platform and the eastern preduralian foreland basin.

The depocenter of this basin migrated away from the megasuture axis, as well as buildups which show maximum thicknesses during Asselian-Sakmarian times.

Three reef complexes end members are recognised :

(1) Kasimovian-Gzhelian biostroms and banks, 5 to 50 meters in thickness made up of *Palaeoaplysina,* phylloid algae and corals.

(2) Asselian-Sakmarian reef mounds, 150 to 400 meters thick, composed of bryozoans, *Tubiphytes*, *Palaeoaplysina* and *Archaeolithoporella*.

(3) Upper Artinskian consisted of bioherms and banks, 10 to 50 meters, with bryozoans, sponges, phylloid algae and *Tubiphytes*.

The multidisciplinary study of these buildups allow to understand sedimentary architecture. Establishment, growth and disappearance of the studied Uralian buildups depend on a wide variety of controls represented by allostratigraphic and autostratigraphic parameters.

Ecological factors gouvern the organization of fossil assemblages, ecological successions and community replacements.

Allostratigraphical factors condition accommodation space and influence relationship with carbonate production.