



HAL
open science

**ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DES
PHASES D'EMERSION SUR LES PLATES-FORMES
CARBONATEES Une étude intégrée à l'affleurement et
en sismique de la plate-forme cénomaniennne d'Oman
(Formation Natih)**

Carine Grélaud

► **To cite this version:**

Carine Grélaud. ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DES PHASES D'EMERSION SUR LES PLATES-FORMES CARBONATEES Une étude intégrée à l'affleurement et en sismique de la plate-forme cénomaniennne d'Oman (Formation Natih). Minéralogie. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 2005. Français. NNT: . tel-00544620

HAL Id: tel-00544620

<https://theses.hal.science/tel-00544620>

Submitted on 8 Dec 2010

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

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

**THESE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITE MICHEL de MONTAIGNE BORDEAUX 3**

INSTITUT EGID

*Spécialité :
Sciences de la Terre*

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR de L'UNIVERSITE
MICHEL de MONTAIGNE BORDEAUX 3

par

Carine GRELAUD

**ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE
DES PHASES D'EMERSION
SUR LES PLATES-FORMES CARBONATEES**

*Une étude intégrée à l'affleurement et en sismique de la plate-forme
cénomaniennne d'Oman (Formation Natih)*

Soutenue publiquement le 15 décembre 2005

Jean Borgomano	Professeur, Université de Provence, Marseille	Rapporteur
Peter W. Homewood	Professeur, JVR Centre for Carbonate Studies, Oman	Examineur
Jean-Marie Malézieux	Professeur, Université Bordeaux 3	Examineur
Luis Pomar	Professeur, Université des Iles Baléares	Rapporteur
Philippe Razin	Maître de conférence, Université Bordeaux 3	Examineur
Jean-Loup Rubino	Ingénieur de recherche, TOTAL	Invité
Anne M. Schwab	Senior Lecturer, Université d'Aberdeen	Examineur
Frans van Buchem	Ingénieur de recherche, IFP	Invité

À Philippe, Peter et Anne,

*qui m'ont transmis leur passion
et m'ont appris à interpréter les sédiments,
les strates, et leurs réflexions sismiques,
avec patience et un si grand enthousiasme.*

Merci !

REMERCIEMENTS

Tout a commencé par un heureux concours de circonstances et de connaissances, lorsque Anne Schwab, Peter Homewood et Philippe Razin, se sont retrouvés en Oman par un beau mois de janvier, il y a un peu plus de trois ans. Peter avait pensé à ce « joli sujet » de thèse, suite à quelques journées de terrain au sommet du magnifique Jebel Shams et à la découverte d'une « nouvelle » incision dans la Formation Natih... Mes premiers remerciements vont donc naturellement à Peter pour avoir pensé à ce sujet, et à Anne et Philippe pour lui avoir soufflé mon nom. Merci à tous les trois pour m'avoir fait confiance et pour m'avoir enseigné et guidé au cours de ces trois ans. Je ne pouvais pas rêver d'une meilleure équipe d'encadrement !

Cette thèse s'est déroulée pour la majeure partie en Oman, au Centre des carbonates (JVRCCS), géré en partie par l'Université de Mascate (Sultan Qaboos University) et en partie par la compagnie Shell. Je tiens à remercier tous mes collègues du centre et de l'Université qui m'ont aidé et soutenu au cours de ces trois ans : Henk Droste, Omar Al Ja'aidi, Wim Swinkels, Hugh Rollinson, Steve Farmer et Asma Saidi. Je remercie également mes amis étudiants : Ali Al'Rahji et Said Al'Balushi, pour leur bonne humeur permanente, leur gentillesse et leur générosité, tellement omanaise. Mes remerciements vont également aux techniciens Hilal, Hamdan et Saif pour avoir réalisé une partie de mes lames minces et les analyses minéralogiques.

Je dois un grand merci à la compagnie pétrolière Petroleum Development Oman (PDO) qui m'a fourni l'accès aux données sismiques. Je remercie particulièrement Henk Rebel, Shane Pellechaty, Helmut Friesacher, Peter Engbers, Michel, et John Keating pour m'avoir accueilli au sein de leur équipe et pour leur aide. Un grand merci à Volker Vahrenkamp et au « Fahud Study Team » (Alia Bahri, Rick Singleton, Wadie Mansour, et tous les autres) pour m'avoir permis de travailler sur le « projet Fahud », un projet exceptionnel !

Je remercie également le Ministère : « Ministry of Oil and Gas » d'Oman pour m'avoir donné la permission de publier les données sismiques.

Une partie de ma thèse s'est déroulée à l'Institut EGID de l'Université Bordeaux3, où j'ai pu compter sur le soutien de l'ensemble de mes collègues, professeurs et thésards. Je remercie Brigitte Spitteri pour avoir réalisé l'autre moitié de mes lames minces.

Enfin, la troisième partie de mon doctorat s'est déroulée à l'Université d'Aberdeen, en Ecosse, au sein du département de Géologie et Géologie Pétrolière. C'est dans ce cadre que j'ai travaillé sur la partie « modélisation sismique » de ma thèse, sous la supervision toujours tellement enthousiaste et motivante de Anne Schwab. Je remercie Judith Christie pour sa gentillesse et son soutien pour les problèmes informatiques. J'ai beaucoup apprécié et je remercie l'accueil chaleureux des « thésards d'Aberdeen » et particulièrement de Hercinda, Sacha, René, Xavier, « Franck », et bien sur Alice. Merci Alice pour ton amitié, ton soutien moral, et pour les soirées mémorables au Little Italy, au Globe, ou ailleurs...rien de tel pour décompresser...

Je tiens à remercier sincèrement tous les membres du jury : Jean-Marie Malézieux pour avoir accepté la fonction de directeur de thèse, Jean Borgomano et Luis Pomar

pour avoir accepté d'être rapporteurs, Jean-Loup Rubino et Frans van Buchem, pour l'intérêt qu'ils portent à mon travail.

Je remercie chaleureusement l'équipe des géologues de Rennes et Bordeaux : François Guillocheau, Cécile Robin, Philippe Razin, Eric Lasseur et Gêrôme Calves pour m'avoir fait participer à leurs missions et m'avoir fait découvrir les affleurements de la Formation Guweizah et des séries tertiaires de Sur. Je n'oublierai pas les bons repas au coin du feu et la si bonne ambiance au sein de votre équipe.

Un grand merci également à Sylvie Leroy, Agnès Pointu, Cécile Robin, Jean-Pierre Platel et Philippe Razin pour m'avoir embarqué pour quelques jours de terrain à Salalah et m'avoir fait découvrir la géologie de cette si belle région de l'Oman.

Je tiens à remercier les étudiants de passage en Oman : Mathieu Rousseau, avec qui j'ai découvert Wadi Shab et les tortues de Ras al'Had et qui a été un super « collègue thésard » pendant mes six premiers mois en Oman, Erwan Le Guerroué et ses « field-assistants », ainsi que Peter Driessen, toujours partants pour une bonne soirée à « l'Intercon' ».

Un grand merci à Aurélien Pierre, pour son aide sur le terrain et pour son soutien moral permanent par email ou par téléphone...entre thésards...

Je remercie tous mes amis: Hélène, Coco et Marie, Nico, Jérôme, Aurélien, Ronan, les Julien(s), Marie-Pierre, Fred, et les autres..., pour leur compréhension, leur amitié et leur soutien. Je remercie également la famille Vahrenkamp, Bernard et Christine de Grossouvre et François Tribolaspierre pour leur amitié et leur accueil en Oman.

Je ne sais comment remercier la famille Homewood : Monique, Peter, Cody, Célia et Christine pour m'avoir quasiment « adoptée » pendant ces trois ans. Que de bons moments inoubliables passés en votre compagnie ! Une ambiance chaleureuse qui a joué pour beaucoup dans l'avancée et la réussite de ce projet, c'est sûr. Merci Monique pour ta gentillesse incroyable et pour ton aide pour la coloration et l'analyse des lames minces, ainsi que pour les discussions sur les nombreux autres sujets de chimie, de diagenèse et de sédimentologie...Merci Peter pour m'avoir encadré avec patience et malgré mes « I don't believe this ! », pour les nombreuses discussions sur les affleurements, pour m'avoir permis de découvrir la géologie fabuleuse de l'Oman, pour la « bonne bouffe » et le très bon vin... Et merci à tous les deux pour m'avoir intégrée dans votre cercle d'amis et m'avoir permis de rencontrer des gens formidables au cours de ces trois ans.

Merci Anne pour m'avoir fait découvrir l'interprétation sismique géologique et la modélisation sismique, pour les fréquentes mises au point sur les bases de la sismique et pour ton accueil toujours chaleureux lors de mes passages en Ecosse.

Un merci spécial à Philippe, pour m'avoir tant aidé dans la rédaction du mémoire et pour tout ce que tu m'as appris.

Je tiens pour finir à remercier ma famille, mes parents, mes frères et ma sœur, que je n'ai pas beaucoup vu au cours de ces trois dernières années. Merci pour votre compréhension, pour votre soutien par téléphone, par email, par lettres ou par « colis surprises » (!)

RESUME

L'émersion de plates-formes carbonatées est généralement enregistrée dans les séries sédimentaires par des phénomènes de karstification et de pédogenèse. Les structures d'érosion, telles que des incisions qui se développent le long des surfaces d'émersion, ont quant à elles été très rarement observées et étudiées. La reconnaissance de ces incisions et l'analyse de leur remplissage permet une meilleure caractérisation et une meilleure hiérarchisation des limites de séquence de dépôt, notamment dans le cas où les surfaces d'émersion ne présentent pas ou peu d'évidences pétrographiques d'une émersion.

Deux surfaces d'incision successives ont été analysées dans la partie supérieure de la première séquence de dépôt de 3^{ème} ordre de la Formation Natih en Oman (Albien supérieur-Turonien inférieur). L'interprétation de données sismiques régionales a permis de déterminer et quantifier des géométries progradantes au sein de cette séquence de plate-forme et de corréler les surfaces d'incision à des prismes de régression forcée sur les bordures d'un bassin intrashelf. Cette analyse sismique régionale a ainsi permis de mettre en évidence dans le détail la complexité de l'architecture des cycles de 3^{ème} et 4^{ème} ordre dans les systèmes de plate-forme carbonatée. A ce canevas stratigraphique complexe se superposent les hétérogénéités associées aux phases d'émersion : incisions, prismes de bas niveau marin.

L'analyse sédimentologique et stratigraphique détaillée de trois zones d'affleurement aboutit à une description précise des géométries et des faciès de remplissage des incisions, et leur comparaison en fonction de leur position paléogéographique. La morphologie, l'orientation et l'étendue de ces structures ont été analysées à partir d'une interprétation sismique détaillée et couplée à une modélisation sismique ciblée.

Des chenaux de marée se développent à différents niveaux stratigraphiques de la Formation Natih marquant en général des phases d'inondation de la plate-forme interne. L'analyse comparative de ces chenaux et des incisions a permis d'établir les similitudes et les principaux critères de différenciation de ces deux types de structures chenalisées dans les séries de plate-forme carbonatée.

L'intégration de données d'affleurement et de données sismiques à différentes échelles (locale et régionale) permet d'interpréter et de discuter l'origine et les facteurs qui contrôlent le développement de ces incisions et de proposer une amélioration du modèle stratigraphique. Les deux générations d'incisions enregistrent des variations rapides du niveau marin avec des amplitudes de 20 à 30 m pendant le Cénomaniens inférieur. Il ne s'agit pas ici d'un cas unique, puisque des incisions et des prismes de régression forcée ont également été observés dans des systèmes terrigènes de la partie ouest du Canada et en Inde, ainsi que dans des systèmes carbonatés sur la plaque arabe, dans le même intervalle stratigraphique.

ABSTRACT

Subaerial exposure of carbonate platforms is generally recorded by karstification and pedogenesis, whereas erosion features such as incisions along emersion surfaces have seldom been observed and studied. However, the recognition of incisions and the characterization of their fill may facilitate sequence boundary definition and hierarchy, especially along exposure surfaces which do not otherwise present clear petrographic evidence for emersion.

Within the Natih Formation (Late Albian-Early Turonian, Oman), two successive incision surfaces are found in the upper part of the first third-order depositional sequence. Seismic interpretation of regional subsurface data has allowed the quantification of progradational geometries within the Natih sequence I carbonate platform and the correlation of incision surfaces with forced regressive prograding wedges on the margins of an intrashelf basin. This regional seismic analysis has therefore highlighted the architectural complexities that build third- and fourth-order depositional cycles in interior platform carbonate systems. The heterogeneities associated with emersion phases (incisions, lowstand wedges) are superimposed on this complex stratigraphic framework.

Detailed geological sections and correlations have been made from three outcrop localities, allowing a precise description of incision fill geometries and facies, and a comparative analysis of these observations via the integration of incision paleogeographic positions. Morphology, orientation and extent of these incisions have been assessed from detailed seismic interpretation coupled with specific forward seismic modeling.

Tidal channels are found at several stratigraphic levels within the Natih Formation. They generally develop during flooding phases of the inner platform. A comparative analysis of these channels and incisions has allowed the recognition of the main elements of differentiation and of similarity between these two types of channelized structures within carbonate platform strata.

The integration of outcrop and seismic data sets at the regional and local scales allows the interpretation and discussion of the origin and factors controlling the development of these incisions and a refinement of the stratigraphic model. These two incisions record rapid sea-level variations (500 ky) with a magnitude of approximately 20 and 30 m that occurred during the early Cenomanian. This is probably not a unique case, since for the same time interval, incisions have been observed in siliciclastic systems in western Canada and India and in carbonate systems on the Arabian plate.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	1
-------------------	---

CHAPITRE I

PRESENTATION GENERALE

1. CONTEXTE ET OBJECTIF DE L'ETUDE.....	4
2. MATERIELS ET METHODES.....	8
2.1. MATERIELS.....	8
2.1.1. <i>Les données à l'affleurement.....</i>	8
2.1.2. <i>Les données de subsurface.....</i>	10
2.2. METHODOLOGIE GENERALE : UNE DOUBLE APPROCHE.....	13
3. PRESENTATION DU MEMOIRE.....	17

CHAPITRE II

ENREGISTREMENT DES PERIODES D'EMERSION DANS LES SYSTEMES CARBONATÉS

1. L'EMERSION D'UN SYSTEME CARBONATE.....	19
1.1. ORIGINE.....	19
1.2. INTERET DE LA RECONNAISSANCE ET DE L'ETUDE DES SURFACE D'EMERSION	19
2. PHENOMENES ASSOCIES AUX PHASES D'EMERSION ET CRITERES DE RECONNAISSANCE.....	21
2.1. EROSION.....	21
2.2. DISSOLUTION ET KARSTIFICATION.....	22
2.3. DIAGENESE PRECOCE.....	25
2.4. PEDOGENESE.....	31
2.5. FORMATION DES CROUTES CALCAIRES :CALICHES, CALCRETES ET SILCRETE.	33
3. PRINCIPAUX FACTEURS CONTROLANT LE DEVELOPPEMENT ET L'INTENSITE DES PHENOMENES ASSOCIES A L'EMERSION.....	34
3.1. CONTEXTE CLIMATIQUE ET EUSTATIQUE GLOBAL.....	34
3.2. CONDITIONS CLIMATIQUES REGIONALES.....	35
4. PROBLEME DE LA PRESERVATION DES CRITERES DE RECONNAISSANCE D'EMERSION.....	37
5. IMPORTANCE DE L'ANALYSE DE L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DES SURFACES D'EMERSION.....	38

CHAPITRE III

CADRE GEOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIE DE LA FORMATION NATIH

1. GEOLOGIE DES MONTAGNES D'OMAN.....	40
1.1. GRANDS TRAITES STRUCTURAUX DE L'OMAN.....	40
1.2. EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA MARGE OMANAISE.....	42
2. STRATIGRAPHIE DE LA PLATE-FORME CRETACEE DE L'OMAN..	48
2.1. LE GROUPE DE KAHMAH.....	48
2.2. LE GROUPE WASIA.....	51
2.2.1. <i>La Formation Nahr Umr</i>	51
2.2.2. <i>La Formation Natih</i>	54
3. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DE LA FORMATION NATIH.....	58
4. SURFACES D'EMERSION ET INCISIONS DANS LA FORMATION NATIH.....	72
5. PROBLEMATIQUES DE L'ETUDE.....	73

CHAPITRE IV

STRATIGRAPHIE DE LA PREMIERE SEQUENCE DE DEPOT DE LA FORMATION NATIH : CORRELATIONS SISMIQUE-AFFLEUREMENT

1. INTRODUCTION A LA STRATIGRAPHIE SISMIQUE.....	75
1.1. PRINCIPES DE SISMIQUE REFLEXION.....	75
1.2. RESOLUTION SISMIQUE.....	77
1.3. STRATIGRAPHIE SISMIQUE	79
1.3.1. <i>Concept, principes et terminologie</i>	79
1.3.2. <i>Discussion : évolution des techniques et des méthodes d'interprétation, limites de la méthode</i>	84
1.4. CONCLUSION.....	90
2. STRATIGRAPHIE SISMIQUE DE LA PREMIERE SEQUENCE : IMPLICATIONS PALEOGEOGRAHIQUES.....	91
2.1. GENERALITES.....	91
2.1.1. <i>La Formation Natih en sismique</i>	91
2.1.2. <i>La séquence I en sismique</i>	93
2.1.3. <i>Les zones paléogéographiques étudiées</i>	94
2.2. LA PLATE-FORME ORIENTALE : ZONE DE KAUTHER	96
2.2.1. <i>Introduction</i>	96
2.2.2. <i>Evolution stratigraphique de la première séquence sur la plate-forme orientale</i>	96
2.3. LA PLATE-FORME OCCIDENTALE : ZONE DE FAHUD.....	104
2.3.1. <i>Introduction</i>	104
2.3.2. <i>Evolution stratigraphique de la première séquence sur la plate-forme occidentale</i>	105

2.4. LE DOMAINE MERIDIONAL DE CONVERGENCE DES PLATES-FORMES : LA ZONE DE MUSALIM.....	110
2.4.1. <i>Introduction</i>	110
2.4.2. <i>Evolution stratigraphique de la première séquence dans la zone méridionale</i>	110
3. INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE REGIONALE DE LA PREMIERE SEQUENCE.....	116

CHAPITRE V

INCISIONS ET CHENAUX CARBONATES SUR LA PLATE-FORME NATIH

1. ETUDE DETAILLEE DES INCISIONS DANS LA PREMIERE SEQUENCE DE LA FORMATION NATIH.....	123
1.1. LOCALISATION DES DONNEES ET CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE.....	123
1.2. LA PREMIERE INCISION (IS1).....	125
1.2.1. <i>L'incision IS1 à affleurement dans les Foothills</i>	125
1.2.2. <i>L'incision IS1 sur les données sismiques de la zone de Kauther</i>	138
1.3. LA DEUXIEME INCISION (IS2).....	142
1.3.1. <i>L'incision IS2 à l'affleurement dans les Foothills et dans le Jebel Shams</i>	142
1.3.2. <i>L'incision IS2 sur les données sismiques de la zone de Kauther</i>	151
1.4. SYNTHESE DES DONNEES SUR LES INCISIONS.....	155
2. ETUDE DES CHENAUX BIOCLASTIQUES SUR LA PLATE-FORME INTERNE DE LA FORMATION NATIH.....	159
2.1. LES SYSTEMES DE CHENAUX ET BARRES BIOCLASTIQUES EN DOMAINE DE BARRIERE.....	159
2.1.1. <i>Position stratigraphique</i>	159
2.1.2. <i>Description des chenaux associés à la barrière bioclastique</i>	160
2.1.3. <i>Interprétation sédimentologique et stratigraphique</i>	163
2.2. LES CHENAUX DANS LE REMPLISSAGE DES INCISIONS (NATIH E ET NATIH A).....	167
2.2.1. <i>Position stratigraphique</i>	167
2.2.2. <i>Description des chenaux dans les incisions</i>	167
2.2.3. <i>Signification stratigraphique des chenaux dans les incisions</i>	170
2.3. LES CHENAUX BIOCLASTIQUES DE PLATE-FORME INTERNE (NATIH D ET NATIH C).....	170
2.3.1. <i>Contexte stratigraphique : la deuxième séquence du Natih</i>	170
2.3.2. <i>Les chenaux bioclastiques de la séquence II-1 (Natih D)</i>	174
2.3.3. <i>Le complexe de chenaux et barres au sommet de la séquence II (« Top Natih C »)</i>	177
3. CONCLUSION SUR LES INCISIONS ET LES CHENAUX : CARACTERES COMMUNS ET DISTINCTIFS.....	189

CHAPITRE VI

DISCUSSION

1. ORIGINE DES INCISIONS.....	195
1.1. MORPHOLOGIE ET EXTENSION DES INCISIONS.....	195
1.2. PREUVE STRATIGRAPHIQUE D'UNE PHASE D'EMERSION.....	196
2. LE REMPLISSAGE DES INCISIONS : NATURE ET PROCESSUS.....	197
2.1. REMPLISSAGE CARBONATE VS. REMPLISSAGE ARGILEUX.....	197
2.2. LE CONTENU BIOLOGIQUE ET LES CONDITIONS PALEOECOLOGIQUES.....	197
2.3. DYNAMIQUE ET PROCESSUS SEDIMENTAIRES.....	198
3. FACTEURS DE CONTROLE : VARIATIONS EUSTATIQUES ET CLIMAT.....	199
3.1. LES FLUCTUATIONS DU NIVEAU MARIN.....	199
3.2. LE PALEOCLIMAT.....	200
4. POSITION DE LA LIMITE DE SEQUENCE DE 3^{EME} ORDRE.....	201
CONCLUSIONS.....	203
BIBLIOGRAPHIE.....	206

ANNEXES

ANNEXE 1 : CALCUL DE L'INTERVALLE D'ERREUR ASSOCIE A LA MESURE DE L'INCLINAISON DES CLINOFORMES SUR LES LIGNES SISMQUES.....	1
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----------

INTRODUCTION.....	2
METHODE.....	2
RESULTATS.....	3
APPLICATION.....	5

ANNEXE 2 : MODELISATION SISMIQUE DE CORPS SEDIMENTAIRES CHENALISES : UN OUTIL POUR MIEUX INTERPRETER ET QUANTIFIER LES IMAGES SISMQUES DE CORPS CHENALISES.....	8
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----------

1. INTRODUCTION.....	9
2. METHODE.....	10
2.1. Modélisation sismique.....	10
2.2. Modèle d'impédance de base.....	10
2.3. Modèles.....	13
3. RESULTATS.....	13
3.1. Epaisseur et remplissage.....	13
3.1.1. <i>Effet de l'épaisseur du corps chenalisé.....</i>	<i>13</i>
3.1.2. <i>Effet du type de remplissage.....</i>	<i>13</i>
3.1.3. <i>Effet combiné de l'épaisseur et du remplissage d'un corps chenalisé.....</i>	<i>16</i>
3.2. Artéfacts générés sous les bordures des corps chenalisés.....	16
4. APPLICATION.....	19

LISTE DES FIGURES

- Figure I-1** : Localisation des affleurements du Groupe Wasia (Formations Nahr Umr et Natih, Crétacé moyen) dans le nord de l'Oman (Béchenec *et al.*, 1993)
- Figure I-2** : Localisation des données de subsurface et des affleurements étudiés dans ce travail
- Figure I-3** : Méthodologie générale de l'étude
- Figure I-4** : Les différentes étapes de la modélisation sismique
-
- Figure II-1** : Représentation schématique du cycle du carbone (Cooke et Rohling, 2001)
- Figure II-2** : Les principaux environnements hydrologiques et diagénétiques du domaine météorique (Moore, 2001)
- Figure II-3** : Les ciments caractéristiques des milieux vadose et météorique
- Figure II-4** : Représentation schématique du comportement des isotopes de l'oxygène et du carbone lors d'une émergence (Boulvain, 2004)
- Figure II-5** : Critères de reconnaissance des milieux intertidal à supratidal
-
- Figure III-1** : Carte structurale de l'Oman (Robertson *et al.*, 1990, modifié de Glennie *et al.*, 1974 et Hughes Clarke, 1988)
- Figure III-2** : Configuration des plaques lithosphériques du Moyen Orient (Loosveld *et al.*, 1996 ; Konert *et al.*, 2001).
- Figure III-3** : Coupe géologique des Montagnes d'Oman (Hanna, 1990)
- Figure III-4** : Les différentes étapes de l'évolution géodynamique de la marge omanaise (Glennie *et al.*, 1974)
- Figure III-5** : Les événements tectono-stratigraphiques au Crétacé inférieur pour la plaque arabe (Pratt et Smewing, 1993)
- Figure III-6** : Stratigraphie et contexte géodynamique de la plate-forme crétacée en Oman (Razin *et al.*, 2005)
- Figure III-7** : Représentation schématique de l'organisation stratigraphique des séries crétacées d'Oman et des Emirats Arabes Unis (van Buchem *et al.*, 2002b, modifié de Pratt et Smewing, 1993)
- Figure III-8** : Image sismique des systèmes progradants de la plate-forme crétacée d'Oman (Droste et Van Steenwinkel, 2004)
- Figure III-9** : Transect régional illustrant le remplissage du bassin de Raydah : les formations Raydah-Salil-Habshan-Lekhwair (Lebec, 2004)

Figure III-10 : Modèles de dépôt des Formations Nahr Umr et Natih (Groupe Wasia) (Razin *et al.*, 2005)

Figure III-11 : Carte paléogéographique globale au Crétacé supérieur (Golonka *et al.*, 1994)

Figure III-12 : Corrélation des unités lithostratigraphiques du Crétacé Supérieur entre l'Oman et Abu Dhabi. (van Buchem *et al.*, 2002, modifié de Burchette, 1993)

Figure III-13 : Membres lithologiques et cycles stratigraphiques dans la Formation Natih (Grélaud *et al.*, 2005)

Figure III-14 : Diagramme chronostratigraphique montrant la distribution des faciès et les périodes de non-dépôt ou d'érosion dans la Formation Natih. (van Buchem *et al.*, 2002)

Figure III-15 : Modèle de stratigraphie séquentielle haute-résolution du transect des Foothills d'Adam (van Buchem *et al.*, 2002)

Figure III-16 : Modèle de stratigraphie séquentielle haute-résolution du transect du Jebel Akhdar (van Buchem *et al.*, 2002)

Figure III-17 : La Formation Natih à l'affleurement : Séquence I

Figure III-18 : Paléogéographie des bassins intrashelf de la Formation Natih (van Buchem *et al.*, 2002)

Figure III-19 : Contours du bassin intrashelf résiduel au sommet de la première séquence de la Formation Natih cartographiés à partir de données sismiques (Droste et Van Steenwinkel, 2004)

Figure III-20 : La Formation Natih à l'affleurement : Séquences I, II et III (Jebel Madmar).

Figure III-21 : Profil sismique et carte d'amplitude montrant les d'incisions au sommet de la Formation Natih (Droste and van Steenwinkel, 2004)

Figure III-22 : Stratigraphie du Groupe Wasia en Oman (Razin *et al.*, 2005)

Figure IV-1 : Réflexion et réfraction d'une onde sismique P (Kearey et Brooks, 1991)

Figure IV-2 : Le sismogramme synthétique (Kearey et Brooks, 1991)

Figure IV-3 : Limite de résolution verticale sur les données sismiques (Zeng et Kerans, 2003)

Figure IV-4 : La zone de Fresnel (Kearey et Brooks, 1991)

Figure IV-5 : Les réflexions sismiques : indicateurs chronostratigraphiques et lithostratigraphiques

Figure IV-6 : Relations entre les strates et les limites de séquence de dépôt (Mitchum *et al.*, 1977)

Figure IV-7 : Interprétation des réflexions aux seins des séquences sismiques (Mitchum *et al.*, 1977)

Figure IV-8 : Formes externes de quelques unités de faciès sismique (Mitchum *et al.*, 1977).

Figure IV-9 : Paramètres des réflexions sismiques utilisés en stratigraphie sismique et leur signification géologique (Mitchum *et al.*, 1977).

Figure IV-10 : Différentiation entre les unités chronostratigraphiques et lithostratigraphiques (Zeng et Kerans, 2003)

Figure IV-11 : Sismogramme synthétique de la Formation Natih, corrélé aux diagraphies de gamma-ray et neutron (CNL), au droit du puits-2

Figure IV-12 : Localisation des données dans le contexte paléogéographique de la séquence I

Figure IV-13 : Transect de corrélations stratigraphiques affleurements-sismique de la séquence I de la Formation Natih

Figure IV-14 : Cartes paléogéographiques (Cénomaniens inférieurs) montrant l'évolution de la plate-forme carbonatée au sein de la séquence I dans le nord de l'Oman (modifié d'après Droste et Van Steenwinkel, 2004)

Figure IV-15 : Evolution de plate-forme carbonatée orientale de la première séquence de la Formation Natih à l'échelle sismique

Figure IV-16 : Carte sismique de la migration des clinofformes au sein de la séquence I

Figure IV-17 : Les différents types de géométrie et d'inclinaison des réflexions au sein de la séquence I de la Formation Natih et leur localisation stratigraphique

Figure IV-18 : Evolution de plate-forme carbonatée occidentale au cours du dépôt de la première séquence de la Formation Natih à l'échelle sismique

Figure IV-19 : Cartographie des clinofformes Clino 0 à Clino. 3 dans le champ de Fahud (Mansour, 2005)

Figure IV-20 : Interprétation stratigraphique schématique de l'évolution de la plate-forme occidentale (Zone de Fahud) pendant le dépôt de la séquence I

Figure IV-21 : Transect de corrélations des cycles d'accommodation au sein de la séquence I dans le champ de Fahud

Figure IV-22 : Evolution de la plate-forme carbonatée de la première séquence de la Formation Natih à l'échelle sismique, dans la zone méridionale de Musallim.

Figure IV-23 : Cartographie des ceintures de clinofformes au sein de la séquence I de la Formation Natih dans la zone méridionale de Musallim (d'après Droste et Van Steenwinkel, 2004)

Figure IV-24 : Profil sismique recoupant le bassin intrashelf résiduel au sommet de la séquence I (Droste et Van Steenwinkel, 2004)

Figure IV-25 : Cartographie régionale des clinofformes au sein de la première séquence de la Formation Natih

Figure IV-26 : Interprétation stratigraphique régionale de la séquence I

Figure V-1: Image satellite de l'affleurement Jebel Madar présentant la localisation des transects de corrélations et la cartographie de l'incision IS2

- Figure V-2 :** Transects de corrélations sur l’affleurement Jebel Madar présentant l’évolution des faciès et les géométries au sein des incisions IS1 et IS2
- Figure V-3 :** Image satellite de l’affleurement Jebel Madmar présentant la localisation des transects de corrélations et des incisions IS1 et IS2
- Figure V-4 :** Transect de corrélations sur l’affleurement Jebel Madmar, présentant l’évolution des faciès et les géométries entre les surfaces d’incision IS1 et IS2. Exagération verticale : x55
- Figure V-5 :** Corrélation schématique des Unités 1 à 3 entre les affleurements Jebel Madar et Jebel Madmar
- Figure V-6 :** Structures diagénétiques associées aux surfaces d’émersion IS1 et IS2
- Figure V-7 :** Grandes stratifications obliques développées au sommet du remplissage de l’incision IS1 au Jebel Madmar
- Figure V-8 :** Faciès péritidaux caractérisant l’Unité 3 (« Late HST ») sur les affleurements du Jebel Madar
- Figure V-9 :** Incisions IS1 sur les données sismiques
- Figure V-10 :** Tableau de profils sismiques synthétiques imageant des corps chenalisés de différentes épaisseurs (2 à 18 m) et caractérisés par plusieurs types de contraste de vitesses sismiques entre leur remplissage et l’encaissant
- Figure V-11 :** Photo de la surface d’incision IS2 sur l’affleurement de Jebel Madar
- Figure V-12 :** Image satellite de l’affleurement Jebel Shams présentant la localisation des transects de corrélations, des coupes et la cartographie de l’incision IS2
- Figure V-13 :** L’incision IS2 sur l’affleurement Jebel Shams
- Figure V-14 :** Photos de l’incision IS2 sur l’affleurement Jebel Shams
- Figure V-15 :** L’incision IS2 sur les données sismiques
- Figure V-16 :** Profils sismiques sériés au long de l’incision IS2
- Figure V-17 :** Tableau de profils sismiques synthétiques imageant des corps chenalisés de différentes épaisseurs (2 à 18 m) et caractérisés par plusieurs types de contraste de vitesses sismiques entre leur remplissage et l’encaissant
- Figure V-18 :** Résumé des caractères principaux des incisions IS1 et IS2 et de leur remplissage
- Figure V-19 :** Les systèmes de chenaux et barres bioclastiques : localisation des affleurements étudiés
- Figure V-20 :** Les faciès de barrière bioclastique dans la Formation Natih (Jebel Madmar)
- Figure V-21 :** Panorama et interprétation de l’affleurement « Madmar S5 »
- Figure V-22 :** Transect de corrélations C1A-C1B illustrant les géométries complexes qui composent la barrière

- Figure V-23** : Panorama de l’affleurement du Wadi Mu’aidin illustrant la présence de chenaux bioclastiques dans le remplissage d’une incision au sommet de la séquence III (Natih A)
- Figure V-24** : La séquence II de la Formation Natih dans les affleurements des Foothills : stratonomie et stratigraphie
- Figure V-25** : Transect de corrélations illustrant les géométries et faciès de remplissage d’un chenal qui se développe dans la partie basale de la séquence II-1 (« Madar Sud »)
- Figure V-26** : Transect de corrélations illustrant les géométries et les faciès d’un chenal qui se développe dans la partie supérieure de la séquence II-2 (Natih C, « Madmar 6 »)
- Figure V-27** : Photos des éléments particuliers qui caractérisent le chenal du sommet du Natih C dans l’affleurement du Jebel Madmar
- Figure V-28** : Photo du corps chenalisé de grainstone grossier situé dans la partie supérieure du remplissage du chenal au sommet de la séquence II au Jebel Madmar
- Figure V-29** : Transect de corrélations de la séquence II entre les Jebels Madar, Madmar et Qusaibah, illustrant la position stratigraphique identique du chenal du Jebel Madmar et de la barre bioclastique du Jebel Qusaibah
- Figure V-30** : La barre bioclastique du Jebel Qusaibah développée dans la partie supérieure de la séquence II : faciès et géométries
- Figure V-31** : Localisation des coupes d’affleurements (points jaunes) et du transect de corrélations de la séquence II (trait jaune) au Jebel Shams
- Figure V-32** : La barre bioclastique de la séquence II du Natih au Jebel Shams : géométries et faciès
- Figure V-33** : Tableau comparatif résumant les principales caractéristiques (1) des incisions, qui se développent pendant les phases d’émersion et (2) des systèmes de chenaux, qui se développent pendant les phases d’inondation de la plate-forme interne

INTRODUCTION

Dans les séries de plate-forme carbonatée, les surfaces d'émersion s'accompagnent de hiatus stratigraphiques dont la durée est souvent inférieure à la résolution biostratigraphique (Clari *et al.*, 1995 ; Fouke *et al.*, 1995 ; Hillgärtner, 1998 ; Immenhauser *et al.*, 2004 ; Sattler *et al.*, 2005). Elles peuvent être mises en évidence par la présence d'une karstification et de phénomènes pédogénétiques ou diagénétiques qui seront principalement caractérisés par des critères pétrographiques (Esteban et Klappa, 1983 ; Wright, 1994 ; Bain et Foos, 1993 ; Tucker, 1993 ; Clari *et al.*, 1995 ; Hillgärtner, 1998) ou par leur signature géochimique (Videtich et Matthews, 1980 ; Allan et Matthews, 1982 ; Föllmi *et al.*, 1994 ; Joachimski, 1994 ; Ferreri *et al.*, 1997 ; Immenhauser *et al.*, 2000 ; Immenhauser *et al.*, 2002 ; Sattler *et al.*, 2005). Rares sont les études présentant des preuves géométriques et stratigraphiques de l'émersion de domaines de plate-forme peu profonde telles que le développement de surfaces d'incision. Si l'existence de vallées incisées à remplissage silico-clastique fluviatile ou estuarien a été souvent reconnue au sommet des plates-formes carbonatées, les incisions de petite taille à remplissage carbonaté qui se développent en réponse à une chute du niveau marin relatif ont très rarement été décrites (Rankey, 2002).

La plate-forme carbonatée cénomanienne d'Oman correspondant à la Formation Natih est caractérisée par plusieurs phases d'émersion principalement représentées par des surfaces d'incision, les processus de karstification restant très limités. Ces incisions ont été identifiées à l'affleurement comme sur des profils sismiques (van Buchem *et al.*, 2002 ; Homewood *et al.*, 2002 ; Droste et Van Steenwinkel, 2004). Elles sont profondes de 10 à 20 m et larges de 500 à 1000 m, et principalement comblées par des dépôts carbonatés peu profonds ou des faciès argileux lagunaires. Ces incisions ont été interprétées comme des structures formées lors d'une chute du niveau marin relatif et comblées au cours de la transgression suivante.

L'objectif de cette étude est de comprendre les processus qui contrôlent le développement et le remplissage de ces incisions dans un cadre stratigraphique et

séquentiel bien établi. Elle est basée sur l'analyse intégrée d'affleurements et de données de sismique réflexion qui permet une observation et une interprétation de ces structures à deux échelles. Le cadre stratigraphique régional de ces incisions a pu être ainsi amélioré grâce à l'intégration des interprétations sismiques. L'étude comparative détaillée des incisions à partir des données d'affleurement et des données sismiques, appuyée par une modélisation sismique, a permis une description précise de la morphologie, l'extension et l'orientation des incisions ainsi que de l'architecture (géométrie et faciès) de leur remplissage. Une analyse des structures chenalisées observées en domaine de plate-forme interne au sein de la Formation Natih a également été menée afin d'établir les éléments de distinction entre ce type de structure d'accumulation qui se développe durant les périodes d'ennoyage de la plate-forme et les incisions *sensu stricto* qui se forment pendant les périodes d'émergence.

Les caractéristiques des incisions et de leur remplissage, comme leur évolution dans le temps et l'espace sont interprétées dans un cadre paléogéographique, stratigraphique et séquentiel régional qui permet une discussion et une meilleure compréhension des facteurs qui contrôlent le développement de ces incisions sur une plate-forme carbonatée. Les implications stratigraphiques, sédimentologiques, diagénétiques et paléo-environnementales sont alors abordées.

CHAPITRE I

PRESENTATION GENERALE

1. CONTEXTE ET OBJECTIF DE L'ETUDE	4
2. MATERIELS ET METHODES	8
2.1. MATÉRIELS	8
2.1.1. <i>Les données à l'affleurement</i>	8
2.1.2. <i>Les données de subsurface</i>	10
2.2. MÉTHODOLOGIE GÉNÉRALE : UNE DOUBLE APPROCHE	13
3. PRESENTATION DU MEMOIRE.....	17

1. CONTEXTE ET OBJECTIF DE L'ETUDE

L'objectif principal de ces travaux de recherche concerne l'étude de l'architecture des systèmes carbonatés de plate-forme interne ou de rampe à différentes échelles (cycles de 3^{ème}, 4^{ème}, 5^{ème} ordre et corps sédimentaires) et en particulier des hétérogénéités stratigraphiques associées (1) aux phases d'émersion (incisions, prismes de bas-niveau marin), et (2) aux phases d'inondation (complexes de chenaux et barres bioclastiques).

L'architecture des plates-formes carbonatées en domaine interne paraît souvent simple car les géométries sont généralement tabulaires à l'échelle des cycles de 3^{ème} ordre. Cependant, dans le détail, l'architecture des séquences de dépôt peut apparaître très complexe du fait des interactions multiples entre le potentiel d'accommodation et les conditions paléoécologiques qui contrôlent la production carbonatée (Pomar, 2001). Ainsi des géométries complexes peuvent se développer comme la croissance de paléotopographies locales, la création simultanée de bassins intrashelf et leur comblement par déplacement des dépôt-centres vers les bassins résiduels (Ahr, 1973 ; Droste, 1990 ; Burchette et Wright, 1992). Ces phénomènes de compensation aboutissent ainsi à des géométries résultantes tabulaires et relativement isopaques.

La faible inclinaison des profils de dépôt, le plus souvent inférieure ou égale à un degré, rend difficile la reconnaissance des géométries internes au sein des cycles de 3^{ème} ordre. Ces faibles inclinaisons entraînent en outre une faible différenciation des faciès sur la plate-forme, ce qui rend délicates les corrélations basées sur les évolutions transgressives et régressives des séquences de faciès. De plus, les faunes benthiques peu profondes, souvent peu diversifiées, caractéristiques des milieux de plate-forme interne ne fournissent pas une résolution biostratigraphique suffisante pour permettre des corrélations stratigraphiques précises. Enfin, l'analyse sismique de ce type de système carbonaté est limitée par la résolution verticale des données sismiques du fait de la vitesse élevée de propagation des ondes dans les roches carbonatées (Anselmetti et Eberli, 1997 ; Kenter *et al.*, 1997) et de l'absence de contraste de vitesse dans ces séries aux caractéristiques pétrophysiques relativement homogènes dans l'ensemble.

Toutefois, lorsque les données sont de bonne qualité, l'analyse stratigraphique sismique apparaît être une méthode fort appropriée à l'étude de ce type de géométries peu inclinées, du fait de l'échelle régionale des profils. Ces géométries peu inclinées peuvent en effet être suivies dans leur intégralité sur les profils sismiques et les inclinaisons amplifiées par exagération verticale des données.

D'autres complexités et hétérogénéités caractérisent ce type de système de plate-forme carbonatée peu profonde, en particulier pendant les phases d'émersion et d'inondation de la plate-forme.

Une chute du niveau marin relatif entraîne généralement une émersion de grande extension des plates-formes carbonatées du fait de leur morphologie horizontale. Les surfaces d'émersion qui se développent pendant ces périodes ont un intérêt stratigraphique majeur puisqu'elles constituent des discontinuités à valeur de lignes temps.

L'émersion de plates-formes ou de rampes carbonatées s'accompagne de phénomènes chimiques de dissolution, recristallisation et de diagenèse rapide des sédiments émergés (Friedman, 1964 ; Bathurst, 1975 ; Videtich et Matthews, 1980 ; Allan et Matthews, 1982 ; Flügel, 1982 ; Esteban et Klappa 1983 ; Smart et Whitaker, 1990 ; Tucker et Wright, 1990 ; Bain et Foos, 1993 ; Tucker, 1993 ; Clari *et al.*, 1995 ; Hillgärtner, 1998). Les processus d'érosion mécanique, de type fluvial, restent jusqu'ici très peu décrits dans la littérature (Rankey, 2002), sauf pour les systèmes mixtes carbonatés/terrigènes dans lesquelles des vallées incisées peuvent se développer (Wilson, 1967 ; Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990 ; Esker *et al.*, 1998 ; Gomez-Perez *et al.*, 1998 ; Ferro *et al.*, 1999 ; Rankey *et al.*, 1999 ; Smith et Read, 2001).

L'émersion d'une plate-forme entraîne d'autre part une forte diminution de la production carbonatée qui se traduit par une diminution du taux de sédimentation dans le bassin (Crevello et Schlager, 1980 ; Goldhammer et Harris, 1989 ; Schlager, 1991). Pendant la période de chute du niveau marin et de bas niveau marin relatif, des dépôts autochtones formés *in situ* sur la bordure du prisme de haut niveau marin, peuvent

toutefois s'accumuler avec des géométries relativement complexes (Dabrio *et al.*, 1981 ; Rouchy, 1982 ; Sarg, 1988 ; Hunt et Tucker, 1993).

Pendant les périodes de transgression et d'inondation maximale, l'élévation de la tranche d'eau entraîne le développement de courants et de processus de haute-énergie dans la partie interne de la plate-forme carbonatée. Des systèmes de chenaux, à influence tidale pour la plupart, peuvent alors se former et créer des hétérogénéités géométriques et lithologiques importantes au sein des faciès internes. Il est important de différencier ce type de chenaux des incisions *sensu stricto*, puisqu'ils se développent dans un contexte stratigraphique tout à fait différent.

Dans le Sultanat d'Oman, la Formation Natih d'âge albien supérieur à turonien constitue un objet d'étude particulièrement adapté pour comprendre l'architecture des plates-formes internes et notamment des structures associées aux phases d'émersion.

La Formation Natih correspond en effet à la partie interne d'une très vaste plate-forme carbonatée qui s'étend sur plus de 800 km entre le Bouclier arabe au sud et la marge continentale téthysienne au nord (Murriss, 1980 ; Ziegler, 2001). Cette plate-forme a enregistré plusieurs phases d'émersion qui permettent de définir trois séquences de dépôt majeures de 3^{ème} ordre : les séquences I, II et III décrites par van Buchem *et al.* (2002). La partie supérieure de la première séquence est caractérisée par deux surfaces d'émersion successives sur lesquelles des incisions ont été observées (van Buchem *et al.*, 2002). Ces incisions, qui se développent pendant les phases d'émersion de la plate-forme, constituent l'objet principal de notre étude.

La Formation Natih fournit un cas d'étude idéal puisqu'elle affleure en surface dans plusieurs zones géographiques et qu'elle est imagée en subsurface, à quelques dizaines de kilomètres de distance seulement, par des données sismiques régionales. Une intégration des résultats de l'analyse stratigraphique haute-résolution des affleurements et des interprétations stratigraphiques des données sismiques régionales a ainsi pu être mise en œuvre. Le calibrage des géométries sismiques sur les modèles stratigraphiques élaborés à partir des affleurements et l'approche quantitative fournie par les données de sismique 3D permettent d'affiner les modèles stratigraphiques et

aboutissent ainsi à une meilleure compréhension de l'architecture et de la dynamique d'un tel système sédimentaire.

Dans le détail, l'accent sera mis ici sur l'étude de l'enregistrement stratigraphique des phases d'émergence, et dans une moindre mesure des phases d'inondation, afin de mieux comprendre les hétérogénéités des systèmes carbonatés en domaine de plateforme interne.

2. MATERIELS ET METHODES

2.1. Matériels

2.1.1. Les données à l’affleurement

La Formation Natih affleure en Oman dans deux zones géographiques principales, les Foothills d’Adam et le Jebel Akhdar dans les Montagnes d’Oman (*fig. I-1*).

Les Foothills d’Adam correspondent à une succession de structures anticlinales d’échelle plurikilométrique qui s’alignent le long du front de chevauchement méridional des Montagnes d’Oman (Béchenec *et al.*, 1992). La série crétacée autochtone de la plate-forme arabe affleure ainsi dans cinq jebels alignés dans une direction globalement est-ouest : Jebel Madar, Jebel Madmar, Jebel Salakh, Jebel Nadah et Jebel Qusaibah (*fig. I-1*).

Le Jebel Madar, qui résulte de mouvements halocinétiques, est un anticlinal à cœur jurassique. Les séries du Crétacé supérieur affleurent sur son pourtour. Les Jebels Madmar, Salakh, Nadah et Qusaibah sont quant à eux principalement armés par la Formation Natih ou très localement, les formations sous-jacentes du Nahr Umr et du Shuaiba.

Le Jebel Akhdar est une fenêtre tectonique où affleure l’ « autochtone » des Montagnes d’Oman qui comprend notamment l’ensemble de la série mésozoïque de la plate-forme arabe. Les séries crétacées affleurent sur tout son pourtour, sur environ 300 km. Notre étude est plus particulièrement focalisée sur un affleurement situé sur le flanc sud-ouest de cette structure, le Jebel Shams (*fig. I-2*). Dans ce secteur, la Formation Natih affleure en falaise au sommet d’un canyon profond de plus de 1000 mètres et sur le plateau qui le surmonte.

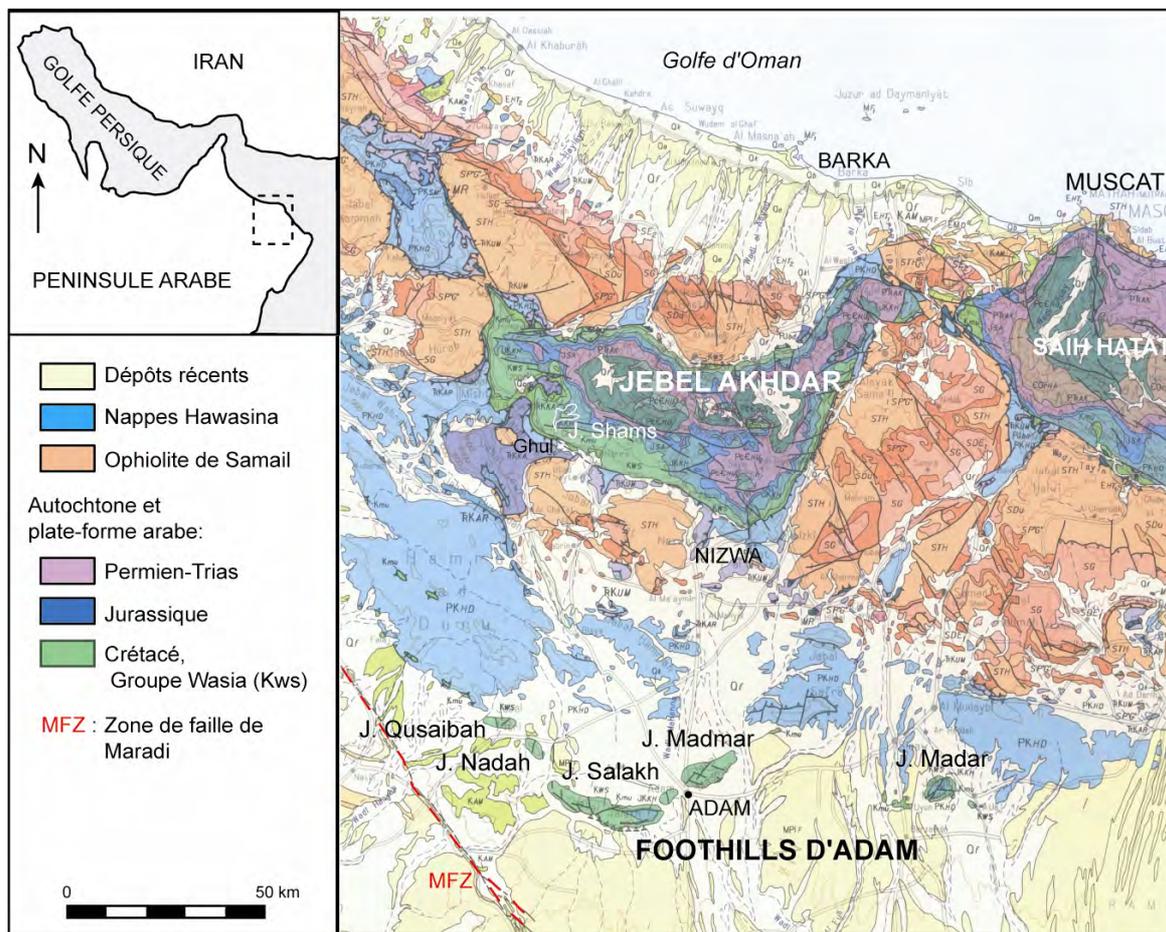


Figure I-1 : Localisation des affleurements du Groupe Wasia (Formations Nahr Umr et Natih, Crétacé moyen) dans le nord de l'Oman (Béchenneq *et al.*, 1993).

Les corrélations stratigraphiques de haute-résolution entre les différents affleurements de la Formation Natih ont été réalisées par van Buchem *et al.* (1996, 2002) et ont servi de base à notre étude. Une série de nouvelles coupes détaillées ont été analysées dans les zones où affleurent les incisions du sommet de la première séquence de dépôt (Jebel Madar, Jebel Madmar et Jebel Shams). Les corrélations ont été effectuées en suivant les couches physiquement chaque fois que cela était possible. Les faciès ont été analysés à l'échelle macroscopique et microscopique (sur environ 150 lames minces) et une vingtaine d'analyses minéralogiques aux rayons X a été effectuée afin de caractériser certaines phases de cimentation.

2.1.2. Les données de subsurface

Les données de subsurface, données sismiques, diagraphies et carottes de forages, ont été mises à notre disposition par la compagnie pétrolière PDO (Petroleum Development Oman).

- *Les données sismiques*

En Oman, la base de donnée sismique est très étendue et dense du fait d'une acquisition facilitée par la présence de grandes étendues planes et désertiques au sud des Montagnes d'Oman. Ainsi l'« Intérieur Oman » est « sillonné » de lignes sismiques 2D et de blocs sismiques 3D depuis les affleurements des Foothills d'Adam au nord jusqu'aux déserts de la frontière méridionale du pays.

Pour notre étude, une dizaine de lignes sismiques 2D ont été étudiées dans la moitié nord de l'Oman afin d'établir le contexte stratigraphique régional. Deux de ces profils « e-f » et « g-h » seront présentés dans ce mémoire (*fig. I-2*).

Quatre blocs de sismique 3D ont été également étudiés dans la même zone géographique (*fig. I-2*) afin d'affiner la compréhension du contexte stratigraphique régional et d'analyser en détail l'image sismique des incisions, qui constituent l'objet principal de cette étude. Chaque bloc de sismique 3D couvre une surface allant de 700 à 1400 m². L'un de ces blocs, le bloc de Kauther, acquis en 2001, a été plus particulièrement étudié et interprété en détail, car il se trouve à proximité de la zone d'affleurement des Foothills. Il contient en outre des données de haute résolution

permettant une analyse précise des faciès sismiques, même sur des objets de petites dimensions tels que les incisions.

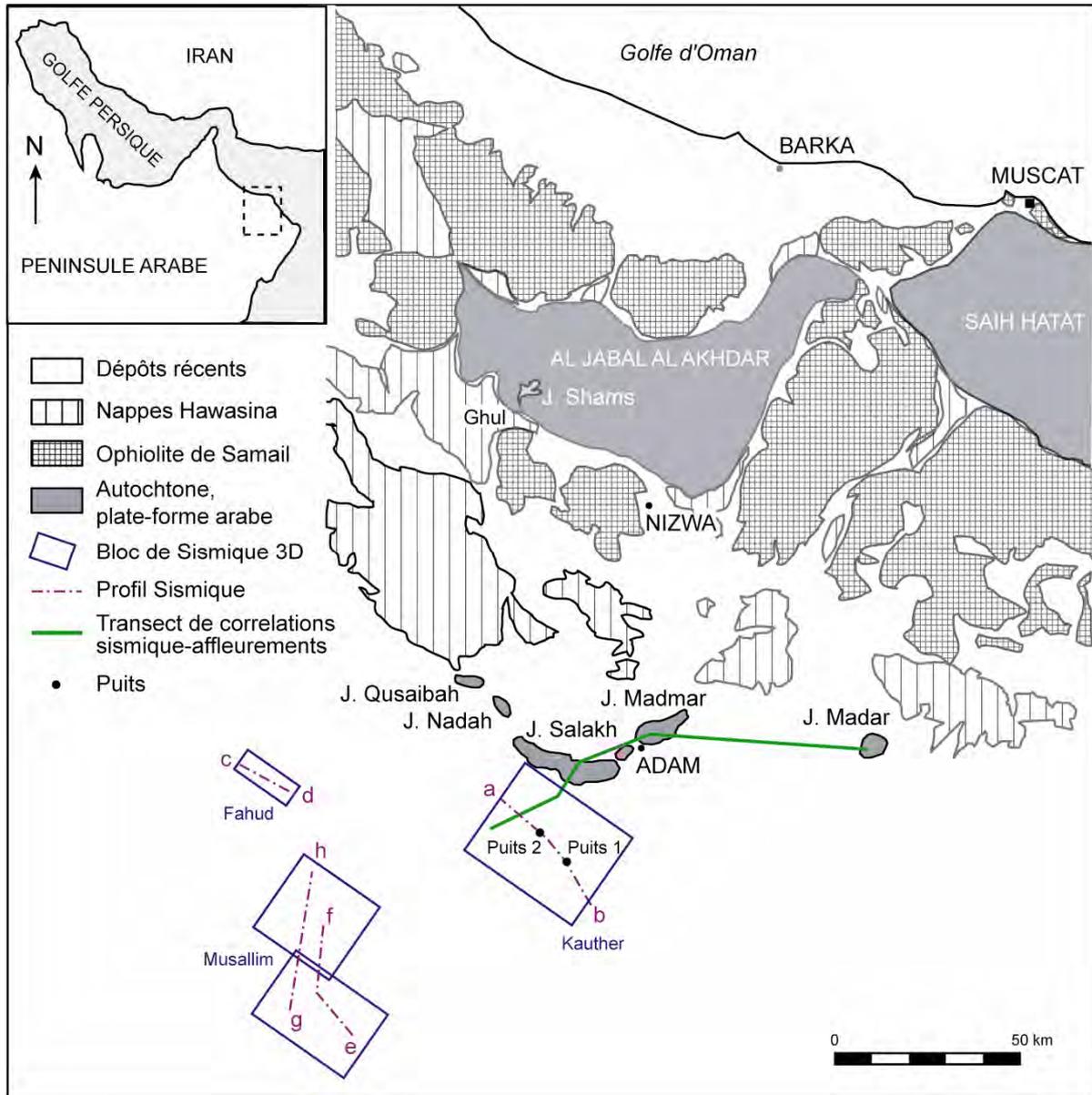


Figure I-2 : Localisation des données de subsurface et des affleurements étudiés dans ce travail.

L'interprétation sismique a été réalisée sur une station de travail SUN mise à disposition par l'équipe Exploration de PDO. Le module « SEISWORK » du logiciel Landmark-Openworks a été utilisé pour le pointé sismique et la création de cartes d'attributs.

- *Les données de puits*

Les diagraphies d'une dizaine de puits ont été utilisées dans notre étude. Elles ont servi tout d'abord pour le calibrage stratigraphique des données sismiques effectué par l'intermédiaire de sismogrammes synthétiques. Elles ont également été utilisées pour affiner les corrélations entre les données sismiques et les données d'affleurement. Les principales diagraphies analysées pour les corrélations sont celles du Gamma-ray et Neutron/Porosité (CNL) qui permettent de différencier les lithologies et d'interpréter la stratonomie avec plus ou moins de précision. Les diagraphies Sonic ou Vp qui fournissent des renseignements sur les vitesses de propagation des ondes sismiques ont été utilisées pour la réalisation de profils sismiques synthétiques directement comparables aux données sismiques réelles par modélisation sismique.

Dans le cadre d'un projet PDO de re-développement du champ de Fahud, de nouveaux puits d'exploration ont été forés afin de mieux comprendre les géométries et variations de faciès au sein du réservoir. Le Centre des Carbonates (JVRCCS) et l'Université Sultan Qaboos ont participé activement à ce projet, en particulier pour faire le lien entre les données d'affleurement et les données de subsurface. Une dizaine de carottes de forage dont sept très récentes (2004) couvrant la Formation Natih ont été étudiées. Les résultats de cette étude ne sont que partiellement et brièvement rapportés dans ce mémoire pour calibrer les interprétations régionales de stratigraphie sismique.

2.2. Méthodologie générale : une double approche

L'ensemble de cette thèse est basé sur une approche qui intègre données d'affleurements et données sismiques. Cette approche a été adoptée à deux échelles différentes (*fig. I-3*), à l'échelle régionale de la plate-forme (x100 km) et à l'échelle des corps sédimentaires et des réservoirs (x100 m à x1 km).

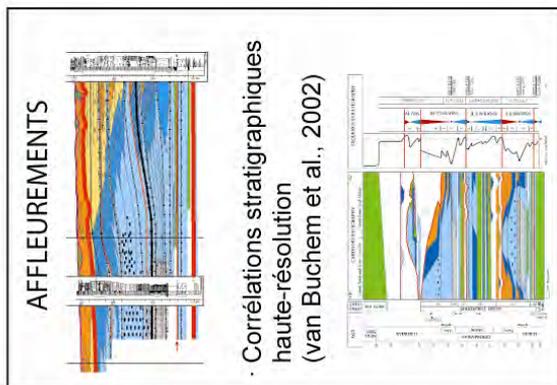
Afin de bien comprendre le contexte stratigraphique dans lequel les incisions étudiées se développent, une interprétation régionale de la séquence I a tout d'abord été effectuée dans la partie nord de l'Intérieur Oman. Cette étude a été réalisée à partir de données sismiques 2D et 3D, étroitement calibrées avec les interprétations stratigraphiques des affleurements de van Buchem *et al.* (2002). Elle a permis d'analyser l'évolution progressive de la géométrie des cortèges de dépôt au sein de cette séquence et, plus particulièrement, la réponse stratigraphique du système aux phases d'émersion successives.

A plus grande échelle, les incisions et leur remplissage ont fait l'objet d'une étude sédimentologique détaillée sur le terrain, dans trois zones d'affleurement : Jebel Madar, Jebel Madmar, et Jebel Shams (*fig. I-2*). Les faciès et géométries de remplissage ont été analysés et comparés entre les différents affleurements et entre les différents niveaux stratigraphiques. Les processus de formation et de remplissage des incisions ont ainsi pu être interprétés et les incisions replacées précisément dans le contexte stratigraphique régional. Ces incisions sont également visibles sur les données sismiques, ce qui permet de compléter leur analyse et particulièrement d'appréhender leur morphologie, leur extension et leur orientation.

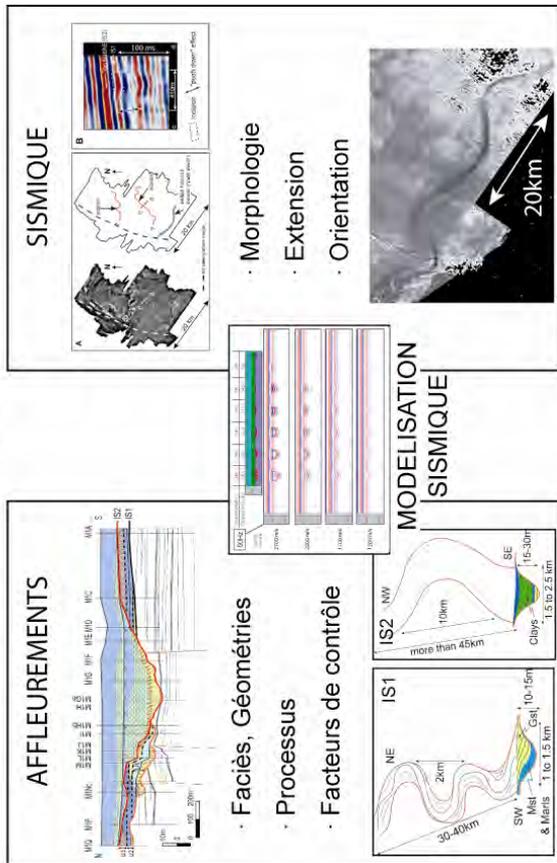
Afin de mieux caractériser et surtout de quantifier les différents paramètres qui contrôlent l'image sismique des incisions, une série de modèles sismiques a été effectuée (*annexe 2*). Ces modèles permettent également de mieux comprendre et même d'utiliser les artefacts que génèrent ce type de corps sédimentaires sur les données sismiques.

ECHELLE REGIONALE:

CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE



CARACTERISATION DES INCISIONS



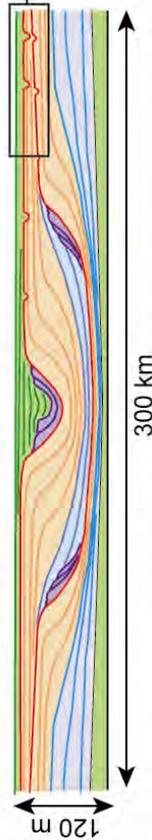
ITERATIONS

ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE

DES PHASES D'EMERSION

A LA TRANSITION

PLATE-FORME - BASSIN INTRASHELF

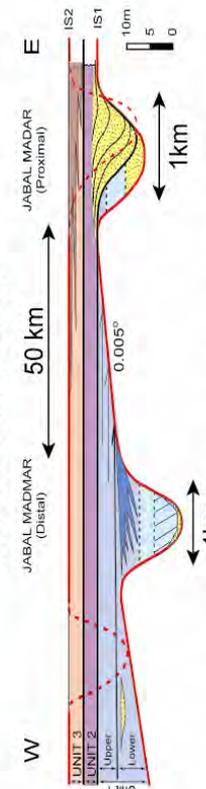


HETEROGENEITE DE L'ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE

ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE

DES PHASES D'EMERSION

SUR LA PLATE-FORME



HETEROGENEITES ASSOCIEES AUX SURFACES D'EMERSION: INCISIONS

Figure I-3 : Méthodologie générale de l'étude. Une double approche « affleurement-sismique » a été mise en œuvre à deux échelles : régionale et locale.

Le logiciel utilisé est GX2 développé par GX Technology Corporation. La modélisation sismique (« forward seismic modelling ») consiste à simuler la réponse sismique d'un transect géologique fictif ou réel, créant ainsi un profil sismique synthétique, directement comparable à une ligne sismique réelle (*fig. I-4*).

Il s'agit tout d'abord de convertir un modèle géologique en un modèle d'impédance acoustique en utilisant par exemple des données de vitesses de propagation des ondes sismiques fournies par certaines diagraphies (sonic, Vp). Le logiciel fournit ensuite la trace des rayons qui sont réfléchis, réfractés et/ou diffractés (selon les options choisies) sur les réflecteurs définis par les limites de couches présentant un contraste d'impédance acoustique. Des traces sismiques synthétiques sont alors générées par le logiciel en fonction des coefficients de réflexion calculés lors du tracé de rayons. Ces traces sismiques peuvent être générées pour plusieurs fréquences (20 à 100 Hz par exemple).

Les itérations constantes entre l'interprétation sismique, les observations de terrain et les modèles sismiques ont permis de mieux comprendre l'architecture du système étudié à l'échelle régionale et locale. Les itérations entre ces deux échelles s'avèrent indispensables pour appréhender le fonctionnement du système dans son ensemble et pour associer les processus liés aux phases d'émergence dans le temps et l'espace, depuis la plate-forme interne jusqu'au bassin intrashelf.

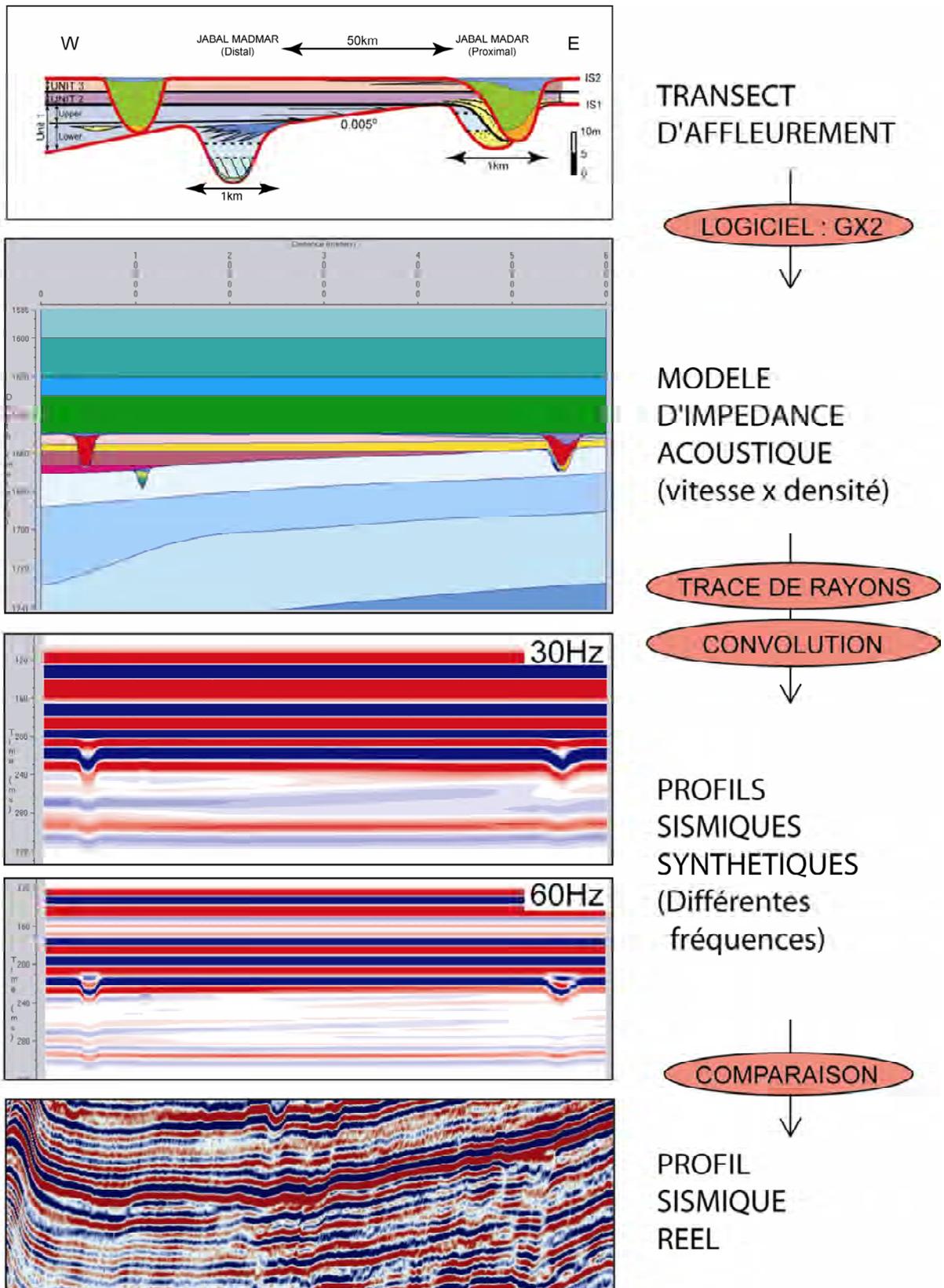


Figure I-4 : Les différentes étapes de la modélisation sismique. Le transect d’affleurement est converti en un modèle d’impédance acoustique, qui est ensuite convolué à une pulsation sismique pour créer un profil sismique synthétique. Ce profil synthétique peut ensuite être comparé à un profil sismique réel pour améliorer son interprétation.

3. PRESENTATION DU MEMOIRE

Ce mémoire est organisé en six chapitres. Après ce premier chapitre d'introduction, le deuxième chapitre fournit une synthèse bibliographique sur l'enregistrement des périodes d'émersion dans les systèmes carbonatés. Le contexte géologique de la Formation Natih et son organisation stratigraphique générale issue principalement de données bibliographiques sont ensuite présentés (Chapitre III). Le quatrième chapitre concerne plus particulièrement la première séquence de la Formation Natih et présente les résultats de l'étude stratigraphique intégrée, affleurement-sismique, à l'échelle régionale. Cette partie fournit ainsi le contexte général pour l'étude détaillée à l'affleurement et en sismique des incisions liées aux phases d'émersion au sommet de la première séquence (Chapitre V). Cette étude intégrée est étayée par les résultats de modélisation sismique dont le détail est développé dans l'*annexe 2*. A l'opposé des incisions, des systèmes de chenaux tidaux qui constituent également des hétérogénéités, se développent sur la plate-forme interne pendant les phases d'inondation. Ce type de système chenalisé, souvent associé à des barres bioclastiques en domaine de plate-forme interne, est analysé de manière comparative à partir des affleurements de la Formation Natih, dans la deuxième partie du chapitre V. L'ensemble des résultats de cette étude à différentes échelles sont synthétisés dans le dernier chapitre (chapitre VI). Celui-ci propose en outre une discussion sur les phénomènes analysés et leurs implications : origine des incisions, processus de remplissage, facteurs de contrôle des phénomènes associés aux phases d'émersion, implications sur les modèles stratigraphiques et les propriétés réservoir.

CHAPITRE II

ENREGISTREMENT DES PERIODES D'EMERSION DANS LES SYSTEMES CARBONATES

1. L'EMERSION D'UN SYSTEME CARBONATE	19
1.1. ORIGINE.....	19
1.2. INTERET DE LA RECONNAISSANCE ET DE L'ETUDE DES SURFACES D'EMERSION	19
2. PHENOMENES ASSOCIES AUX PHASES D'EMERSION ET CRITERES DE RECONNAISSANCE	21
2.1. EROSION	21
2.2. DISSOLUTION ET KARSTIFICATION	22
2.3. DIAGENESE PRECOCE	25
2.4. PEDOGENESE.....	31
2.5. FORMATION DE CROUTES CALCAIRES : CALICHE, CALCRETE ET SILCRETE	33
3. PRINCIPAUX FACTEURS CONTROLANT LE DEVELOPPEMENT ET L'INTENSITE DES PHENOMENES ASSOCIES A L'EMERSION	34
3.1. CONTEXTE CLIMATIQUE ET EUSTATIQUE GLOBAL	34
3.2. CONDITIONS CLIMATIQUES REGIONALES.....	35
4. PROBLEME DE LA PRESERVATION DES CRITERES DE RECONNAISSANCE D'EMERSION.....	37
5. IMPORTANCE DE L'ANALYSE DE L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DES SURFACES D'EMERSION	38

1. L'EMERSION D'UN SYSTEME CARBONATE

1.1. Origine

L'émersion d'un système carbonaté est la conséquence d'une chute du niveau marin relatif (ou lacustre) qui entraîne l'exposition aérienne de séries sédimentaires d'origine sous-aquatique.

Myroie et Carew (1995) expliquent que, dans certains cas, des barres bioclastiques peuvent localement constituer des hauts-fonds, entraînant la formation de replats de marée (« tidal flats »), de plages et de dunes carbonatées éoliennes, soumis à des émerisions périodiques et à un phénomène de « karstification syngénétique » (Jennings, 1968). Toutefois, Schlager (1993) souligne que l'émersion prolongée d'une plate-forme carbonatée ne peut pas être le résultat de seuls processus autocycliques ou d'un excès de production sédimentaire. Ainsi, l'émersion d'un système carbonaté peut être provoquée par deux phénomènes allocycliques : une chute eustatique du niveau marin ou un soulèvement du substratum d'origine tectonique ou thermique. Dans ce sens, l'altération météorique d'une plate-forme carbonatée constitue le marqueur d'une contrainte allogénique sur le système sédimentaire (Strasser, 1991).

Une phase d'émersion est enregistrée principalement sur la limite supérieure de la série sédimentaire considérée, par une lacune stratigraphique de non-dépôt et/ou d'érosion, ainsi que des critères pétrographiques et sédimentologiques indiquant une période d'exposition au milieu météorique (Esteban et Klappa, 1983). Les surfaces d'émersion et les dépôts sous-jacents sont en effet soumis à des phénomènes physiques, chimiques et biologiques, dont les effets sont plus ou moins bien préservés le long de ces discontinuités.

1.2. Intérêt de la reconnaissance et de l'étude des surfaces d'émersion

La reconnaissance de paléosurfaces d'émersion est essentielle pour l'analyse stratigraphique des séries sédimentaires. Ces surfaces témoignent d'une chute du

niveau marin relatif et représentent donc des limites de séquence de différents ordres. L'analyse de ces discontinuités permet de hiérarchiser ces limites de séquence et d'évaluer l'importance relative des lacunes stratigraphiques. La reconnaissance et l'étude des surfaces d'émersion aident donc à mieux contraindre l'évolution sédimentaire d'un système carbonaté dans le temps.

La reconnaissance des surfaces d'émersion est également essentielle dans l'industrie pour la prédiction des propriétés réservoir dans les champs pétroliers ou dans les systèmes aquifères. En effet, les processus associés aux phases d'émersion peuvent entraîner l'amélioration ou la dégradation de leur porosité et perméabilité primaire (Moore, 1979 ; Kyle, 1983) qui peut aboutir au développement de drains comme de barrières de perméabilité (« tight zones ») sous les surfaces d'émersion (Esteban et Klappa, 1983).

Enfin, la mise en évidence de surfaces d'émersion permet la prédiction de la géométrie des corps sédimentaires, indispensable à la définition des unités d'écoulement (« flow units ») dans les réservoirs. Dans le cas d'une chute du niveau marin relatif sous le sommet de la plate-forme (limite de séquence de type I au sens de Van Wagoner *et al.*, 1988), les phases d'émersion s'accompagnent d'une migration brutale des systèmes sédimentaires et du développement de prismes de régression forcée sur la bordure du bassin. En outre, des incisions peuvent se former sur le sommet des plates-formes émergées et engendrer ainsi des hétérogénéités importantes à l'échelle des réservoirs.

2. PHENOMENES ASSOCIES AUX PHASES D'EMERSION ET CRITERES DE RECONNAISSANCE

2.1. Erosion

Lors d'une émerision, les séries sédimentaires carbonatées sont soumises aux processus d'érosion côtière et/ou aérienne : érosion marine par les vagues ou la marée, érosion fluviale et éolienne. Ces surfaces d'érosion peuvent être mises en évidence par les relations géométriques entre les couches : structures d'onlap ou de troncature.

Les vallées incisées sont les structures d'érosion aérienne les plus facilement reconnaissables et les mieux étudiées (Wilson, 1967 ; Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991 ; Arnaud-Vanneau *et al.*, 1998 ; Esker *et al.*, 1998 ; Gomez-Perez *et al.*, 1998 ; Ferro *et al.*, 1999 ; Rankey *et al.*, 1999 ; Smith et Read, 2001). Les vallées incisées se développent par érosion fluviale sur une limite de séquence de type I (Van Wagoner *et al.*, 1988) et sont remplies par des faciès fluviaux et/ou estuariens pendant les périodes de bas niveau et de remontée du niveau marin.

Des incisions de taille plus petite formées pendant une chute du niveau marin relatif et remplies de sédiments carbonatés peu profonds sont très rarement décrites (Rankey, 2002).

Les phases d'émerision correspondent à des périodes de non-dépôt et parfois d'érosion sur le sommet de la plate-forme, entraînant des hiatus stratigraphiques plus ou moins importants qui peuvent donc être mis en évidence par les données biostratigraphiques selon leur degré de résolution.

La différenciation des hiatus de condensation qui se développent dans un milieu marin ouvert et des hiatus liés à une période d'émerision nécessite une analyse sédimentologique précise de cette surface et des faciès qu'elle sépare. Les périodes d'émerision s'accompagnent fréquemment d'une modification des systèmes sédimentaires ou tout au moins d'une variation brutale de faciès.

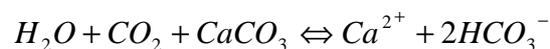
Des figures d'érosion apparaissent sur les surfaces d'émersion à différentes échelles. Toutefois, les figures de petite taille ont un faible potentiel de préservation. Elles sont en outre d'observation difficile car nécessitant le prélèvement d'échantillons de la surface d'émersion elle-même, qui est souvent altérée à l'affleurement.

Les discordances angulaires et troncatures sont de reconnaissance plus aisée à l'affleurement comme sur les données sismiques. L'échelle sismique est parfois plus appropriée, en particulier pour les érosions et les incisions avec un rapport de largeur/profondeur élevé et accompagnées de discordances d'angle très faible. Les outils d'interprétation sismique permettent une exagération verticale de ces structures qui sont alors plus facile à déceler.

Le développement de structures d'érosion sur les surfaces d'émersion est lié à la présence d'un agent érosif, tel que l'eau, sur la plate-forme émergée mais aussi à l'existence d'un gradient suffisant entre la surface topographique et le niveau de base. La charge et la nature des éléments solides transportés sont également des facteurs importants qui peuvent favoriser l'érosion.

2.2. Dissolution et karstification

L'émersion de dépôts carbonatés entraîne des réactions chimiques liées à la différence de composition entre l'eau de mer et l'eau météorique. Ces réactions tendent, de manière ultime, à ré-équilibrer le système « carbonate-eau » (*fig. II-1*) selon l'équilibre suivant :



Lorsque les eaux météoriques sont chargées en gaz carbonique (CO₂), elles entraînent la dissolution des carbonates émergés, soit de manière subtile et sélective (ex : dissolution moldique en zone vadose et phréatique), soit de manière plus importante avec la formation de karst (Esteban et Klappa, 1983 ; Bosak *et al.*, 1990).

La karstification s'exprime par des formes de surface ou épikarst (lapiaz, reliefs ruiniformes, dolines, poljé, avens, vallées sèches, canyons) et/ou par des formes souterraines (galeries souterraines, cavernes).

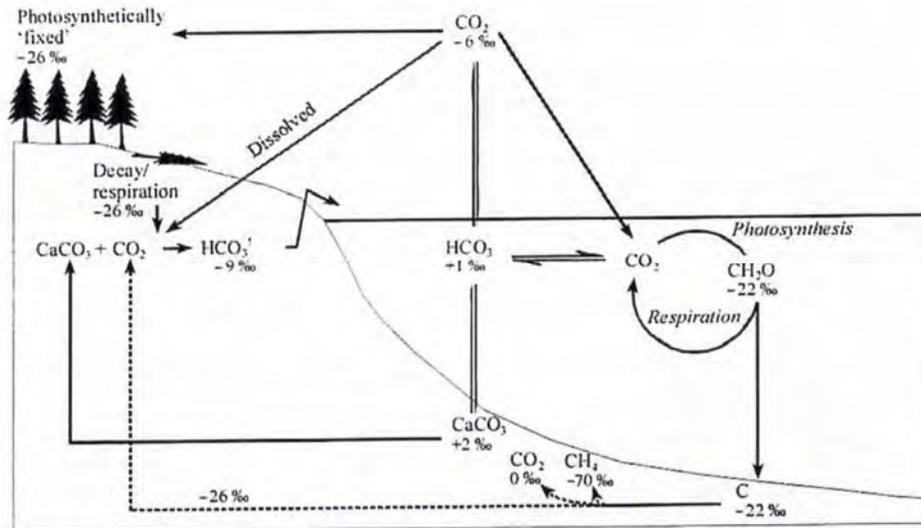


Figure II-1 : Représentation schématique du cycle du carbone (Cooke et Rohling, 2001).

La dissolution de roches carbonatées dans le milieu météorique dépend principalement (1) du climat, (2) de la couverture végétale, (3) de la lithologie des dépôts émergés, (4) de la paléotopographie et (5) de la durée d'émersion (Smith et Atkinson, 1976 ; Trudgill, 1976, 1985 ; White, 1984 ; Ford et Williams, 1989 ; Smart et Whitaker, 1990, 1991 ; Vanstone, 1998 ; Mylroie et Carew, 1995).

Le climat

Le type de climat dans la zone émergée est un facteur important de contrôle de la dissolution des carbonates puisqu'il détermine le volume des précipitations, leur teneur en CO₂ (agressivité) et la température. L'intensité de dissolution des carbonates est en effet directement proportionnelle à la quantité de pluie disponible (Smith et Atkinson, 1976 ; White, 1984 ; Vanstone, 1998) et à leur teneur en CO₂ (Trudgill, 1985 ; White, 1984). Le CO₂ contenu dans les eaux météoriques peut provenir soit de l'atmosphère, soit des sols. La température influence principalement la dissolution des carbonates par son effet sur l'intensité de l'activité biologique. Elle va également favoriser les réactions d'oxydation de la matière organique, entraînant une élévation de la teneur en CO₂. Un climat humide et chaud est donc plus favorable au développement de karst qu'un climat aride ou semi-aride.

La couverture végétale

La présence de couvert végétal entraîne la formation de sols et leur acidification par les processus de respiration des plantes et par la dégradation des tissus végétaux. Cette acidification permet aux eaux météoriques de se charger en CO₂, favorisant ainsi la dissolution du substrat carbonaté (White, 1984 ; Trudgill, 1985). La présence de sols favorise également l'infiltration des eaux météoriques vers le sous-sol grâce à la fracturation des roches par la croissance des racines.

La lithologie du substratum

La minéralogie de la matrice et des éléments de la roche émergée influe sur ses propriétés de dissolution ou de résistance à la dissolution (Flügel, 1982 ; Vanstone, 1998). En particulier, une matrice hétérogène et la présence de porosité intercrystalline vont favoriser la dissolution.

En milieu météorique, la calcite est plus stable que l'aragonite, qui est elle-même plus stable que la calcite magnésienne (Flügel, 1982 ; Smart et Whitaker, 1991). Les roches et les éléments riches en calcite magnésienne et en aragonite vont donc se dissoudre plus facilement que ceux constitués de calcite pauvre en magnésium.

Enfin, la présence de matière organique dans les bioclastes ou dans la matrice peut produire, par réduction, un milieu acide qui favorise la dissolution.

La paléotopographie

A l'échelle de l'affleurement, la présence de discontinuités telles que des failles, des fractures, ou des plans de stratification, va favoriser l'infiltration de l'eau dans le sous-sol et ainsi favoriser la dissolution et la karstification.

A plus petite échelle, la paléotopographie influence la profondeur du niveau piézométrique qui est un facteur important puisqu'il détermine l'épaisseur de l'intervalle d'infiltration (zone vadose) et donc l'étendue verticale potentielle des

karsts. La profondeur du niveau piézométrique détermine également l'intensité de l'activité biologique au niveau de la surface émergée (Webb, 1994 ; Mylroie et Carew, 1995). En effet, si le niveau piézométrique se trouve proche de la surface d'émersion, l'écosystème de surface est largement approvisionné en eau, ce qui entraîne une intense activité biologique et de hautes teneurs en CO₂, qui favorisent la dissolution. Dans le cas contraire, le couvert végétal sera réduit, et les phénomènes de dissolution seront également limités (Mylroie et Carew, 1995).

La durée d'émersion

La durée d'émersion joue un rôle important dans la formation de karst, puisque les phénomènes chimiques de dissolution sont contraints en partie par la cinétique des réactions. De plus, une durée d'émersion longue favorise le développement et la maturation des sols.

2.3. Diagenèse précoce

Une recristallisation en général calcitique intervient dans le milieu météorique suite à la phase de dissolution des minéraux métastables tels que la calcite magnésienne et l'aragonite (Friedman, 1964). Il est important de noter que ce type de recristallisation calcitique se produit également lors de l'enfouissement des roches carbonatées (Bathurst, 1975 ; Tucker et Wright, 1990 ; Morse et Mackenzie, 1990). La reconnaissance des surfaces d'émersion par l'étude des ciments nécessite donc une analyse précise non seulement des types de ciments mais aussi de leur morphologie, de leurs relations géométriques et chronologiques, de leur réponse en cathodoluminescence et de leurs caractéristiques géochimiques, comme la composition isotopique du carbone et de l'oxygène.

2.3.1. Ciments caractéristiques des milieux émergés/météoriques

Cimentation dans la zone vadose

Dans la zone vadose qui s'étend de la surface d'émergence jusqu'au niveau piézométrique (*fig. II-2*), deux phases fluides peuvent coexister dans le réseau poreux : l'air et l'eau. La phase liquide est soumise à des mouvements verticaux générés par la gravité et va être localisée par capillarité aux contacts des grains. Ces caractéristiques vont influencer sur la morphologie des ciments et ainsi fournir les principaux critères de reconnaissance de ce type de milieu. Ainsi, des ciments de calcite en ménisques ou microstalagmitiques (asymétriques ou pendants) caractérisent cette zone vadose (*fig. II-3A*). Le remplissage de cavités par des ciments géopètes indiquent également un remplissage de zones de dissolution secondaires sous l'influence de la gravité dans la zone vadose météorique.

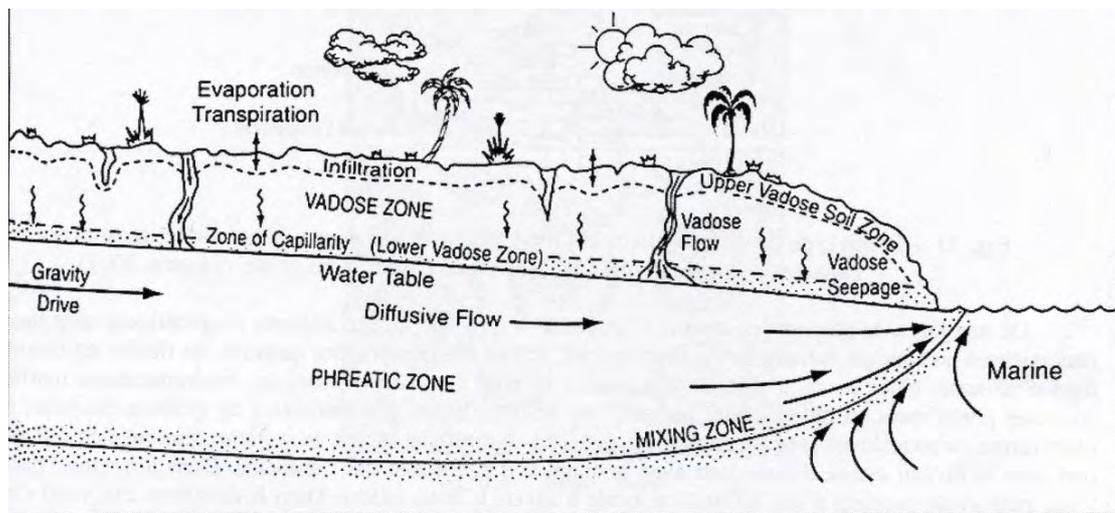


Figure II-2 : Les principaux environnements hydrologiques et diagénétiques du domaine météorique (Moore, 2001).

Cimentation en domaine phréatique

La zone phréatique se trouve sous le niveau piézométrique et est saturée d'eau météorique (*fig. II-2*). Les ciments phréatiques se distinguent par leur répartition homogène autour des grains qui reflète l'état de saturation en eau du sédiment. Des franges isopaques de cristaux de calcite équants circumgranulaires sparitiques sont

représentatifs de cette zone (*fig. II-3B*). L'aragonite y est totalement remplacée par ce type de cristaux de calcite dont la taille augmente vers le centre des pores (Longman, 1980). En cathodoluminescence, les cristaux de calcite d'origine météorique présentent des zonations illustrant des variations de composition chimique (Fe-Mn) (*fig. II-3C*).

2.3.2. Signature isotopique d'une phase d'émergence

Les rapports isotopiques de l'oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) et du carbone ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) peuvent être utilisés pour déterminer l'origine des fluides diagénétiques contrôlant la précipitation des ciments. La composition isotopique de l'oxygène d'un ciment est liée à la composition isotopique du fluide et à la température lors de sa précipitation. Une augmentation de température se traduit par une diminution du ^{18}O . Par contre, la composition isotopique du carbone d'un ciment est uniquement liée à la composition isotopique du fluide diagénétique précipitant le ciment.

Les ciments météoriques sont généralement constitués de CO_2 à isotopes légers qui provient des sols. Ainsi, une variation négative de la composition isotopique du carbone indique une origine météorique du ciment et donc une phase d'émergence (Allan et Matthews, 1982 ; Meyers et Lohmann, 1985 ; Immenhauser *et al.*, 2000).

Les eaux météoriques contenant moins de ^{18}O que l'eau de mer, un déplacement négatif dans la composition isotopique de l'oxygène fournit également un bon indice de ciment d'origine météorique (Meyers et Lohmann, 1985 ; Immenhauser *et al.*, 2000).

Une période d'émergence va donc généralement s'enregistrer dans les ciments par une variation négative des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène (*fig. II-4*). Au cours de la diagenèse météorique, l'évolution isotopique du carbone est cependant beaucoup plus lente que l'évolution isotopique de l'oxygène. Les ciments issus des premiers stades de diagenèse montrent donc seulement une variation négative de la composition isotopique de l'oxygène, la composition isotopique du carbone restant constante.

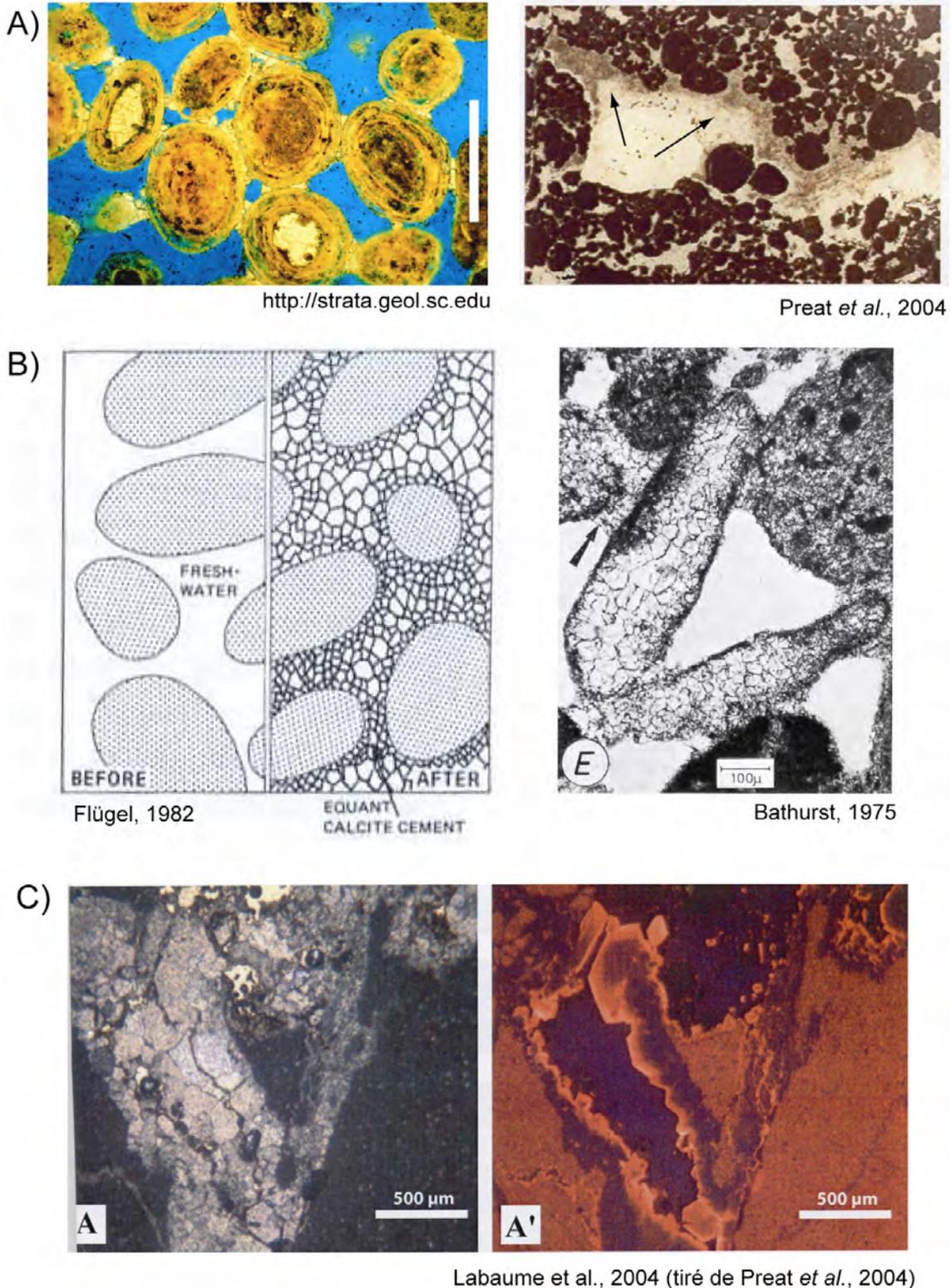


Figure II-3 : Les ciments caractéristiques des milieux vadose et météorique. A) Ciment de calcite en ménisque (à gauche) et ciments stalactitiques (à droite) caractéristiques du milieu vadose B) Cristaux de calcite équants, caractéristiques du milieu phréatique C) Photographie en lumière naturelle (à gauche) et par cathodoluminescence (à droite) du remplissage calcitique d'une fracture élargie par dissolution karstique. Les zones noires sont riches en Fe, les zones de luminescence orange vif riches en Mn, marquant une origine météorique des fluides.

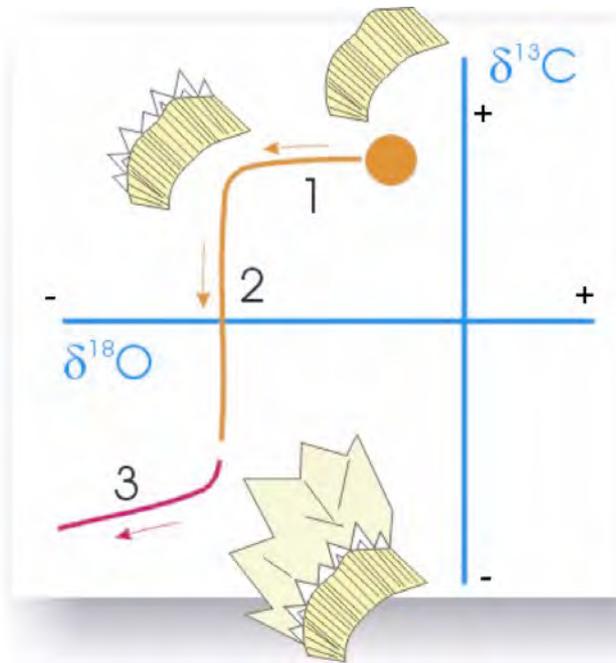


Figure II-4 : Représentation schématique du comportement des isotopes de l'oxygène et du carbone lors d'une émerSION (Boulvain, 2004). Une période d'émerSION s'enregistre dans les ciments par une variation négative des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène.

2.3.3. Phénomènes diagénetiques en milieu intertidal à supratidal

Lithification précoce

Les environnements intertidaux à supratidaux se caractérisent souvent par une lithification précoce des sédiments. La succession répétée de périodes d'assèchement, d'évaporation et d'humidification entraîne également des processus diagénetiques complexes (Hillgärtner, 1998). Ces processus peuvent être mis en évidence par (1) des indicateurs de dessiccation tels que des fentes circumgranulaires ou des fentes de dessiccation (*fig. II-5A*), (2) la précipitation d'évaporite, (3) la présence de pseudomorphoses de sel et (4) la formation de dolomites syngénétiques (voir paragraphe suivant). Dans certains cas, des tapis microbiens stromatolitiques avec des fentes allongées (« sheet cracks ») ou des mudstone à « bird-eyes » ou structures fenestrae (*fig. II-5B*) se développent dans ce type d'environnement.

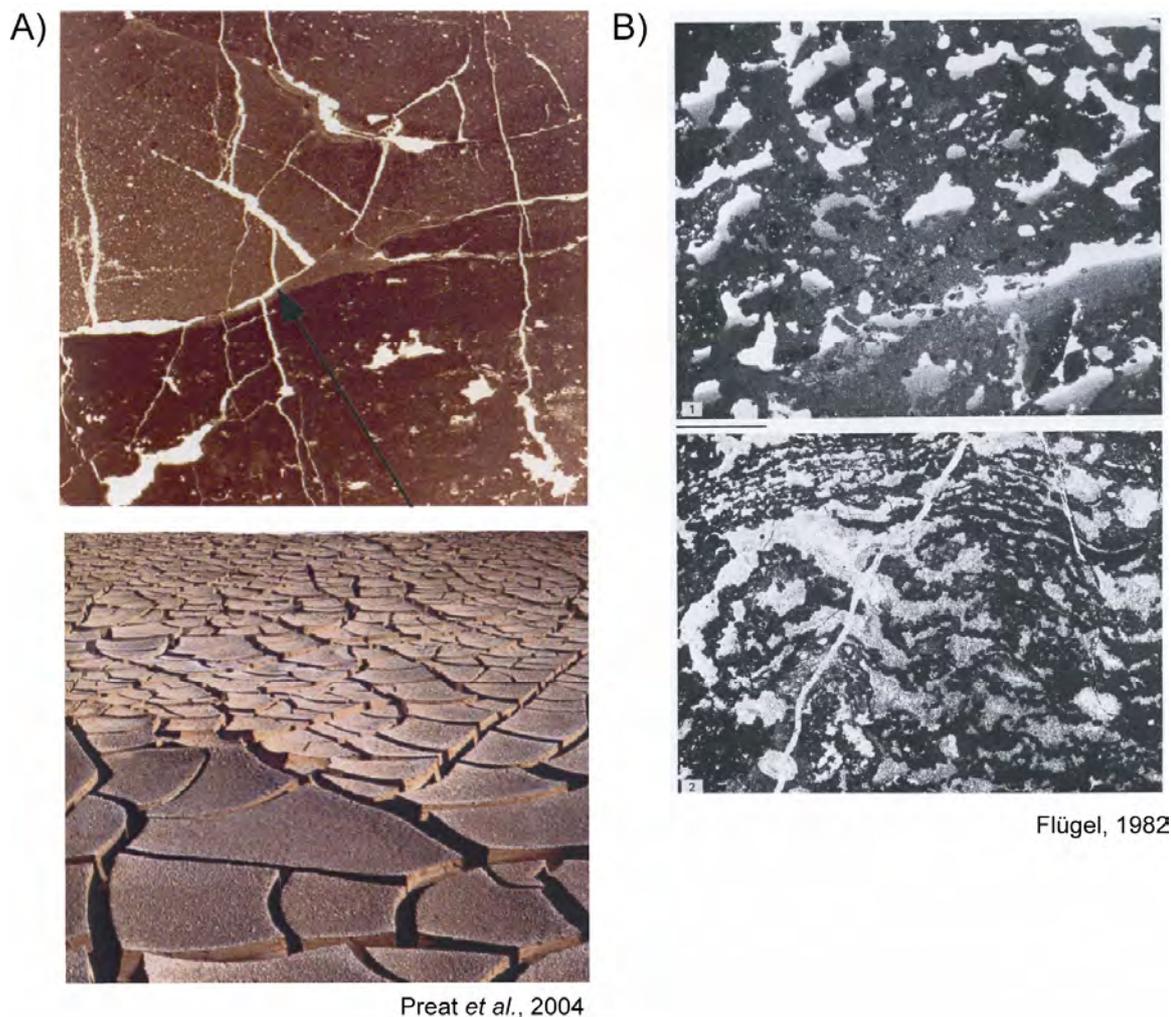


Figure II-5 : Critères de reconnaissance des milieux intertidal à supratidal A) Fentes de dessiccation en lame mince (photo du haut) et « mud cracks » (photo du bas) B) Mudstone à structures de type fenestrae.

Dolomitisation précoce

Un environnement évaporitique de type sebkha correspond à un domaine de plaine côtière de morphologie très plane, en climat aride ou semi-aride, dans lequel les fluides soumis à l'évaporation sont toujours renouvelés soit par de rares invasions marines, soit par pompage de l'eau de mer à travers le sédiment. Dans les premiers stades du processus évaporitique, des cristaux de dolomite précipitent, soit par remplacement de boues évaporitiques, soit par précipitation directe dans les eaux interstitielles du sédiment. Des climats plus humides vont inhiber la précipitation de dolomite par baisse de la salinité lors des précipitations (Preat et al., 2004).

L'origine évaporitique primaire des dolomites ne peut être prouvée que par leur caractère précoce, c'est à dire par la présence de ciments vadoses et de figures précoces de compaction, et par l'absence d'inclusions fluides biphasées. Il est également important que la présence de ces cristaux soit associée à d'autres critères sédimentologiques caractéristiques d'un environnement de sebkha (tapis algaires, fentes de dessiccation, etc.). Les cristaux de dolomite qui se forment dans cet environnement sont originellement de petite taille ($<5\mu\text{m}$) et présentent de nombreux sites de nucléation.

2.3.4. Compaction différentielle

La lithification précoce des roches soumises à une phase d'émersion entraîne des effets de compaction différentielle par rapport aux roches encaissantes lors de l'enfouissement. Des stylolites peuvent alors se former dans les roches sous-jacentes alors que des bandes de dissolution (« dissolution seams ») peuvent apparaître dans la couche située au dessus de la surface d'émersion (Buxton et Sibley, 1981 ; Bathurst, 1987 ; Clari *et al.*, 1995)

2.4. Pédogenèse

2.4.1. Structures associées aux paléosols

De nombreuses structures sédimentaires et pétrographiques sont associées au développement de sols et constituent donc d'excellents critères diagnostiques d'une période d'émersion. Dans les paléosols, peuvent être préservés: (1) des traces de racines ou rhizoturbations, (2) des fentes circumgranulaires (circum-granular cracks), (3) des pisolites (concrétions calcaires ; Bain et Foos, 1993 ; Wright, 1994), (4) des marbrures et nodules, (5) des cailloux noirs (Barthel, 1974 ; Seyfried, 1980), (6) des structures de type « alveolar-septal », et/ou (7) des cellules végétales calcifiées (microcodium).

Les processus diagénétiques associés à la pédogenèse détruisent généralement les structures et les textures primaires par micritisation intense et recristallisation.

L'influence des sols va également être enregistrée dans les ciments par un rapport isotopique du carbone dominé par des isotopes légers (^{12}C) (Alan et Matthews, 1982), et par des variations dans la teneur en éléments traces (Immenhauser *et al.*, 2000).

2.4.2. Minéralisation

Le développement de sols entraîne parfois la recristallisation de minéraux tels que la pyrite, l'hématite et la magnétite (Wright, 1994). Une émergence peut en outre conduire à un remaniement intense des sédiments et ainsi à la re-mobilisation d'un ensemble de minéraux. Ces minéraux sont pour la plupart magnétiques et vont donc créer des variations positives de susceptibilité magnétique, un critère supplémentaire de reconnaissance des surfaces d'émergence (da Silva et Boulvain, 2002).

Des horizons bauxitiques, très riches en Al_2O_3 et comportant des oxydes de fer, des minéraux argileux et titanés, de la goëthite ou de l'hématite peuvent également se former sous l'influence d'un couvert végétal en climat tropical. La bauxite se forme préférentiellement à partir de l'altération de roches métamorphiques, mais peuvent aussi dériver de « terra rossa » sur un substratum calcaire.

2.4.3. Formation d'argile et de silt vadose

La présence de sols favorise le phénomène d'illuviation et de décalcification des carbonates. Ainsi, les argiles insolubles se concentrent et migrent vers les horizons inférieurs avec parfois formation de « coulées » argileuses (Bhattacharyya et Chakraborty, 2000). Dans certains cas et particulièrement en climat méditerranéen, les résidus de dissolution des calcaires forment des argiles rouges appelées « terra rossa ». Elles sont appauvries en SiO_2 et riches en Fe_2O_3 , et font souvent l'objet d'une pédogenèse active. La présence de « terra rossa » peut entraîner une coloration des roches sous-jacentes qui pourra constituer un indice d'émergence.

2.5. Formation de croûtes calcaires : caliche, calcrète et silcrète

Dans les régions arides ou semi-arides, des croûtes calcaires, appelées caliches, peuvent se former en surface par évaporation et précipitation de carbonate de calcium (Goudie, 1973 ; Wright et Tucker, 1991). Le carbonate de calcium peut provenir de dissolutions locales ou de fluides extérieurs. Le faciès de caliche est principalement représenté par une texture grumeleuse de micrite à péloïdes comprenant des canaux et des fentes microsparitiques.

Le même phénomène de lithification peut se produire sur des sols et former ainsi des calcrètes formées par une cimentation calcaire ou des silcrètes résultant d'une cimentation siliceuse (Wright et Tucker, 1991 ; Webb et Golding, 1998). Ces faciès ont généralement un aspect bréchique ou conglomératique, présentant des critères propres aux paléosols.

3. PRINCIPAUX FACTEURS CONTROLANT LE DEVELOPPEMENT ET L'INTENSITE DES PHENOMENES ASSOCIES A L'EMERSION

Les principaux facteurs qui contrôlent le développement et l'intensité des processus physiques et chimiques associés aux phases d'émersion d'un système carbonaté sont (1) la durée et l'amplitude des variations du niveau marin relatif et (2) le climat. Le contexte climatique et eustatique global a donc une influence importante, à laquelle s'ajoute l'effet des paramètres régionaux dans la zone émergée.

3.1. Contexte climatique et eustatique global

3.1.1. Les périodes « icehouse »

Pendant les périodes de glaciation continentale de type « icehouse » (Protérozoïque supérieur, Ordovicien supérieur, transition Carbonifère - Permien et Néogène), l'atmosphère comporte de faibles teneurs en CO₂ et les variations du niveau marin sont contrôlées par des cycles de basse fréquence (100-400 ka) et de forte amplitude (50 à 100 m, voire plus) (Heckel, 1980, 1994 ; Goldhammer *et al.*, 1991 ; Watney *et al.*, 1991 ; Read, 1998). Pendant ces périodes, l'agressivité des eaux météoriques est relativement faible, mais la durée et l'amplitude des émergences sont relativement élevées. Les périodes d'émersion sont alors enregistrées par des discontinuités bien marquées, souvent soulignées par des incisions importantes d'extension régionale (Read, 1998).

3.1.2. Les périodes « greenhouse »

Pendant les périodes chaudes de type « greenhouse » (fin Cambrien à Ordovicien Moyen, Silurien - Dévonien inférieur, Trias moyen à supérieur, plusieurs périodes du Jurassique et du Crétacé, Paléocène-Eocène ; Read et Horbury, 1993), l'atmosphère est plus riche en CO₂ et les variations du niveau marin sont contrôlées par des cycles de haute fréquence (10-20 ka) et de faible amplitude (quelques mètres), sur lesquels sont superposés des cycles de plus basse fréquence (100-400 ka) et de faible

amplitude (Koerschner et Read, 1989 ; Bond *et al.*, 1991 ; Goldhammer *et al.*, 1993 ; Read, 1998). Pendant ces périodes, l'agressivité des eaux météoriques est élevée, mais la durée et l'amplitude des émergences sont relativement faibles. Les phases d'émergence sont alors généralement marquées par des discontinuités mineures (Read, 1998), excepté dans les zones à climat humide.

3.1.3. Périodes de transition

Pendant les périodes de transition entre les contextes greenhouse et icehouse (début Cambrien, fin de l'Ordovicien Moyen et fin de l'Ordovicien, fin du Dévonien Supérieur, début du Carbonifère, transition Permien inférieur-Permien supérieur, parties du Jurassique et du Crétacé, et Oligocène-Miocène), les variations du niveau marin sont dominées par des cycles de 40 ka et 100-400 ka avec des amplitudes allant jusqu'à 30 m, voire plus, pour les cycles de 400 ka (Elrick et Read 1991 ; Smith, 1996 ; Read, 1998). Pendant ces périodes, l'agressivité des eaux météoriques doit être moyenne et la durée et l'amplitude des émergences sont faibles à moyennes. Les périodes d'émergence sont généralement marquées par des discontinuités relativement étendues. L'ampleur des phénomènes diagénétiques dépend fortement du climat régional.

3.2. Conditions climatiques régionales

Les conditions climatiques régionales déterminent le volume des précipitations et favorisent donc, soit la dissolution et la karstification des séries carbonatées, soit la précipitation de CaCO₃ et la formation de croûtes calcaires (Vanstone, 1996).

3.2.1. Climat humide/tropical

En climat humide, le volume important des précipitations favorise les phénomènes de dissolution et la formation de sols. Les températures élevées aident au développement de l'activité biologique et favorisent donc les réactions d'oxydation de la matière organique. Dans le cas où la durée et l'amplitude des périodes d'émergence sont suffisamment élevées, ce type de climat est propice à la formation de karst. Des silts

vadoses et des résidus argileux, provenant de la décalcification des carbonates, peuvent se déposer dans les cavités de dissolution.

3.2.2. Climat tempéré

En climat tempéré, les phénomènes de dissolution et de précipitation se produisent alternativement, entraînant ainsi la formation de cavités à différentes échelles remplies par des ciments météoriques précoces qui peuvent être de nouveau dissous et remplacés par des ciments plus récents. Une évolution complexe des ciments sera alors enregistrée. De plus, les fluctuations périodiques du niveau piézométrique liées à l'alternance des saisons élargissent la « zone de transition » entre le milieu vadose et le milieu météorique où se produit l'essentiel des processus diagénétiques. Sous ce type de climat, la végétation est bien développée et des croûtes carbonatées de type calcrète peuvent se former pendant les saisons sèches.

3.2.3. Climat semi-aride à aride

Un climat aride ou semi-aride favorise les processus évaporitiques et la dolomitisation précoce dans les zones où l'apport en eau météorique ou marine est suffisante (zone supratidale).

Sur une plate-forme en permanence émergée, les processus de diagenèse météorique sont limités. La phase d'émersion sera alors enregistrée par une surface microkarstique présentant des petites cavités et des conduits (Choquette et James, 1987 ; Wright, 1988 ; James et Choquette, 1988).

Des croûtes calcaires ou siliceuses peuvent se former sur la surface émergée par dissolution-précipitation, limitant ainsi l'infiltration des pluies éventuelles et favorisant un écoulement superficiel. Des phénomènes d'érosion peuvent également se développer. Ils seront d'autant plus importants que la durée d'émersion sera longue et que le gradient hydraulique sera important.

4. PROBLEME DE LA PRESERVATION DES CRITERES DE RECONNAISSANCE D'EMERSION

Malgré le nombre important de phénomènes physico-chimiques qui se produisent pendant l'émersion d'un système carbonaté, les critères macroscopiques d'émersion qui leur sont associés sont rarement préservés sur les paléosurfaces d'émersion ou sont très discontinus (Esteban et Klappa, 1983 ; Moshier *et al.*, 1988 ; Budd *et al.*, 1995 ; Fouke *et al.*, 1995 ; Hillgartner, 1998 ; Holland et Partzkowsky, 1998 ; Vanstone, 1998 ; Immenhauser *et al.*, 2000 ; Budd *et al.*, 2002 ; Sattler *et al.*, 2005).

Les structures et produits liés aux phases d'émersion tels que les paléosols, les résidus argileux et les structures micro-karstiques, sont fréquemment érodés et remobilisés par le processus de ravinement qui intervient lors de la transgression suivante (Rasmussen et Neumann, 1988 ; Posamentier et James, 1993 ; Driese *et al.*, 1994). Ces produits peuvent alors être mélangés aux nouveaux apports sédimentaires.

De nombreux phénomènes diagénétiques interviennent également au moment du ré-ennoyage de la plate-forme après une période d'émersion (Wright, 1997). L'eau de mer investit à nouveau les réservoirs carbonatés et le système eau-carbonate tend à se ré-équilibrer. La signature originelle des ciments météoriques est alors altérée, et donc plus difficilement reconnaissable.

Dans certains cas, le ré-ennoyage des plates-formes carbonatées donne lieu à la cristallisation de dolomites (Moss et Tucker, 1996 ; Immenhauser *et al.*, 2000 ; Sattler *et al.*, 2005). L'eau de mer constitue une source de Mg^{2+} et la transgression entraîne un mécanisme de pompage très efficace. Les silts calcitiques de remplissage karstique ou micro-karstique ainsi que les sédiments carbonatés de remplissage des terriers constituent des sites de nucléation pour la formation de cristaux de dolomites.

Dans le cas de discontinuités polygéniques liées à des variations rapides du niveau marin relatif, des hardgrounds perforés d'origine marine peuvent se surimposer aux surfaces d'émersions et ainsi éliminer ou altérer considérablement les critères d'émersion (Immenhauser *et al.*, 2000 ; Sattler *et al.*, 2005).

5. IMPORTANCE DE L'ANALYSE DE L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DES SURFACES D'EMERSION

Bien que les surfaces d'émersion représentent à elles-seules un environnement diagénétique particulier (Esteban et Klappa, 1983), leur évolution sous l'effet de la transgression suivante et de l'enfouissement en particulier, détériore et limite la préservation des critères diagénétiques diagnostiques de ces phases d'émersion. Les faciès de paléosols qui sont parmi les meilleurs critères caractéristiques des surfaces d'émersion sont rarement préservés.

Aussi, en l'absence de critères pétrographiques ou géochimiques diagnostiques, l'analyse stratigraphique des systèmes carbonatés peut fournir à elle-seule les éléments univoques démontrant l'existence de phases d'émersion. En effet, la présence de vallées incisées sur le sommet de la plate-forme et/ou l'existence de prismes de régression forcée sur les bordures du bassin, constituent les preuves irréfutables d'une phase d'émersion (Posamentier et Vail, 1988 ; Hunt et Tucker, 1992 ; Posamentier et James, 1993).

Le remplissage des vallées-incisées ou, à plus grande échelle, des incisions sur le sommet de la plate-forme constituent des unités stratigraphiques non préservées ailleurs sur la plate-forme. L'étude du remplissage des incisions apporte donc de précieux enseignements sur les phénomènes qui interviennent lors d'une période pour laquelle l'enregistrement sédimentaire reste très fragmentaire : origine de la surface d'incision, processus sédimentaires de comblement au début de la phase transgressive suivante, etc.

CHAPITRE III

CADRE GEOLOGIQUE

ET

STRATIGRAPHIE DE LA FORMATION NATIH

1. GEOLOGIE DES MONTAGNES D'OMAN.....	40
1.1. GRAND TRAITs STRUCTURAUX DE L'OMAN	40
1.2. EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA MARGE OMANAISE	42
2. STRATIGRAPHIE DE LA PLATE-FORME CRETACEE DE L'OMAN.....	48
2.1. LE GROUPE KAHMAH	48
2.2. LE GROUPE WASIA	51
2.2.1. <i>La Formation Nahr Umr</i>	51
2.2.2. <i>La Formation Natih</i>	54
3. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DE LA FORMATION NATIH.....	58
4. SURFACES D'EMERSION ET INCISIONS DANS LA FORMATION NATIH	72
5. PROBLEMATIQUES DE L'ETUDE.....	73

1. GEOLOGIE DES MONTAGNES D'OMAN

Le domaine étudié se situe dans le Sultanat d'Oman, sur la pointe orientale de la plaque arabe (*fig. III-1*). La série carbonatée crétacée affleure dans les unités autochtones des Montagnes d'Oman et a été explorée en subsurface dans la partie intérieure de l'Oman au sud cette chaîne de montagnes.

La série étudiée d'âge albien à turonien s'est accumulée sur la plate-forme arabe dans un contexte de marge passive. Puis vers la fin du Crétacé, elle a été impliquée dans un processus d'obduction sous les unités allochtones de la chaîne éoalpine formées de divers éléments de la marge passive et de lithosphère océanique. Actuellement, cette unité autochtone affleure dans la fenêtre tectonique du Jebel Akhdar à la faveur d'une structure anticlinale d'âge miocène. Il s'agit donc d'une série qui a connu un enfouissement de l'ordre de 10 km sous les nappes Hawasina et l'ophiolite de Samail (Glennie *et al.*, 1974; Le Métour *et al.*, 1995). Cette série du Crétacé supérieur affleure également dans la structure diapirique du Jebel Madar et dans les anticlinaux des Jebels Madmar, Salakh, Qusaibah et Nadah (« Adam Foothills ») au niveau de la zone frontale des chevauchements alpins (Béchenec *et al.*, 1992). Les dépôts de même âge ont été étudiés en subsurface dans l'intérieur de l'Oman sous une couverture cénozoïque de 1,5 km d'épaisseur moyenne.

1.1. Grand traits structuraux de l'Oman

Les grands traits structuraux des Montagnes d'Oman ont été principalement établis suite aux travaux de K.W. Glennie *et al.* (1974) et d'une cartographie géologique régulière du BRGM dans les années 1980-90. Une série de résultats scientifiques a notamment été publiée à l'issue du congrès international sur la Géologie de l'Oman de Mascate (Robertson *et al.*, eds., 1990).

La chaîne des Montagnes d'Oman édiflée sur la bordure orientale de la plaque arabe (*fig. III-2*) résulte de deux phases de déformation, l'une d'âge crétacé supérieur (phase éoalpine), l'autre d'âge miocène (phase alpine).

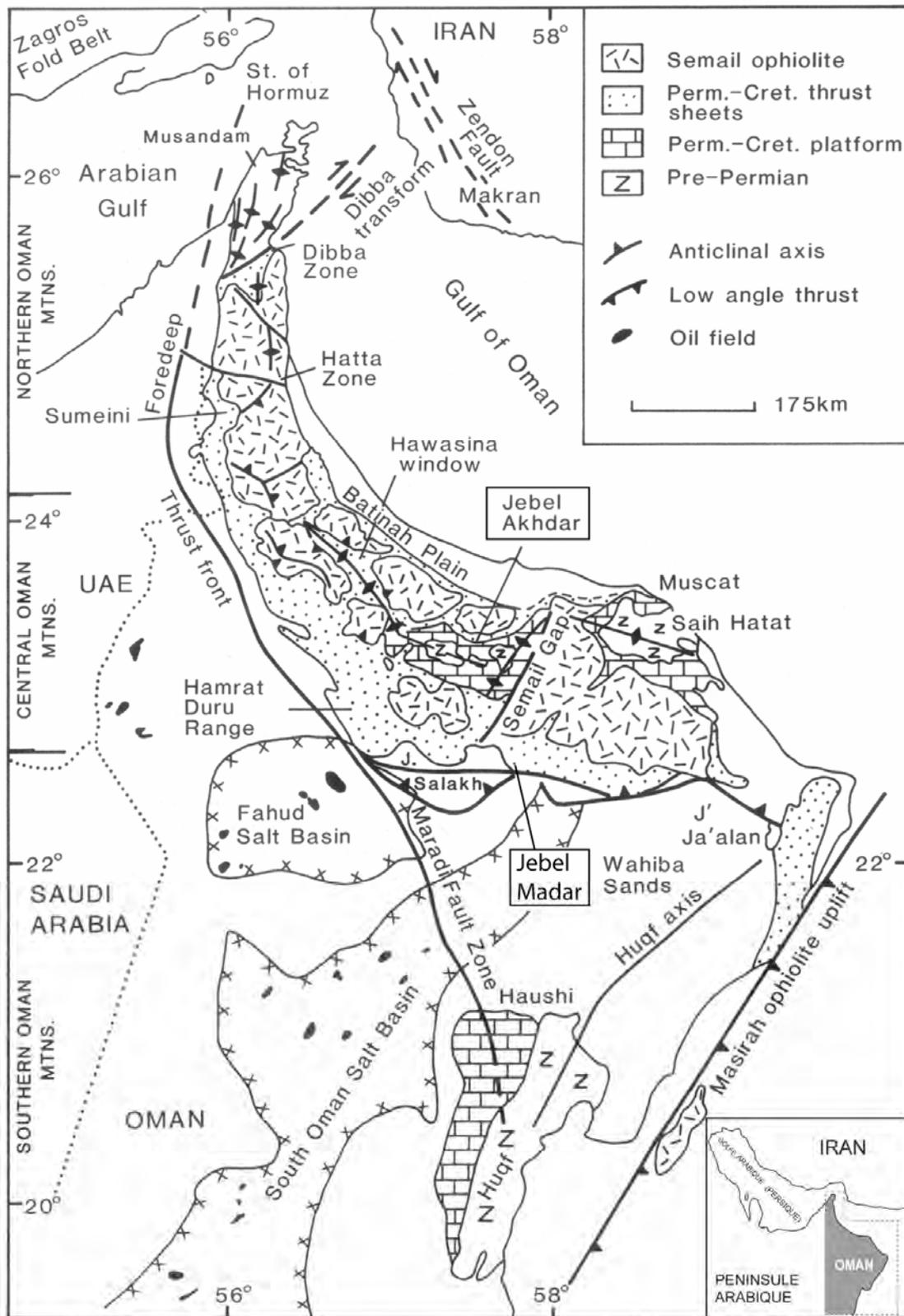


Figure III-1 : Carte structurale de l'Oman (Robertson *et al.*, 1990, modifié de Glennie *et al.*, 1974 et Hughes Clarke, 1988).

Cette chaîne est constituée de trois grandes unités structurales (*figs. III-1 et III-3*).

Les unités autochtones affleurent dans les fenêtres du Jebel Akhdar et du Saih Hatat ainsi que dans les « foothills » d'Adam. Elles sont composées de formations du Néoprotérozoïque au Paléozoïque inférieur (« Autochtone A ») recouvertes en discordance par une épaisse série sédimentaire du Permien au Crétacé principalement composée de carbonates de plate-forme (« Autochtone B »).

Les unités allochtones sont issues de la partie externe de la marge continentale (nappes Hawasina) et de la lithosphère océanique de la Néo-Téthys (ophiolite de Samail). Elles se sont mises en place à la fin du processus d'obduction qui a affecté cette bordure de la plate-forme arabe au Campanien.

Les unités post-nappes sont représentées par une couverture sédimentaire du Campanien supérieur au Quaternaire qui repose en discordance sur les structures éoalpines. Ces dépôts ont été plissés et faillés lors de la phase alpine miocène.

1.2. Evolution géodynamique de la marge omanaise

Les séries étudiées se sont accumulées durant le Crétacé supérieur sur la marge passive de la Néo-Téthys. L'évolution géodynamique de cette portion de marge contrôlée à la fois par les ouvertures océaniques de la Néo-Téthys au nord et celles du proto-Océan Indien à l'est apparaît comme relativement complexe (*fig. III-4*).

Au cours du Permien se produit une fragmentation de la partie septentrionale du super-continent Gondwana sur la marge sud de la Paléo-Téthys. Du Permien au Trias, la marge passive de la plaque arabe est alors le siège d'une puissante sédimentation de plate-forme carbonatée peu profonde (formations de Saiq et Mahil) (Béchenec, 1988 ; Béchenec *et al.*, 1990 ; Pillevuit, 1993).

La fin du Trias et le début du Jurassique se caractérisent par une chute du niveau marin relatif qui se traduit sur la plate-forme arabe par une discontinuité stratigraphique importante, et le développement de faciès terrigènes lors de la transgression liasique.

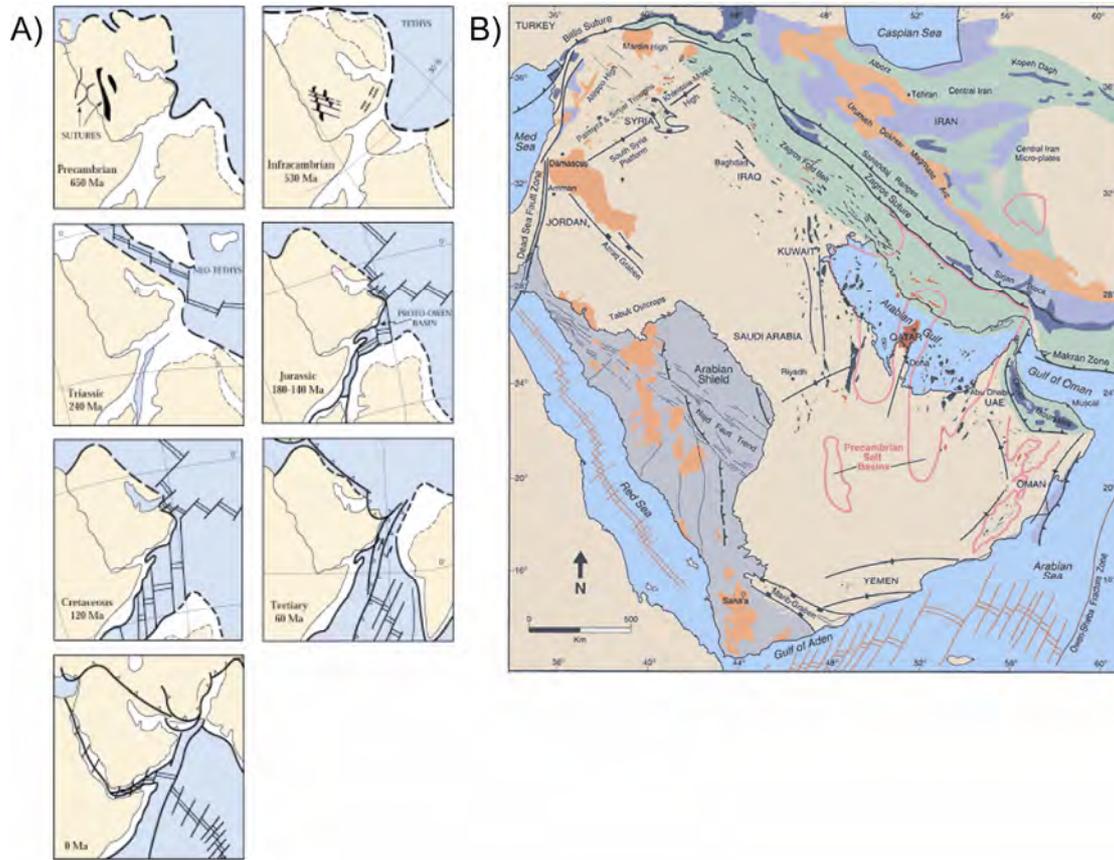


Figure III-2 : Configuration des plaques lithosphériques du Moyen Orient. A) Evolution tectonique simplifiée de la plaque arabe (Loosveld *et al.*, 1996). B) Localisation actuelle des éléments structuraux majeurs de la plaque arabe et de l'Iran (Konert *et al.*, 2001).

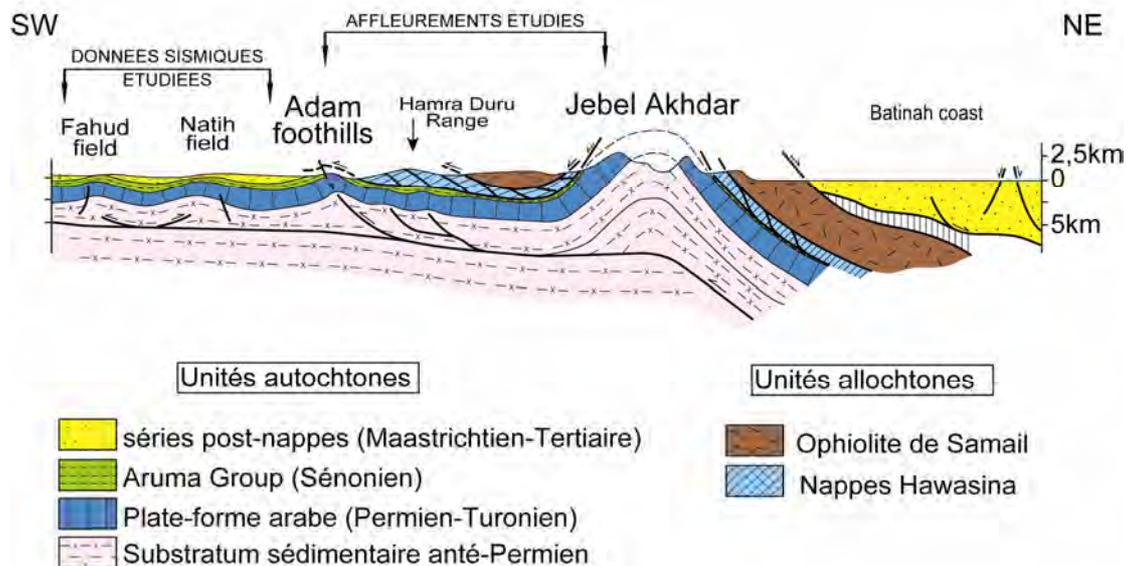


Figure III-3 : Coupe géologique des Montagnes d'Oman (Hanna, 1990).

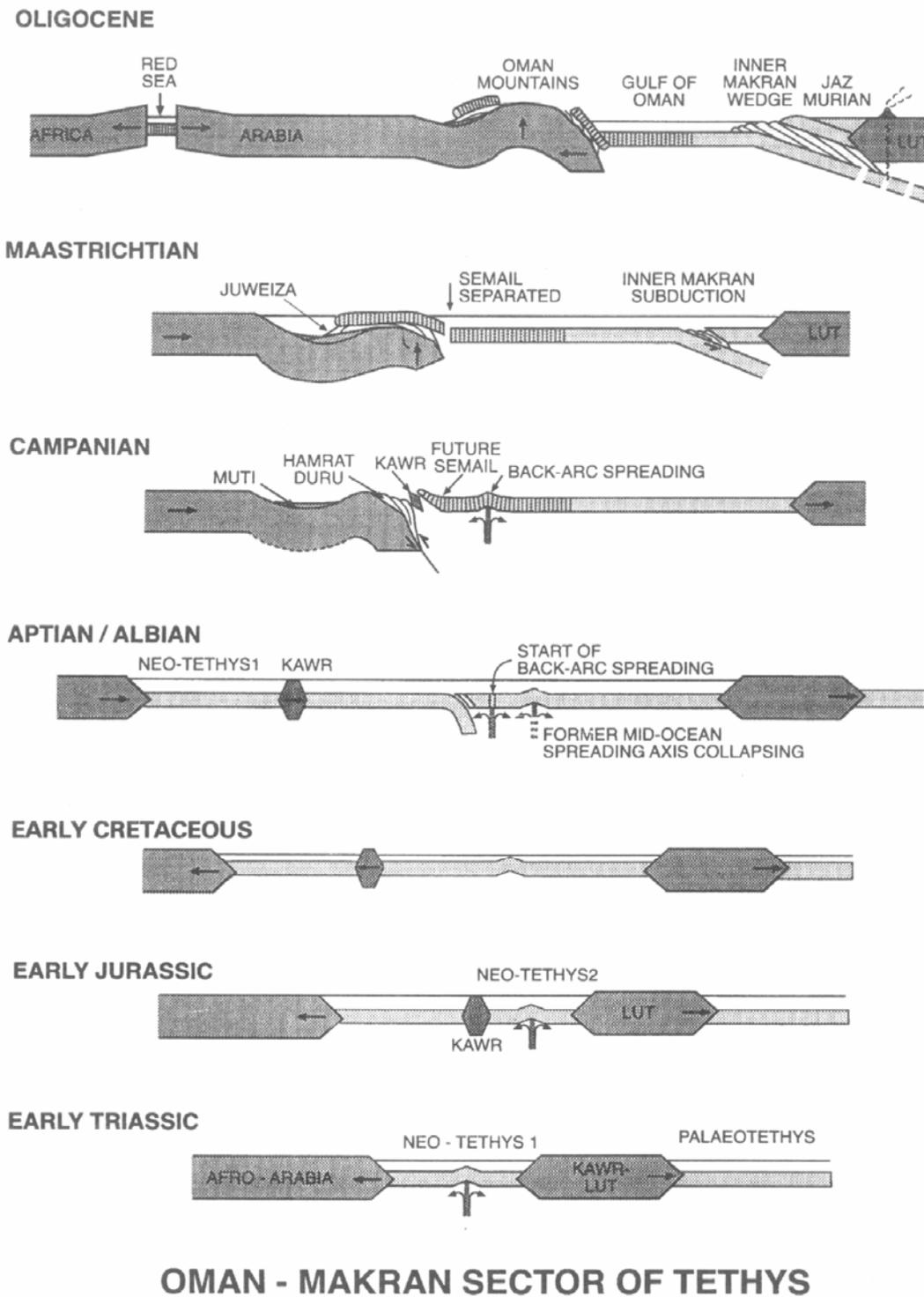


Figure III-4 : Les différentes étapes de l'évolution géodynamique de la marge omanaise (Glennie *et al.*, 1974).

Le Jurassique correspond à une période de relative stabilité tectonique de la marge passive, enregistrée par des dépôts de plate-forme carbonatée à dominance oolithique (Groupe de Sahtan). Durant le Jurassique supérieur se produit un basculement général vers l'ouest de la bordure omanaise de la plate-forme arabe, responsable d'un important biseau d'érosion d'ouest en est des séries jurassiques dans les unités autochtones (Rabu, 1988 ; Rabu *et al.*, 1990 ; Rousseau, 2004) (*fig. III.5*). Ce soulèvement de la bordure orientale de la plaque arabe est interprété comme résultant de la phase de rifting précédant l'ouverture océanique du proto-Océan Indien.

Durant le Tithonien, la marge omanaise se trouve soumise à une importante subsidence thermique liée au processus d'ouverture océanique précité. Intervient alors un affaissement généralisé de cette bordure de la plaque arabe qui se traduit par le développement de faciès hémipélagiques (Formation de Rayda) recouvrant en discordance différents termes de la série jurassique préalablement érodée (Rabu *et al.*, 1990 ; Pratt et Smewing, 1993 ; *fig. III.5*).

La période du Crétacé inférieur au Turonien se caractérise par le développement de vastes plates-formes carbonatées. Dans un premier temps (Berriasien – Hauterivien), les prismes de dépôts de plate-forme progradent rapidement vers le nord et assurent ainsi le comblement du bassin hémipélagique de Rayda (Lebec, 2004). Ensuite, les systèmes carbonatés se succèdent avec des géométries variées en aggradation-progradation ou en progradation en fonction des variations relatives du niveau marin et du taux de production carbonatée. Une discontinuité importante liée à un « uplift » de la plaque arabe à l'Aptien supérieur sépare les deux grands cycles de développement des systèmes carbonatés représentés à l'échelle de la plate-forme arabe par les groupes lithostratigraphiques de Kahmah (Tithonien supérieur – Aptien) et de Wasia (Albien - Turonien) (Alsharhan et Nairn, 1986, 1988 ; van Buchem *et al.*, 2002).

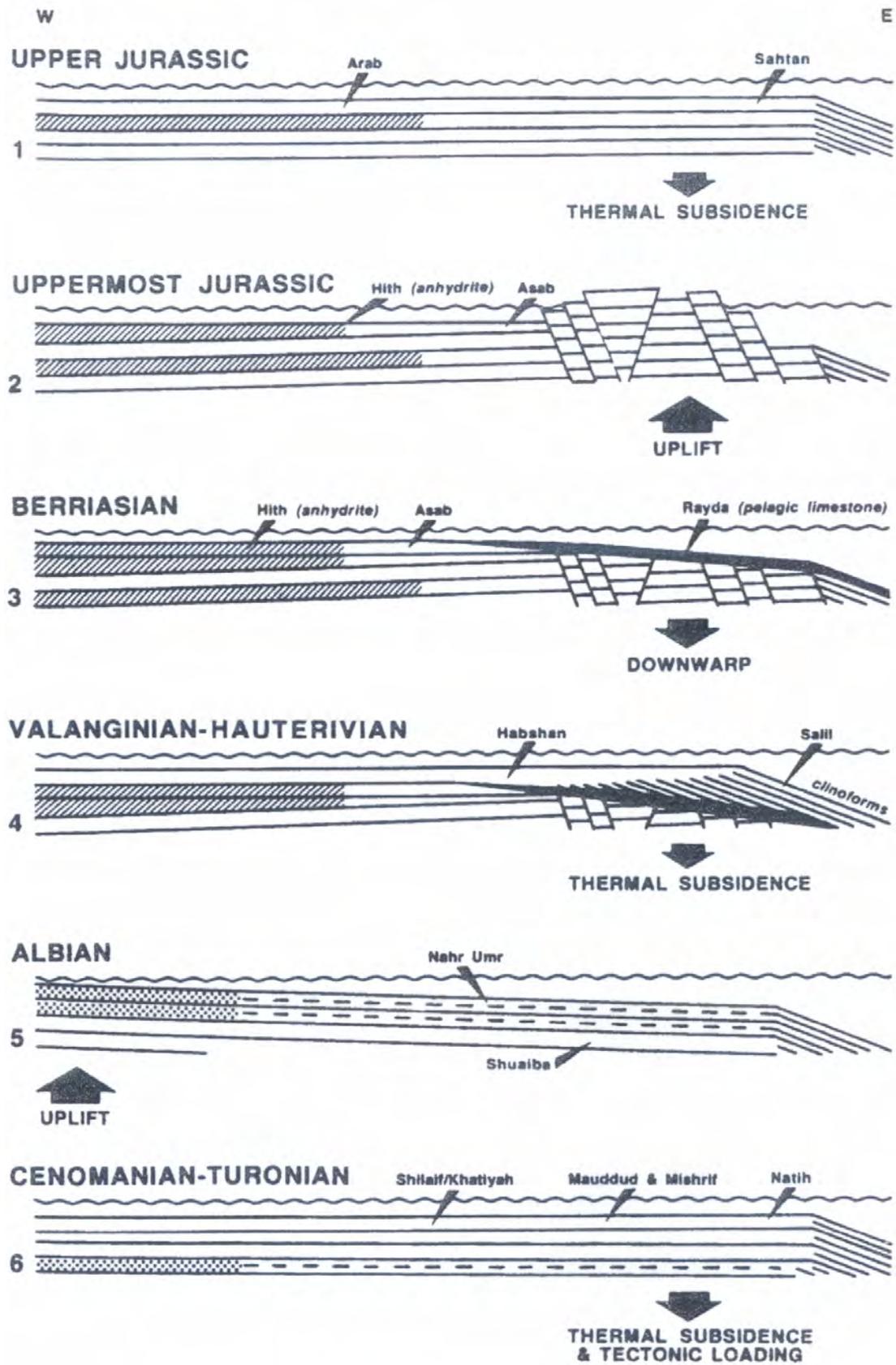


Figure III-5 : Les évènements tectono-stratigraphiques au Crétacé inférieur pour la plaque arabe (Pratt et Smewing, 1993).

Au cours du Crétacé supérieur, l'ouverture de l'Atlantique sud induit une rotation de la plaque arabo-africaine et l'apparition d'une zone de convergence majeure dans le domaine océanique sud-téthysien. Le raccourcissement de plusieurs centaines de kilomètres de la marge passive omanaise et de la lithosphère océanique s'effectue selon un processus complexe de subduction intra-océanique (Glennie *et al.*, 1974 ; Boudier *et al.*, 1985 ; Beurrier, 1988) et continentale (Béchenec *et al.*, 1990 ; Le Métour *et al.*, 1990 ; Breton *et al.*, 2004).

Ces phénomènes de subduction aboutissent finalement à l'obduction de la lithosphère océanique (ophiolite de Samail) et au charriage des séries sédimentaires de la partie externe de la marge (nappes Hawasina) sur la plate-forme arabe (unités autochtones). L'évolution éoalpine de ce domaine se termine par une exhumation de la croûte continentale subductée et par un « uplift » généralisé de la zone des Montagnes d'Oman soumise à une érosion dès la fin du Campanien (Béchenec *et al.*, 1990 ; Nolan *et al.*, 1990 ; Breton *et al.*, 2004).

Après cette phase orogénique éoalpine, la zone des Montagnes d'Oman devient le siège d'une sédimentation principalement carbonatée entre le Maastrichtien et le Miocène (unités post-nappes). Cette bordure de la plate-forme arabe évolue au cours de cette période dans un contexte tectonique relativement calme mais complexe, les séries sédimentaires enregistrant les effets des différents événements géodynamiques qui affectent les bordures de la plaque arabe : subduction du Zagros et du Makran durant le Paléogène et le Néogène, obduction de l'ophiolite de Masirah à la fin du Crétacé et au Paléocène, ouverture du golfe d'Aden et de la Mer Rouge à l'Oligocène et au Miocène, etc.

Une nouvelle phase de déformation compressive intervient au Miocène dans un contexte de collision alpine entre l'Arabie et l'Asie. Elle est responsable de la structure actuelle des Montagnes d'Oman qui se caractérise notamment par de vastes structures anticlinales comme celle du Jebel Akhdar.

2. STRATIGRAPHIE DE LA PLATE-FORME CRETACEE DE L'OMAN

La série de plate-forme crétacée d'Oman comprend trois groupes lithostratigraphiques : le Groupe Kahmah (ou Thamama dans les Emirats Arabes Unis) d'âge tithonien à aptien, le Groupe Wasia albien à turonien et le Groupe Aruma coniacien à maastrichtien (*fig. III-6*). Ces groupes sont limités par des discordances stratigraphiques régionales liées à des événements géodynamiques majeurs (cf. supra). En Oman, les deux premiers groupes sont principalement constitués de dépôts de plate-forme carbonatée édifiés sur la partie interne de la marge passive de la Néo-Téthys (*fig. III-7*). Le Groupe Aruma regroupe l'ensemble des dépôts crétacés synchrones ou postérieurs à la phase de déformation éoalpine accumulés dans des configurations variées (plate-forme carbonatée, bassin « foredeep », bassin continental, etc.).

2.1. Le Groupe Kahmah

Le Groupe Kahmah rassemble six formations : Rayda, Salil, Habshan, Lekhwair, Kharaib et Shuaiba (Hughes Clarke, 1988 ; Pratt et Smewing, 1993 ; *fig. III-6*). La limite inférieure de cet ensemble correspond à la grande discontinuité du Tithonien reconnue à l'échelle du Moyen Orient. La Formation Rayda (Tithonien à Berriasien) est principalement représentée par des dépôts carbonatés à faciès hémipélagiques qui enregistrent la subsidence rapide et l'enneigement consécutif de la plate-forme arabe. Les Formations Salil, Habshan et Lekhwair (Berriasien à Barrémien inférieur) correspondent à des faciès diachrones appartenant à un grand système de progradation de plate-forme (*figs. III-8 et III-9* ; Droste et Van Steenwinkel, 2004 ; Lebec, 2004). Sur une coupe verticale, ces formations présentent une succession de faciès de moins en moins profonds : faciès argilo-carbonatés de plate-forme distale pour la Formation Salil, dépôts de barrière oolithique dans la Formation Habshan et dépôts de plate-forme interne dans la Formation Lekhwair (Alsharhan et Nairn, 1986 ; Lebec, 2004). La limite supérieure de cette succession correspond à une surface d'émersion sur la plate-forme.

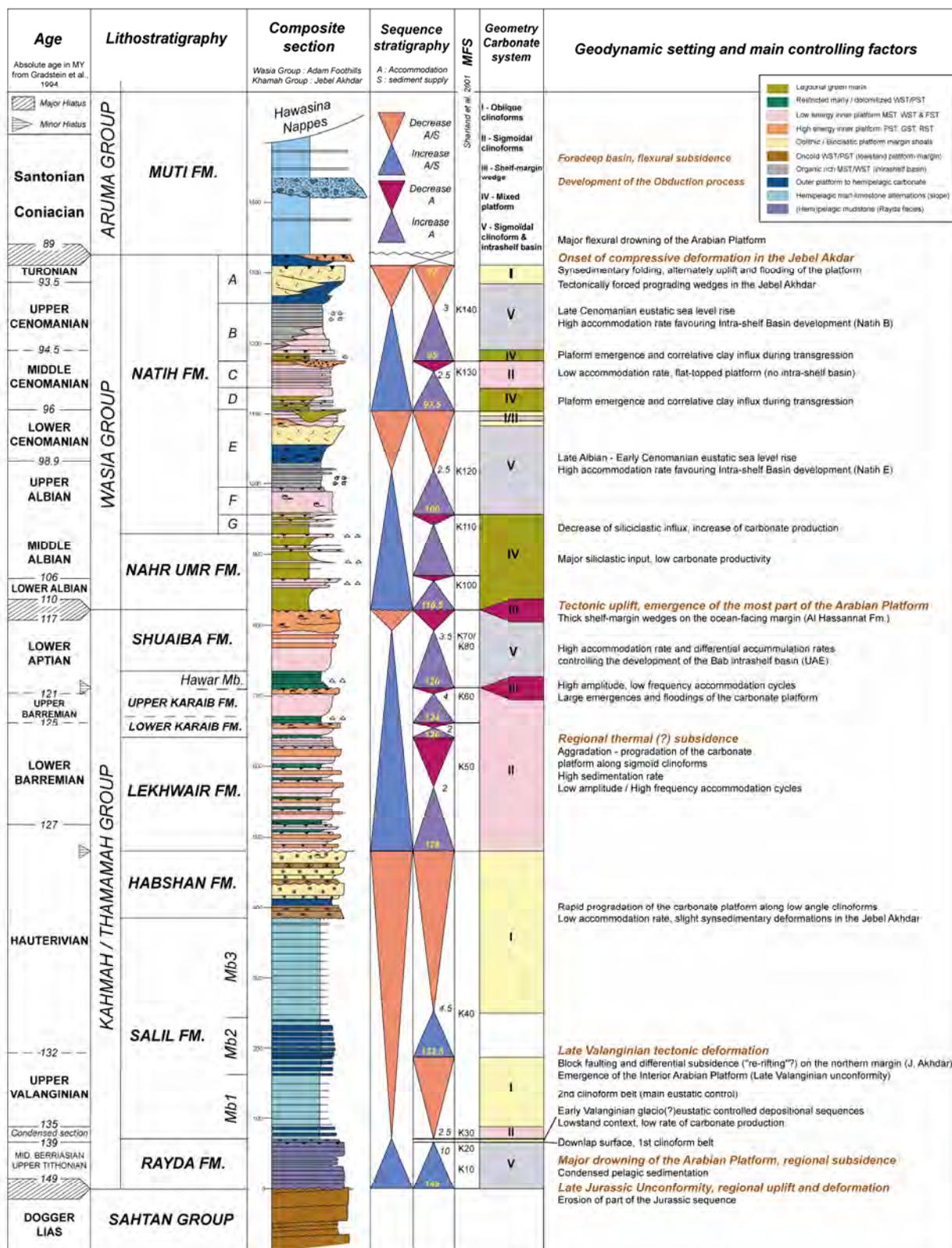


Figure III-6 : Stratigraphie et contexte géodynamique de la plate-forme crétacée en Oman (Razin et al., 2005).

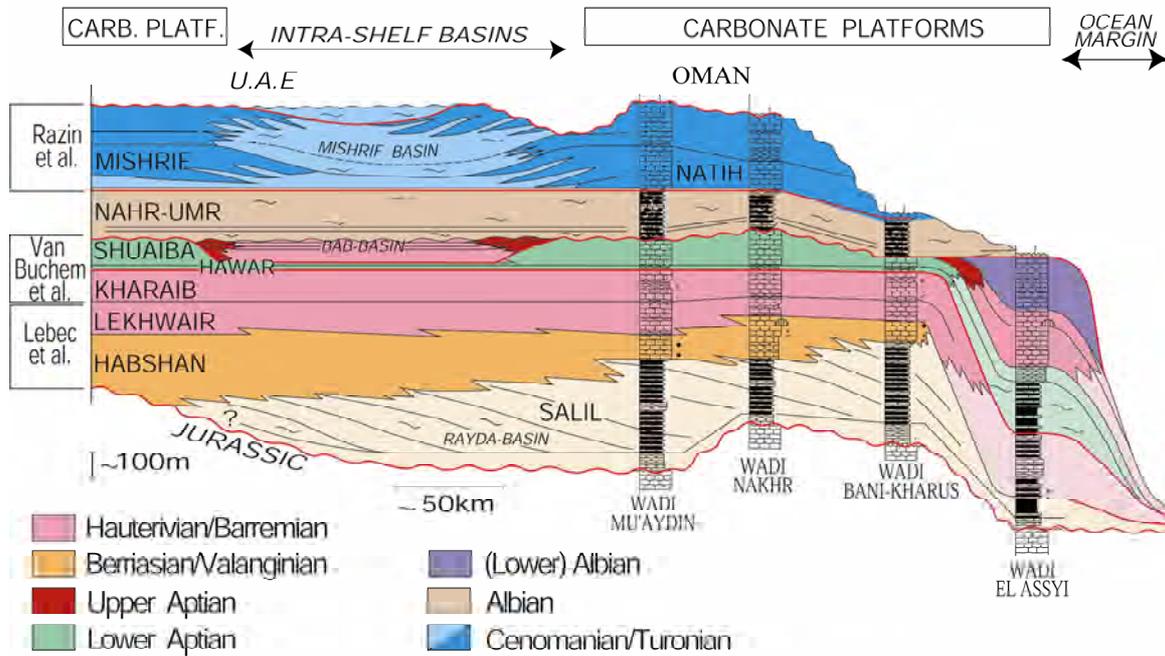


Figure III-7 : Représentation schématique de l'organisation stratigraphique des séries crétaées d'Oman et des Emirats Arabes Unis (van Buchem *et al.*, 2002b, modifié de Pratt et Smewing, 1993).

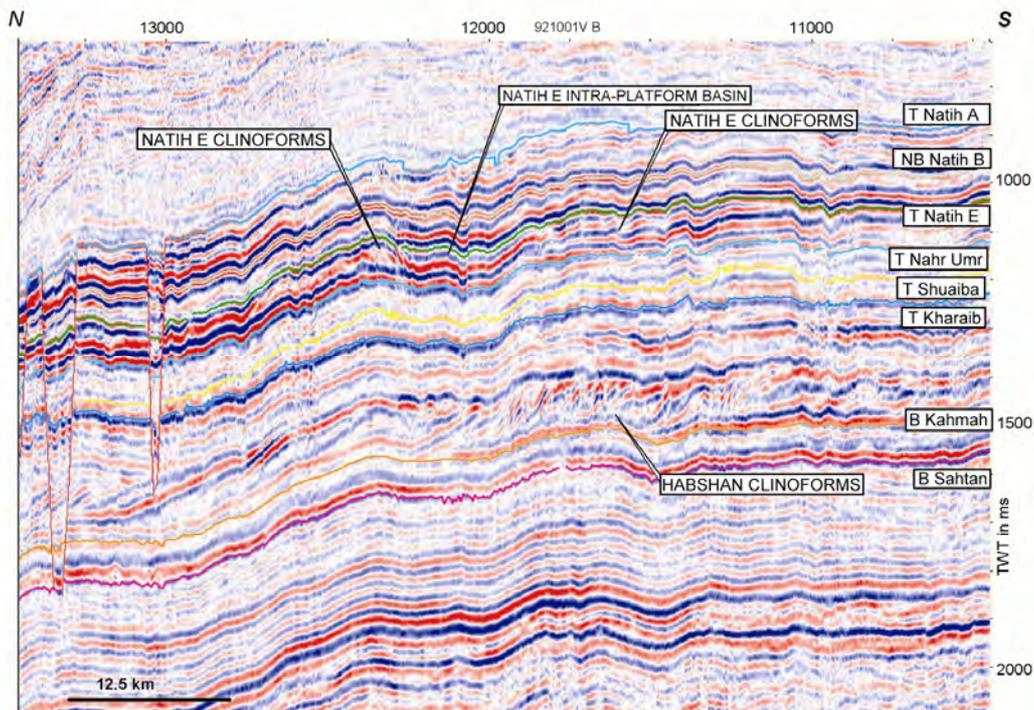


Figure III-8 : Image sismique des systèmes progradants de la plate-forme crétaée d'Oman (Droste et Van Steenwinkel, 2004). Les clinofformes du système “Habshhan” sont bien définis sur les profils sismiques et montrent une progradation vers le nord au cours de la phase initiale du développement de la plate-forme crétaée. Les clinofformes au sein de la Formation Natih sont moins bien définis car de plus faible inclinaison.

Les Formations Kharaib et Shuaiba (membre inférieur) constituent trois séquences de dépôt en domaine de plate-forme interne (van Buchem *et al.*, 2002b). Elles sont composées d'une succession de faciès carbonatés boueux très peu profonds parfois riches en orbitolines, de boundstones microbiens marquant les périodes d'aggradation maximale et de faciès granulaires de haute énergie de type packstone-grainstone à rudistes au sommet des séquences. Dans la partie occidentale de l'Oman et dans les Emirats Arabes Unis, un vaste bassin intrashelf, le bassin de Bab, se développe à l'Aptien au sein de la plate-forme Shuaiba (van Buchem *et al.*, 2002b ; Droste, 2004). Des faciès riches en matière organique s'accumulent alors dans ce bassin. Le membre supérieur argilo-carbonaté de la Formation Shuaiba assure le comblement de ce bassin intrashelf à l'Aptien supérieur.

2.2. Le Groupe Wasia

Le groupe Wasia d'âge albien à turonien est constitué de deux formations, la Formation Nahr Umr et la Formation Natih (*figs. III-6 et III.22*).

2.2.1. La Formation Nahr Umr

La Formation Nahr Umr, d'âge albien, s'étend latéralement sur plus de 500 km du nord au sud et possède une épaisseur moyenne de l'ordre de la centaine de mètres. La limite inférieure de la Formation Nahr Umr est marquée par une discontinuité majeure au toit de la Formation Shuaiba qui enregistre l'émergence d'une très large partie de la plate-forme arabe (Sharland *et al.*, 2001) en réponse à un soulèvement régional de la plaque arabe. Cette formation est composée d'une alternance de bancs carbonatés d'épaisseur métrique et de marnes vertes riches en orbitolines accumulées dans un domaine de plate-forme interne. Vers le sud, en direction de la bordure du bassin, les faciès deviennent franchement argilo-gréseux (Platel *et al.*, 1992 ; Droste, 2004). Par contre, ils sont de plus en plus carbonatés vers le nord et passent progressivement à des floatstones à rudistes d'arrière barrière sur le flanc nord du Jabal Akhdar. Dans ce secteur, la formation Nahr Umr présente une association de faciès qui rend délicate son individualisation par rapport aux formations carbonatées encaissantes. Cette distribution paléogéographique des faciès sur la plate-forme interne montre que les faciès les plus proximaux sont les faciès argileux (à abondantes orbitolines) tandis que

les bancs carbonatés correspondent à des faciès plus distaux et enregistrent donc des périodes d'inondation et de rétrogradation des systèmes carbonatés de bordure de plate-forme.

La Formation Nahr Umr correspond ainsi globalement au domaine interne d'un vaste système de plate-forme mixte aggrado-progradante de géométrie sigmoïde (*fig. III-10A*).

Dans le détail, sept séquences de dépôt ont été reconnues au sein de la Formation Nahr Umr (Immenhauser *et al.*, 1999). Elles sont limitées par des surfaces d'émersion et d'inondation matérialisées par des hardgrounds au sommet des unités carbonatées.

La limite supérieure de cette formation semble globalement graduelle et correspond à une évolution vers les dépôts plus carbonatés du premier membre de la Formation Natih (Natih G). La limite de formation est néanmoins choisie sur une surface durcie à valeur de limite de séquence (*fig. III-6*).

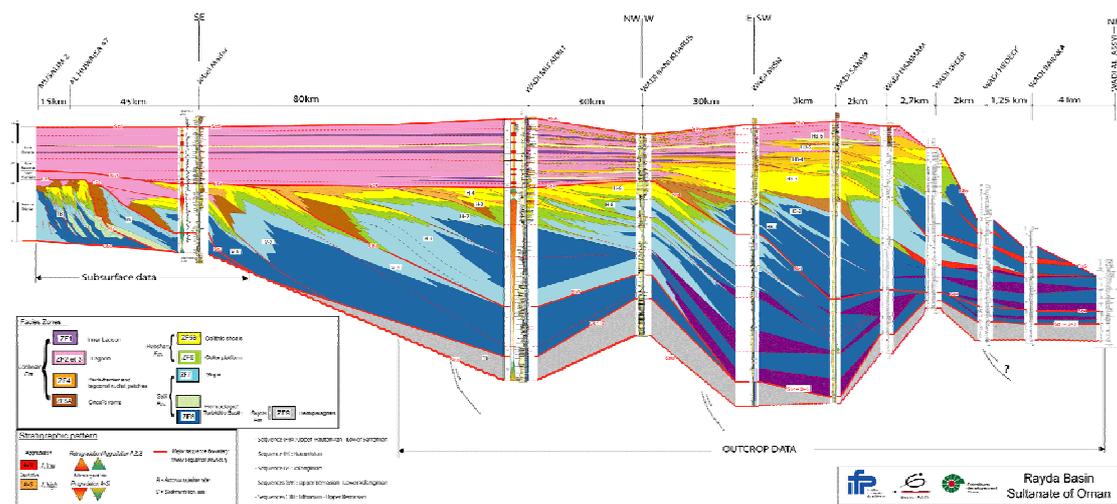


Figure III-9 : Transect régional illustrant le remplissage du bassin de Rayda :les formations Rayda-Salil-Habshah-Lehswair (Lebec, 2004).

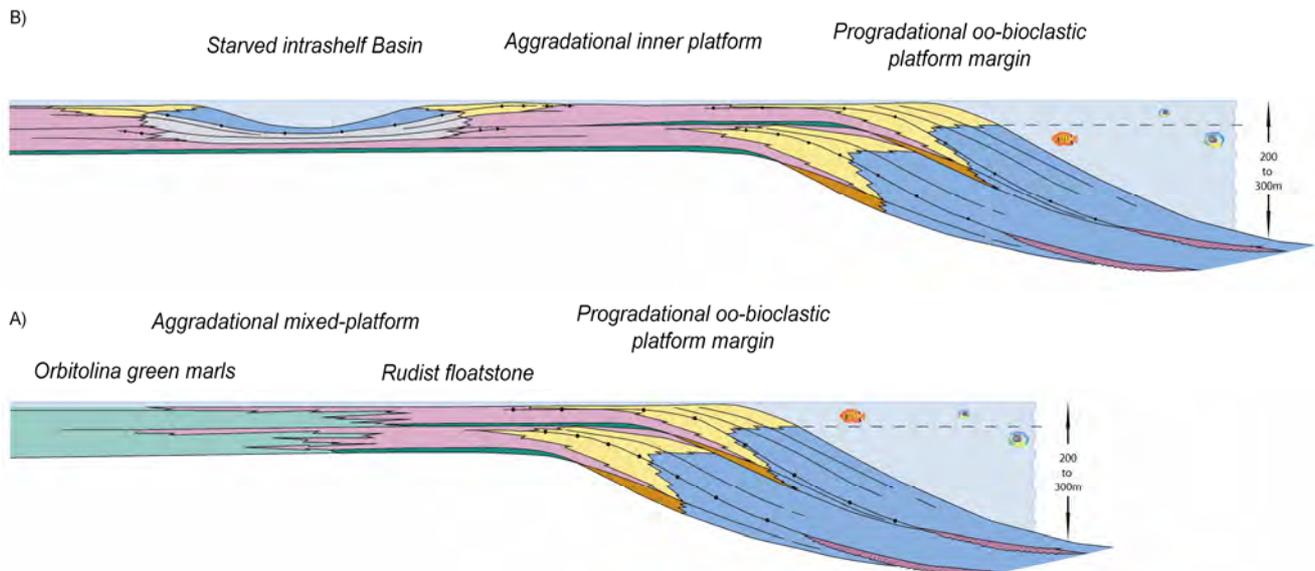


Figure III-10 : Modèles de dépôt des Formations Nahr Umr et Natih (Groupe Wasia) (Razin *et al.*, 2005). **A)** La Formation Nahr Umr correspond globalement au domaine interne d'un vaste système de plate-forme mixte aggrado-progradante de géométrie sigmoïde (Type IV sur la *figure III-6*) **B)** La Formation Natih correspond globalement au domaine interne d'un vaste système de plate-forme carbonatée aggrado-progradante à bassin intrashelf (Type V sur la *figure III-6*).

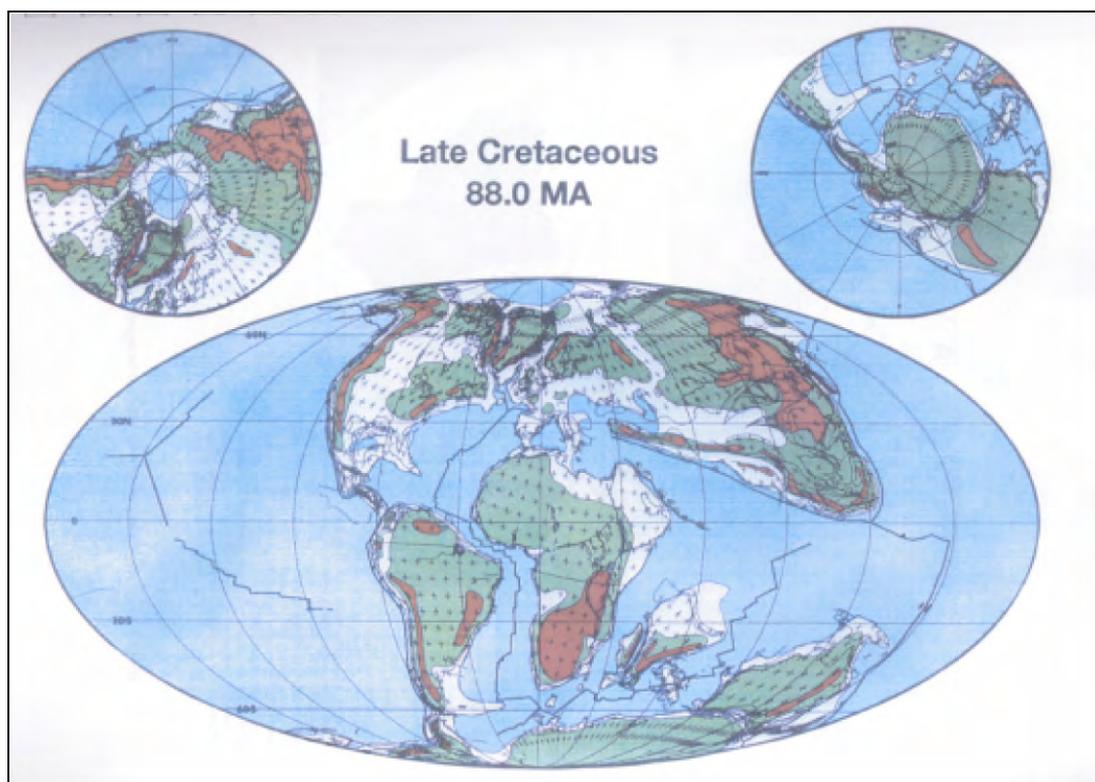


Figure III-11 : Carte paléogéographique globale au Crétacé supérieur (Golonka *et al.*, 1994).

2.2.2. La Formation Natih

La Formation Natih qui est l'objet de notre étude est classiquement attribuée à la période albien supérieur à turonien inférieur (Simmons et Hart, 1987 ; Smith *et al.*, 1990 ; Scott, 1990 ; Kennedy et Simmons, 1991 ; Philip *et al.*, 1995 ; van Buchem *et al.*, 2002). La marge omanaise était alors située proche de l'équateur (*fig. III-11* ; Golonka *et al.*, 1994). La Formation Natih correspond latéralement aux formations Mauddud, Mishrif et Shilaif-Khatiyah sur la Péninsule arabe (*fig. III-12* ; Burchette, 1993 ; Alsharhan, 1995 ; van Buchem *et al.*, 1996, 2002 ; Terken, 1999) et à la Formation Sarvak en Iran (Sharland *et al.*, 2001 ; Taati, 2005).

La Formation Natih s'est accumulée dans le domaine interne d'une très vaste plate-forme à faible relief qui s'étend sur plus de 800 km entre le bouclier arabe au sud et la marge téthysienne au nord (Murriss, 1980 ; Ziegler, 2001 ; *fig. III-7*). Elle résulte de l'alternance de deux types de systèmes sédimentaires de plate-forme interne : (1) un système de plate-forme mixte carbonate-argile, de morphologie horizontale, dominée par des foraminifères benthiques, et (2) un système de rampe carbonatée à rudistes et de bassin intrashelf peu profond (30 à 50 m) à sédimentation carbonatée riche en matière organique (van Buchem *et al.*, 2002).

En subsurface, la Formation Natih est subdivisée en sept membres informels sur la base des signatures diagraphiques (*fig. III-13*). Le sommet de chaque membre correspond à la limite entre des faciès à fortes valeurs de gamma-ray (argiles ou carbonates riches en matière organique) et des faciès sous-jacents à faibles valeurs de gamma-ray (calcaires homogènes). Ces membres ont été désignés par les lettres A à G dans le sens du forage, c'est à dire du sommet à la base de la Formation (Hughes-Clarke, 1988 ; Scott, 1990). Bien que la nomenclature originale utilise des lettres minuscules (Natih a-g), nous utiliserons ici des lettres majuscules (Natih A-G), afin d'être cohérent par rapport aux publications les plus récentes (van Buchem *et al.*, 1996, 2002 ; Droste et Van Steenwinkel, 2004). Ces membres sont des unités lithostratigraphiques et leurs limites n'ont en général pas valeur de ligne temps, ce qui a toujours posé des problèmes de corrélation entre puits voire entre affleurements.

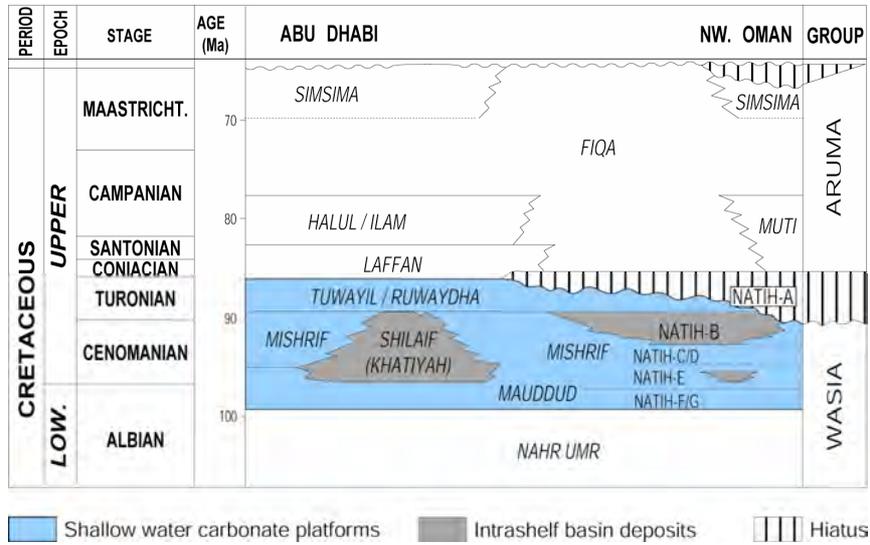


Figure III-12 : Corrélation des unités lithostratigraphiques du Crétacé supérieur entre l'Oman et Abu Dhabi (van Buchem *et al.*, 2002, modifié de Burchette, 1993).

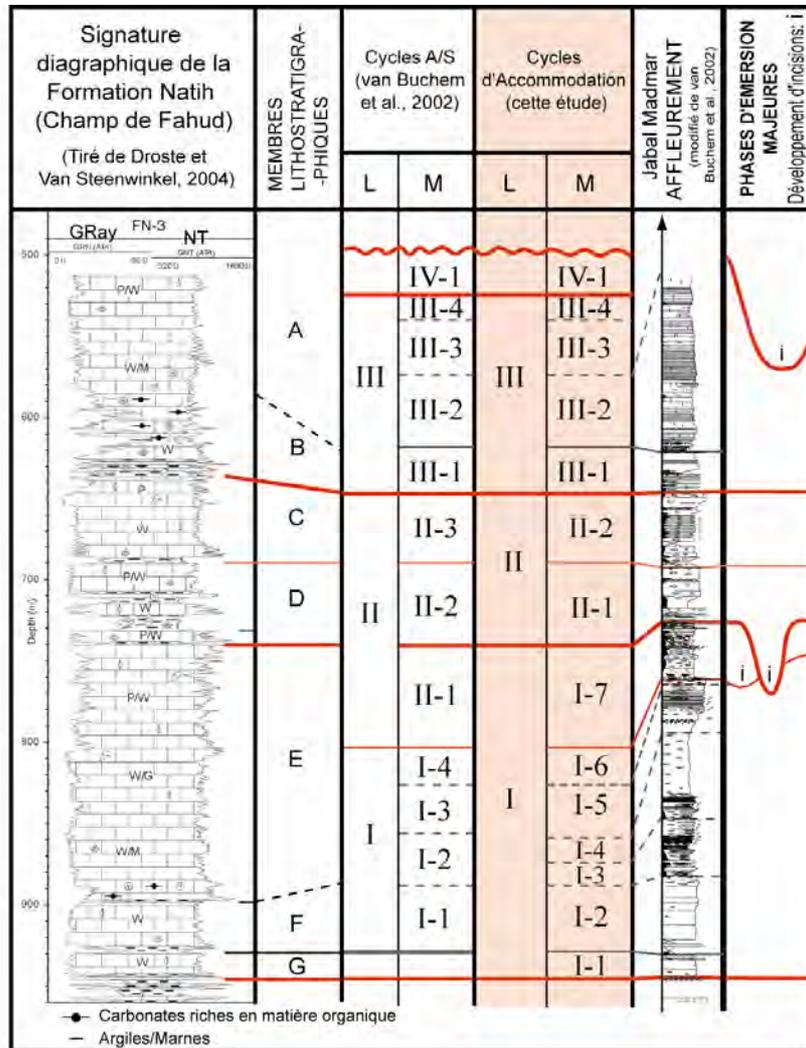


Figure III-13 : Membres lithologiques et cycles stratigraphiques dans la Formation Natih (Grélaud *et al.*, 2005).

Sur les données sismiques, le sommet de chaque membre est imagé par une réflexion plus ou moins bien marquée, générée par le contraste entre les faciès argileux et carbonatés (voir chapitre IV).

L'âge des différents membres de la Formation Natih reste difficile à définir avec précision car, d'une part, les rudistes et les foraminifères benthiques de plate-forme interne ont une résolution biostratigraphique relativement faible et, d'autre part, une confusion existe sur la définition chronostratigraphique des différents membres.

Selon la synthèse la plus récente (van Buchem *et al.*, 2002), les membres Natih G, F et la partie inférieure du Natih E sont considérés comme d'âge albien supérieur (*fig. III-14*). Un âge cénomanien inférieur est attribué à la partie supérieure du Natih E tandis que les membres Natih D et C correspondraient au Cénomanien moyen. Le membre Natih B et la partie inférieure du Natih A sont datés du Cénomanien supérieur par ammonites. Les rudistes et les quelques ammonites récoltées dans la partie supérieure du Natih A indiquent un âge turonien inférieur.

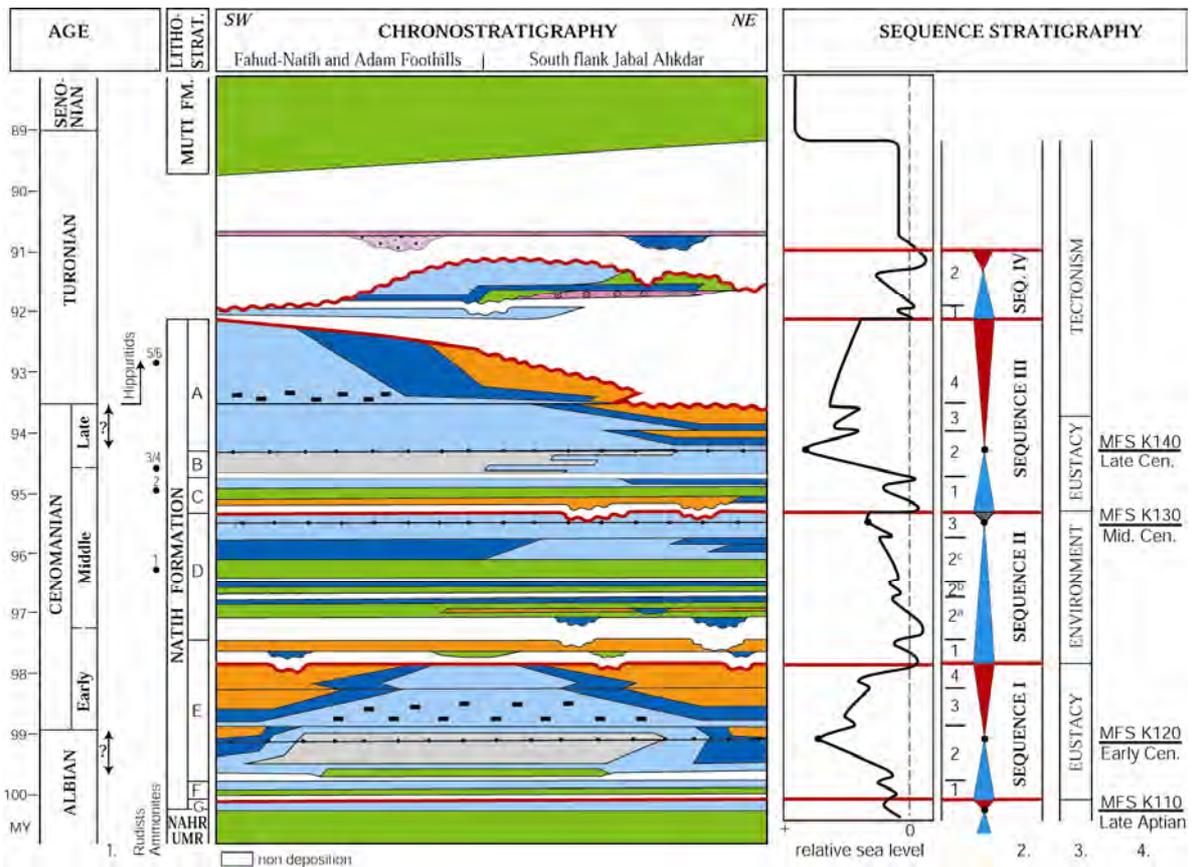


Figure III-14 : Diagramme chronostratigraphique montrant la distribution des faciès et les périodes de non-dépôt ou d'érosion dans la Formation Natih (van Buchem *et al.*, 2002). Il faut noter que dans la présente étude, la limite supérieure de la séquence I est placée au niveau de la deuxième surface d'émersion (top II-1). L'échelle de temps absolue de Hardenbol *et al.* (1998) a été utilisée. (1) : Les flèches indiquent les incertitudes de datation. (2) : Séquences de 3^{ème} et 4^{ème} ordre. (3) : Facteurs de contrôle majeurs sur le type de sédimentation (4) : Corrélation des séquences avec les surfaces de maximum d'inondation (MFS) définies par Sharland *et al.* (2001) sur la plaque arabe.

3. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DE LA FORMATION NATIH

Un modèle de stratigraphie séquentielle haute-résolution a été proposé pour la Formation Natih, à partir de l'étude des affleurements des Foothills d'Adam et du Jebel Akhdar (van Buchem *et al.*, 1996, 2002 ; *figs. III-15 et III-16*). Des corrélations avec des données de puits ont également été proposées par ces auteurs.

Quatre séquences de 3^{ème} ordre (séquence I à séquence IV) et douze séquences de 4^{ème} ordre (séquences I-1, I-2, etc.) ont été distinguées.

La séquence I correspond sensiblement aux membres Natih G, F et E, la séquence II aux membres Natih D et C et la séquence III aux membres Natih B et A (*pro-parte*). La séquence IV n'affleure que dans le Jebel Akhdar et le Jebel Qusaibah. Elle correspond à la partie supérieure du Natih A (*fig. III-16*).

La séquence I a une épaisseur très uniforme à l'échelle de la zone étudiée (> 100 km) et n'enregistre pas de déformation synsédimentaire significative (van Buchem *et al.*, 2002).

Les trois premières séquences de 3^{ème} ordre montrent la même évolution de système de dépôt, débutant par un système de plate-forme mixte carbonatée-argileuse qui évolue vers un système de rampe carbonatée. Des bassins intrashelf se développent dans les grandes phases transgressives enregistrées dans la séquence I à la limite Albien–Cénomanién (partie inférieure du Natih E) et dans la séquence III au Cénomanién supérieur (Natih B). Par contre, ce type de bassin ne semble pas se former durant la séquence II, probablement en raison d'un potentiel d'accommodation trop faible.

Le sommet de chaque séquence de troisième ordre (top Natih E, top Natih C et top Natih A) correspond à une phase d'émersion qui s'accompagne parfois du développement d'incisions sur la plate-forme (*fig. III-13*).

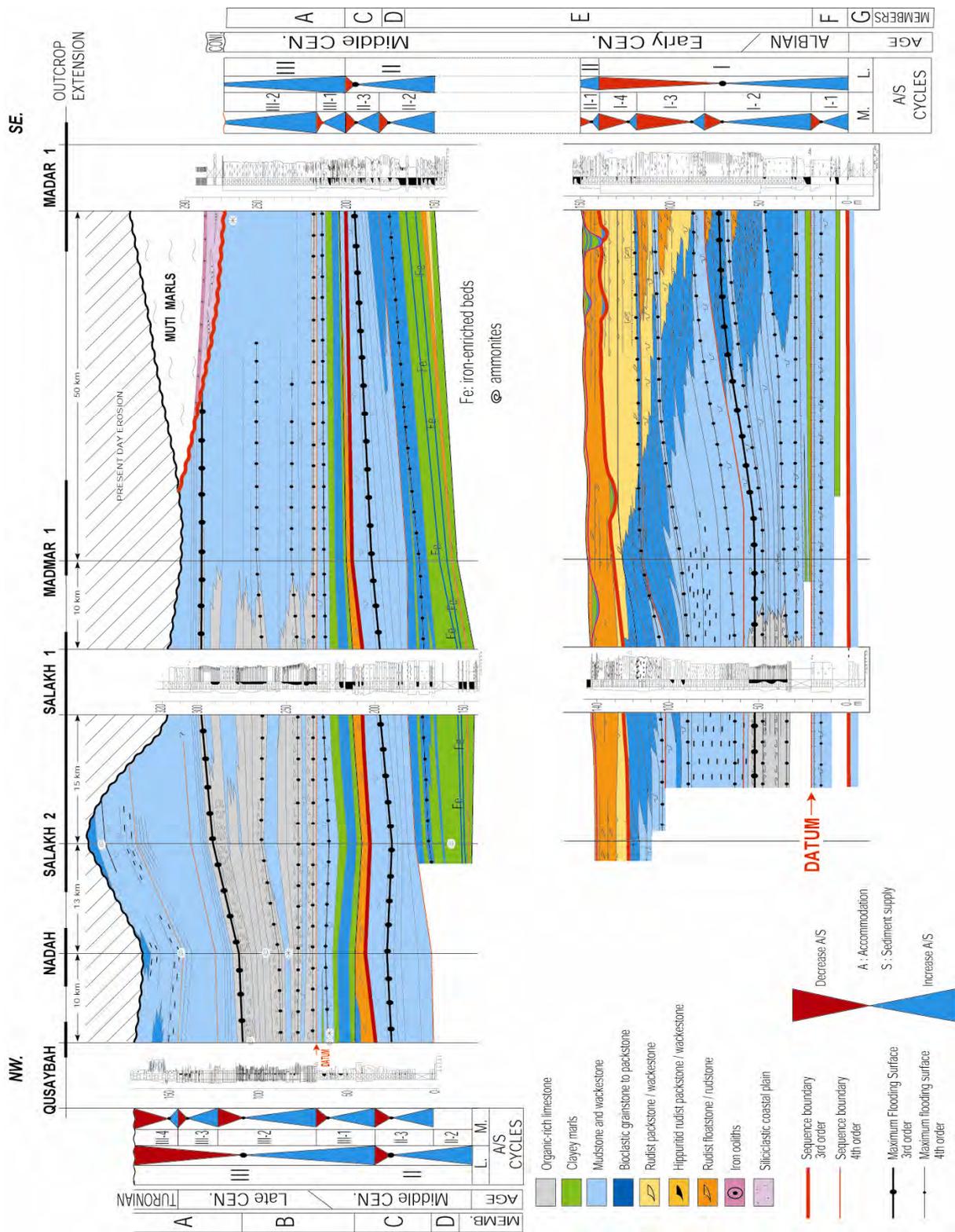
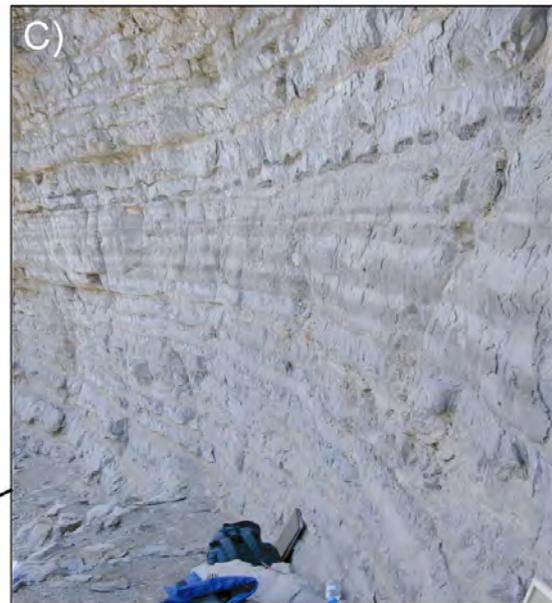
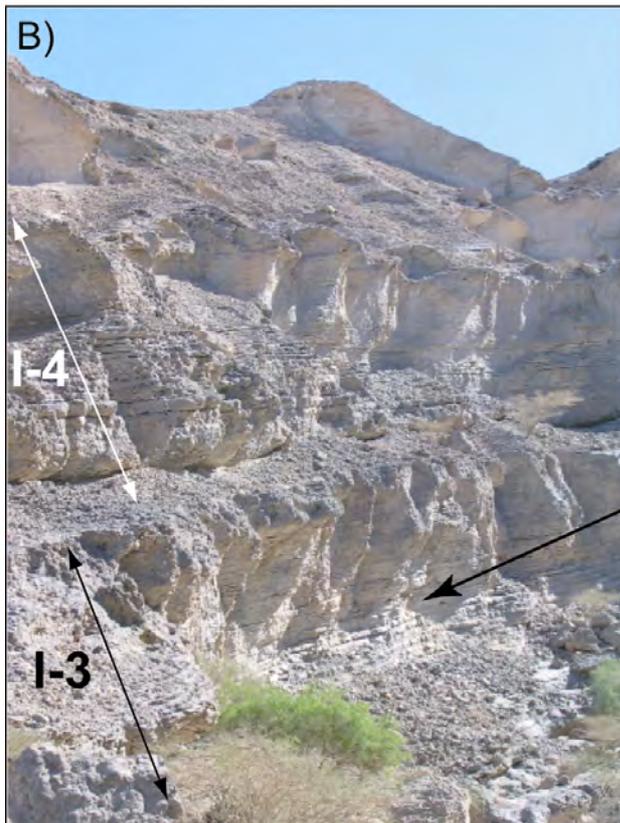
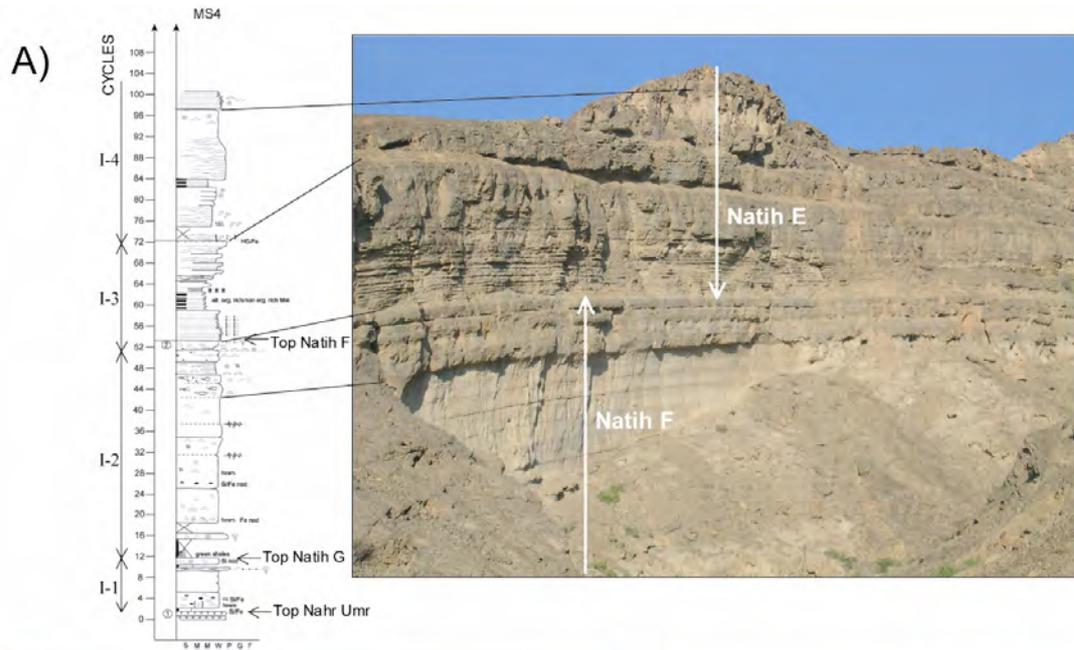


Figure III-15 : Modèle de stratigraphie séquentielle haute-résolution du transect des Foothills d'Adam (van Buchem *et al.*, 2002).

La première séquence de 3^{ème} ordre (Albien supérieur-Cénomanién inférieur) débute avec un système mixte carbonaté-argileux très étendu et horizontal (séquence I-1 de van Buchem *et al.*, 2002). L'élévation progressive du niveau marin relatif qui excède localement la production carbonatée favorise le développement d'une topographie différenciée de la surface de dépôt par aggradation non homogène de la plate-forme (séquence I-2, *fig. III-17A*). Les régions orientale (Jabal Madar) et occidentale (zone de Fahud) de l'intérieur Oman demeurent des domaines de plate-forme peu profonde séparés par un bassin intrashelf à sédimentation plus profonde. Des conditions anoxiques favorisent l'accumulation et la préservation de dépôts riches en matière organique dans ce bassin (*fig. III-17B et C*). La profondeur maximale du bassin est de l'ordre de 30 m dans la zone des Foothills. Son extension maximale est représentée sur la *figure III-18A* et correspond à la période de maximum d'inondation de la séquence I.

Lorsque la production carbonatée devient ensuite plus forte que le potentiel d'accommodation ($A/S > 1$), se mettent en place des prismes de dépôt progradants de forme sigmoïde dans lesquels se succèdent des faciès de plate-forme interne de faible énergie, des faciès granulaires de barres bioclastiques à rudistes (*fig. III-17D*) et des faciès carbonatés boueux de rampe distale (séquences I-3 et I-4). Ces prismes progradants de 4^{ème} ordre vont progressivement combler l'espace disponible dans le bassin, jusqu'à une première phase d'émersion de la plate-forme (top séquence I de van Buchem *et al.*, 2002). Des incisions d'environ dix mètres de profondeur pour 1000 m de large se forment alors sur le sommet de la plate-forme émergée.

Cette discontinuité s'accompagne d'un changement brutal de faciès puisqu'elle est surmontée de dépôts très peu profonds de type floatstone à rudistes passant à des faciès péritidaux dans les zones proximales (séquence II-1 de van Buchem *et al.*, 2002). Ce changement brutal de faciès est souvent bien marqué sur les diagraphies, avec notamment des valeurs plus élevées et plus hétérogènes du gamma-ray (*fig. III-13*). Cette première discontinuité importante est également imagée en sismique par une réflexion d'amplitude moyenne. Cette séquence de 4^{ème} ordre II-1 est relativement mince à l'affleurement (8 à 12 m) mais s'épaissit nettement en direction du bassin intrashelf résiduel (voir chapitre IV).



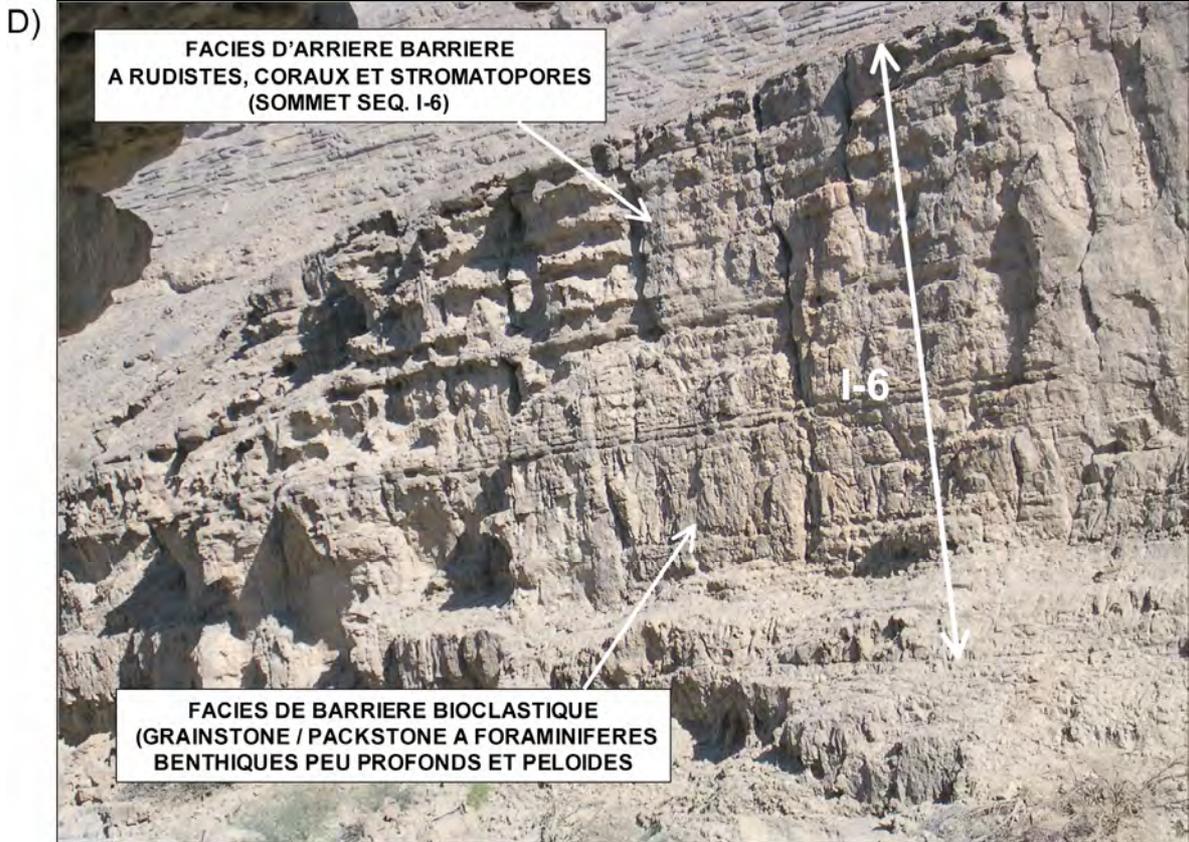


Figure III-17 : La Formation Natih à l’affleurement : Séquence I. A) La séquence I-2 et la base de la séquence I-3 (Natih F et base Natih E, Jebel Madmar) B) Les séquences I-3 et I-4 : faciès de bassin intrashelf riche en matière organique (Jebel Madmar). C) Vue de détail sur l’intervalle riche en matière organique de la séquence I-3. D) Les faciès de barrière bioclastique et d’arrière-barrière à rudistes et coraux (sommets séquence I-6, Jebel Madmar).

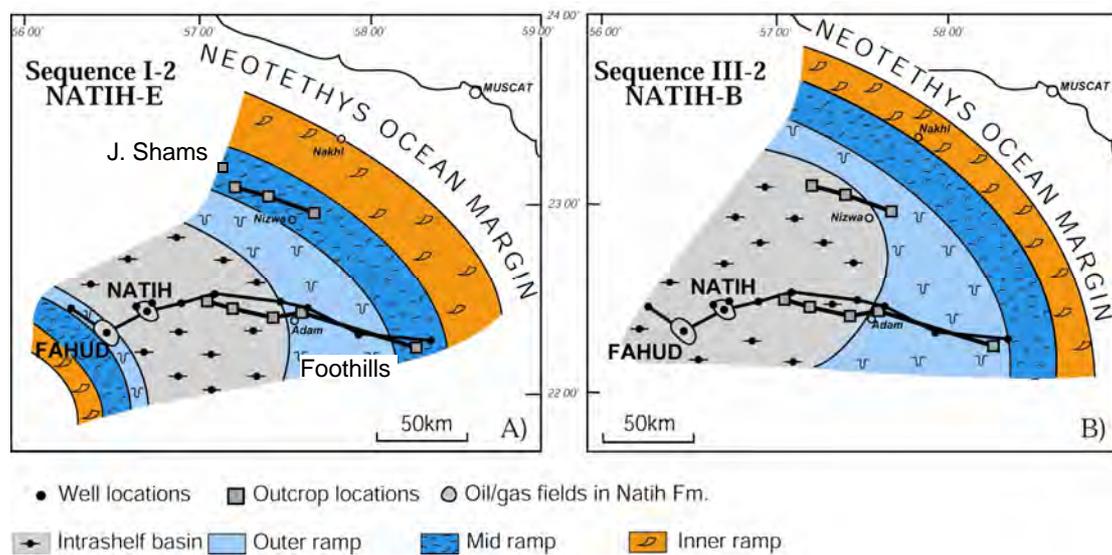


Figure III-18 : Paléogéographie des bassins intrashelf de la Formation Natih (van Buchem *et al.*, 2002). A) Etendue maximale du bassin intrashelf de la séquence I (Natih E). B) Etendue maximale du bassin intrashelf de la séquence III (Natih B).

Le sommet de cette séquence est marqué par une deuxième surface d'émersion sur laquelle se développent également des incisions, légèrement plus profondes que les premières. Contrairement à l'interprétation initiale (van Buchem *et al.*, 2002), notre analyse conduit à considérer cette deuxième surface d'émersion comme le sommet de la première séquence de 3^{ème} ordre de la Formation Natih (Seq. I ; voir chapitre IV).

A la fin de cette séquence I, le bassin intrashelf est considérablement réduit et ne forme plus qu'un sillon courbe d'environ 10 à 25 km de large. Ses contours ont été cartographiés à partir de données sismiques 2D dans l'Intérieur Oman (*fig. III-19* ; Droste et Van Steenwinkel, 2004).

Une modification importante du système sédimentaire intervient au-dessus de cette deuxième surface d'émersion, avec la mise en place d'une plate-forme mixte carbonatée-argileuse, horizontale et très étendue (Natih D). Le bassin intrashelf est alors totalement comblé par des alternances argilo-carbonatées (Droste et Van Steenwinkel, 2004).

La base de la deuxième séquence de 3^{ème} ordre de la Formation Natih (Cénomaniens moyen) se caractérise par des couches carbonatées séparées par des intervalles argileux d'épaisseur pluri-métrique et très continus (*fig. III-20*). Ces intervalles argileux bien développés dans la région des Foothills passent latéralement à des faciès plus carbonatés vers le nord dans le Jebel Akhdar, rappelant ainsi l'évolution des faciès dans la Formation Nahr Umr. La source des argiles était donc probablement située vers le sud-ouest, dans la zone du bouclier arabe émergé à cette époque (Murriss, 1980).

La séquence II est formée de deux séquences de 4^{ème} ordre (séquence II-2 et séquence II-3 de van Buchem *et al.*, 2002). La séquence II-2 est constituée d'un ensemble de cycles à haute fréquence débutant par des argiles vertes surmontées de minces couches carbonatées dont le sommet est marqué par un hardground ferruginisé. La fin de cette séquence se caractérise par un retour à une sédimentation carbonatée qui enregistre probablement une amélioration des conditions paléocéologiques en relation avec une remontée du niveau marin relatif (*fig. III-15*).

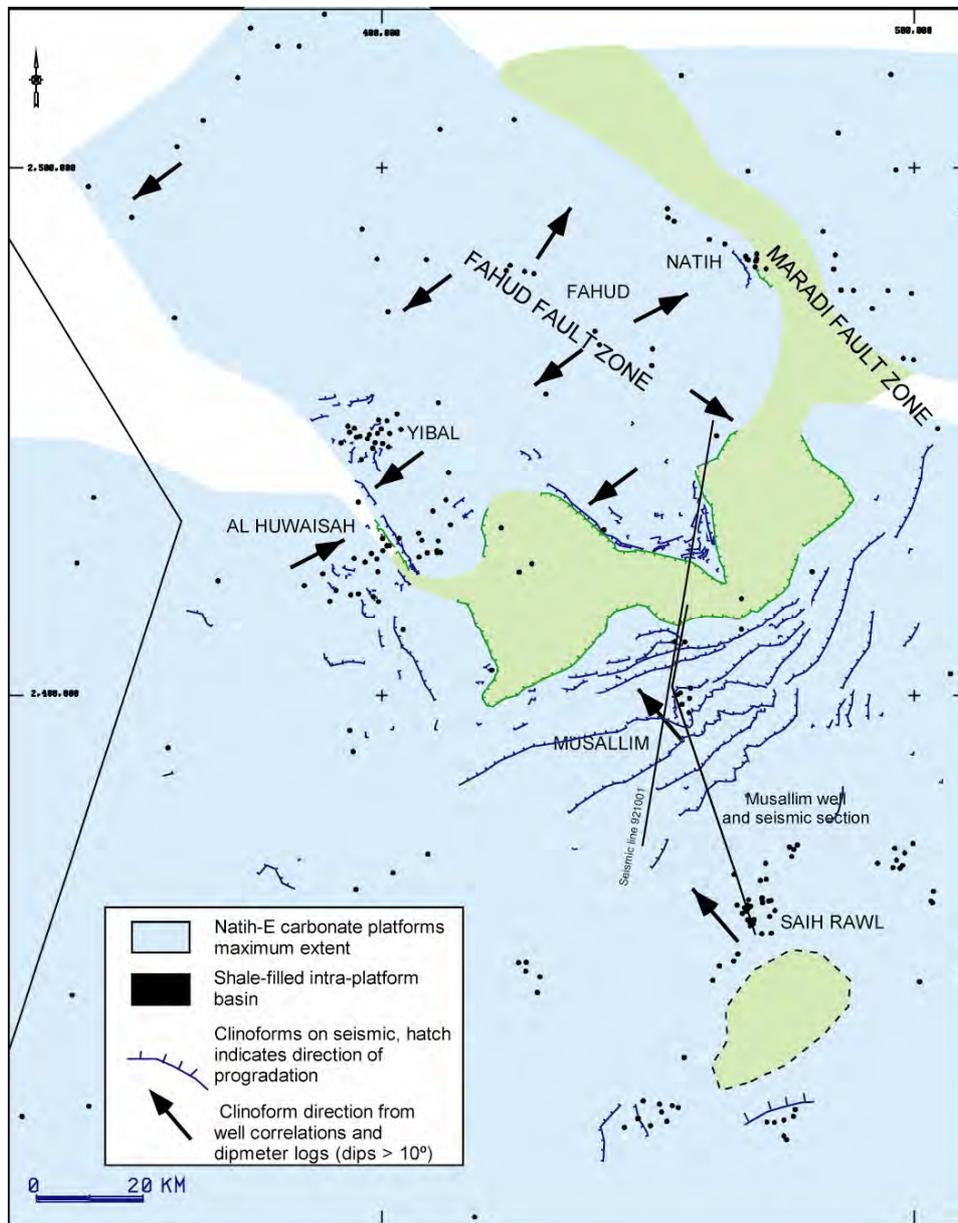


Figure III-19 : Contours du bassin intrashelf résiduel au sommet de la première séquence de la Formation Natih cartographiés à partir de données sismiques (Droste et Van Steenwinkel, 2004).

La partie inférieure de la séquence suivante (II-3) est constituée de huit bancs calcaires métriques à faciès de plate-forme interne très homogène, séparés par de minces niveaux plus argileux (*fig. III-20*). Ces couches présentent une large extension régionale (x100 km) sans variation de faciès ni d'épaisseur importante. Aucune discontinuité ne vient interrompre cette succession monotone. Cet ensemble enregistre donc l'aggradation régulière et continue d'une série de plate-forme interne. Il est intéressant de noter que cette aggradation est ici homogène à l'échelle de la plate-forme puisque aucun bassin intrashelf ne se forme au cours de cette séquence II. A ce stade, la production carbonatée compense l'augmentation du potentiel d'accommodation.

Vers le sommet de la séquence II, les bancs carbonatés deviennent plus épais et les faciès évoluent vers des faciès subrécifaux riches en rudistes, stromatopores et coraux. Ceux-ci sont par endroits recoupés par des chenaux bioclastiques qui enregistrent un niveau d'énergie maximal sur la plate-forme interne et donc probablement un maximum d'inondation (cf. chapitre V).

La troisième séquence majeure de la Formation Natih (Seq. III, Cénomaniens supérieur à Turonien inférieur) présente de grandes similitudes avec la première séquence. Elle commence par l'aggradation d'un premier système de type plate-forme mixte carbonatée-argileuse sur un profil de dépôt parfaitement horizontal à l'échelle du domaine étudié (séquence III-1 de van Buchem *et al.*, 2002). Au fur et à mesure de l'élévation du niveau marin, le taux de sédimentation devient inhomogène sur la plate-forme aboutissant à des profils de dépôt inclinés et à la création d'un nouveau bassin intrashelf à sédimentation riche en matière organique. Ce bassin dont le développement maximal marque le maximum d'inondation de la séquence III, occupe alors une position proche de celui de la première séquence avec toutefois une extension légèrement plus grande vers le nord (Seq. III-2 p.p.). Pendant la phase régressive suivante ($A/S < 1$), une succession de clinofformes de progradation assure le remplissage de ce bassin (Seqs. III.2 p.p. et III-3 ; *fig. III-16*). Il se termine par la mise en place de prismes de régression forcée (Seq. III-4) qui enregistrent une déformation tectonique de la marge, interprétée comme liée à l'initiation du processus d'obduction.

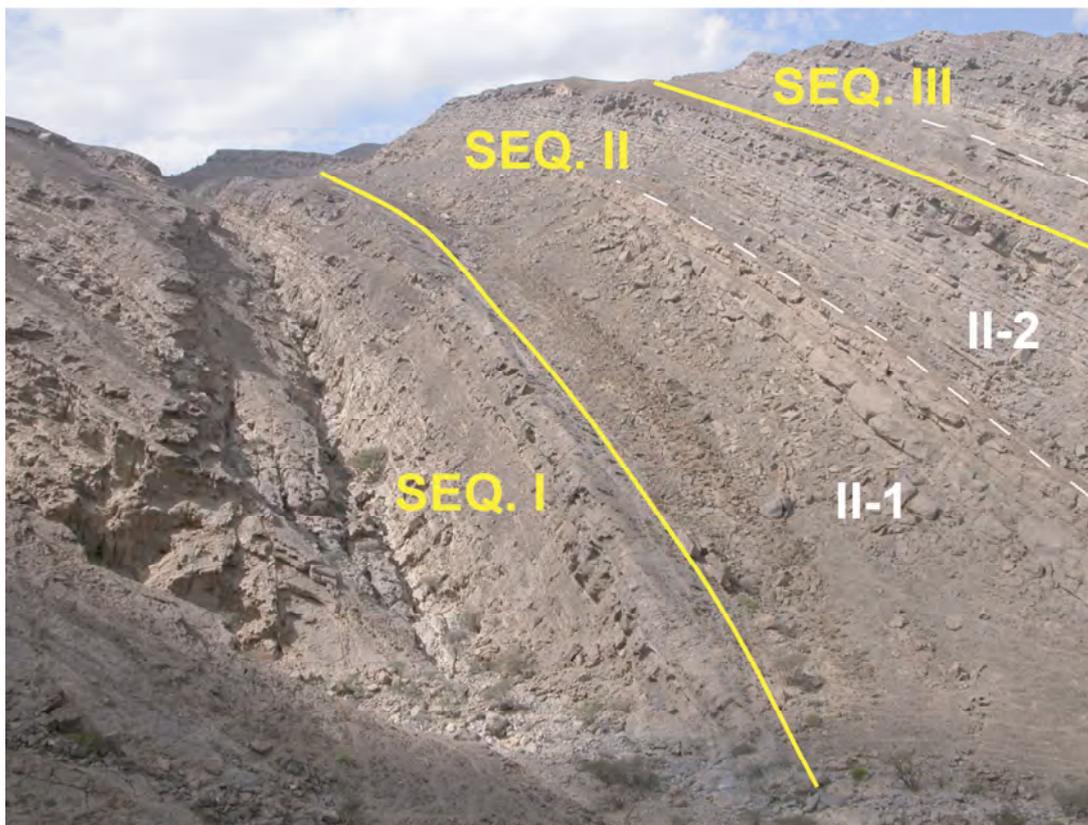
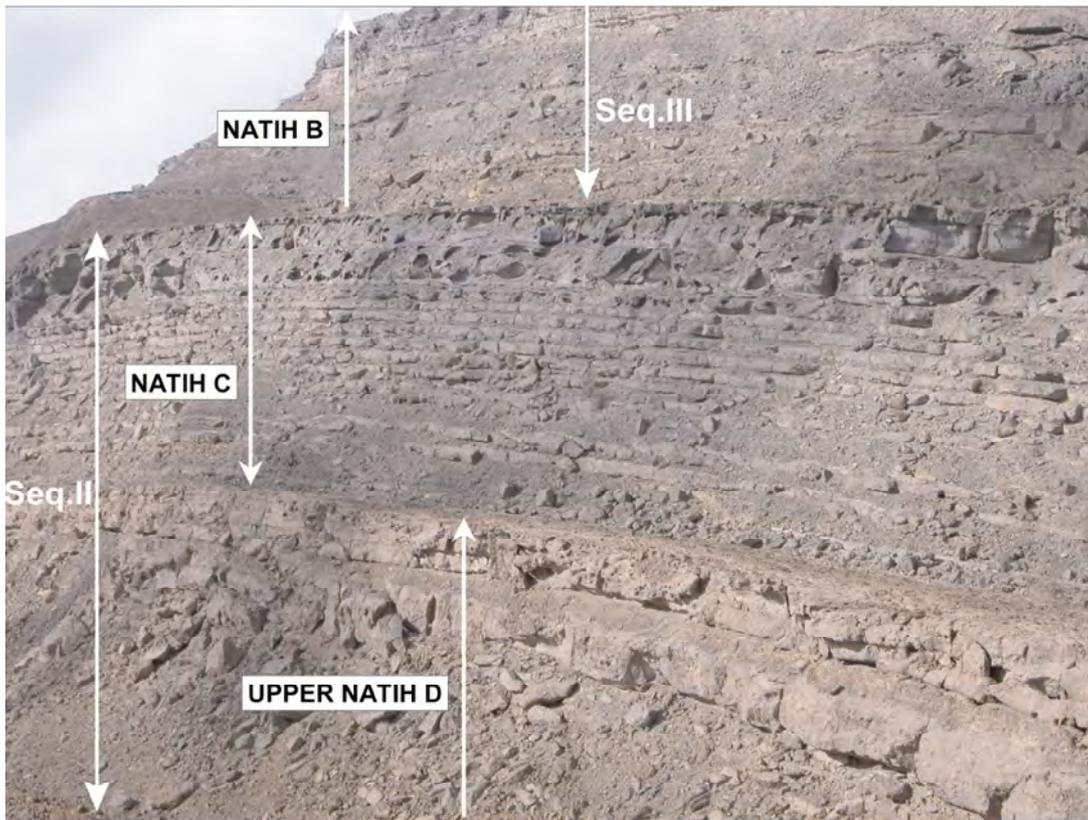


Figure III-20 : La Formation Natih à l’affleurement : Séquences I, II et III (Jebel Madmar).

La quatrième séquence de 3^{ème} ordre affleure principalement dans le Jebel Akhdar et dans une moindre mesure dans la partie occidentale des Foothills (Jebel Qusaibah). Cette séquence est composée de dépôts carbonatés peu profonds parfois chenalisés. Elle se caractérise par une architecture relativement complexe résultant de déformations synsédimentaires à grande longueur d'onde.

Cette dernière séquence est tronquée par une surface d'érosion très importante qui correspond ainsi au sommet de la Formation Natih. De profondes incisions ont été identifiées sur cette discontinuité majeure à l'affleurement (Jebel Madar, Jebel Akhdar ; van Buchem *et al.*, 2002) comme en sismique (Droste et Van Steenwinkel, 2004 ; *fig. III-21*).

La Formation Natih est recouverte par la Formation Muti (affleurement) ou Fiqā (subsurface) d'âge turonien supérieur à campanien. Cette formation débute par des dépôts terrigènes ou carbonatés estuariens à lagunaires très discontinus, localisés dans les vallées incisées (Jebel Madar). Elle est ensuite principalement composée de dépôts hémipélagiques et gravitaires profonds qui enregistrent la grande flexuration de la plaque arabe et le passage d'un contexte de marge passive à un bassin de type foredeep (Patton et O'Connor, 1988; Scott, 1990; Burchette, 1993; Pascoe *et al.*, 1995).

Les séquences de dépôt de 3^{ème} ordre qui constituent les Formations Nahr Umr et Natih s'inscrivent selon nous dans deux grands cycles de 2^{ème} ordre contrôlés par les variations du potentiel d'accommodation et de la production sédimentaire, et limités par des surfaces d'émersion majeures (*fig. III-22*). Ces grands cycles s'accompagnent d'une évolution comparable des systèmes sédimentaires.

Le premier grand cycle correspond à la Formation Nahr Umr et à la première séquence de la Formation Natih (Natih G, F et E). Ce cycle enregistre la grande transgression de l'Albien-Cénomaniens inférieur. Il est caractérisé par la mise en place d'un système de plate-forme mixte (Formation Nahr Umr et Natih G), suivi du développement d'une rampe carbonatée (Natih F) et d'un premier bassin intrashelf (Natih E), progressivement comblé par des prismes de dépôt progradants (Natih E).

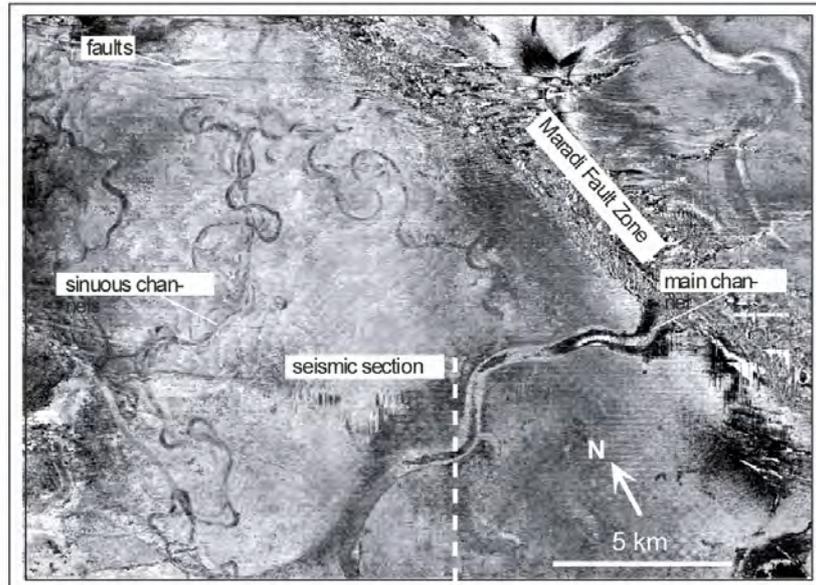
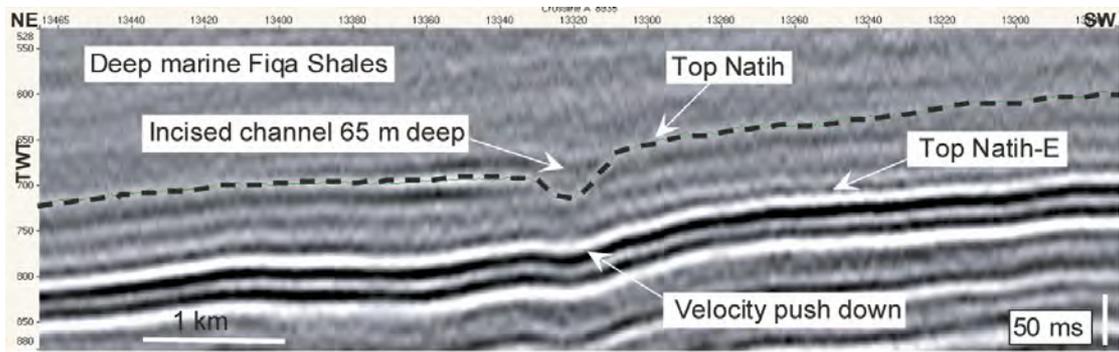


Figure III-21 : Profil sismique et carte d'amplitude montrant les incisions au sommet de la Formation Natih (Droste et van Steenwinkel, 2004).

Le deuxième grand cycle correspond aux séquences II, III et IV de la Formation Natih (Natih D, C, B et A). Il enregistre la grande transgression du Cénomanién supérieur et est également caractérisé par la mise en place d'une plate-forme mixte (Natih D), suivie du développement d'une rampe carbonatée (Natih C) et d'un deuxième bassin intrashelf (Natih B), progressivement comblé par des prismes de dépôt progradants (Natih A).

La limite entre ces deux grands cycles correspond donc à la discontinuité majeure qui constitue la limite supérieure de la première séquence de la Formation Natih (*fig. III-22*). Le sommet de cette séquence régressive qui est marqué par deux phases d'émersion successives de la plate-forme correspond à l'intervalle stratigraphique plus particulièrement étudié dans ce mémoire.

4. SURFACES D'ÉMERSION ET INCISIONS DANS LA FORMATION NATIH

Quatre surfaces d'émergence majeures ont été identifiées au sein de la Formation Natih (van Buchem *et al.*, 2002). Les deux surfaces qui se trouvent au sommet de la séquence I (Natih E, Cénomaniens inférieur) se caractérisent par la présence d'incisions reconnues à l'affleurement (*fig. III-15*). Ces incisions, qui se forment en réponse à une chute du niveau relatif de la mer en dessous de la bordure de la plate-forme, sont ensuite progressivement remplies au début de la transgression suivante. Des incisions peu profondes (< 25 m) ont également été observées sur les données sismiques au sommet du Natih E (Al-Ja'aidi *et al.*, 2002 ; Al-Siyabi *et al.*, 2002 ; Homewood *et al.*, 2002), mais ont été généralement interprétées comme des artefacts résultant des grandes incisions du sommet de la Formation Natih.

Une troisième surface d'émergence marquée notamment par la présence de paléosols caractérise le sommet de la séquence II (Cénomaniens moyen). Des surfaces d'érosion ont été reconnues dans la partie supérieure de cette séquence II, mais nous montrerons dans cette étude qu'il s'agit là de chenaux tidaux qui se développent lors de phases d'envoyage de la plate-forme interne (cf. chapitre V).

Enfin, une surface d'émergence majeure accompagnée de grandes incisions a été identifiée à l'affleurement et en sismique au sommet de la Formation Natih (van Buchem *et al.*, 2002 ; Droste et Van Steenwinkel, 2004).

Notre étude est principalement focalisée sur les deux surfaces d'incision situées au sommet de la séquence I. Elles sont ici dénommées IS1 et IS2 dans l'ordre stratigraphique (*fig. III-22*).

5. PROBLEMATIQUES DE L'ETUDE

La Formation Natih présente plusieurs caractères particuliers, que nous allons développer dans ce mémoire.

Une évolution progressive de l'inclinaison des profils de dépôt a été mise en évidence au sein de cette formation. Sur le terrain, il reste difficile de quantifier les angles d'inclinaison du fait de leur faible valeur générale. Ces mesures peuvent être plus facilement effectuées sur des données sismiques qui offrent des images continues et étendues de la formation et sur lesquelles il est facile d'accentuer l'échelle verticale. Les données sismiques 3D permettent également de cartographier les cliniformes et de reconstituer la géométrie de ces prismes sédimentaires en trois dimensions.

La Formation Natih est également caractérisée par des phases d'émersion successives, en particulier au niveau de la discontinuité majeure qui délimite les deux grands cycles du Groupe Wasia (sommet séquence I). Ces surfaces d'émersion sont soulignées par des incisions et semblent donc enregistrer des chutes du niveau marin relatif sous le sommet de la plate-forme. Des prismes de régression forcée devraient logiquement être associés à ces surfaces d'émersion sur les bordures du bassin intrashelf. L'étendue des affleurements ne permet pas de vérifier cette hypothèse. Les données sismiques, quant à elles, recouvrent les zones paléogéographiques concernées et permettent donc de rechercher et d'étudier ces éventuels prismes sédimentaires équivalents des surfaces d'émersion.

Le développement d'incisions sur des plates-formes carbonatées émergentes a été très rarement décrit. Dans ce mémoire nous étudions en détail ces incisions, la nature et les géométries de leur remplissage ainsi que leur position stratigraphique. Ceci nous permet ensuite d'interpréter les processus de formation de ces incisions ainsi que les processus sédimentaires contrôlant leur remplissage.

CHAPITRE IV

STRATIGRAPHIE DE LA PREMIERE SEQUENCE DE DEPOT DE LA FORMATION NATIH : CORRELATIONS SISMIQUE-AFFLEUREMENT

1. INTRODUCTION A LA STRATIGRAPHIE SISMIQUE.....	75
1.1. PRINCIPES DE SISMIQUE REFLEXION	75
1.2. RESOLUTION SISMIQUE	77
1.3. STRATIGRAPHIE SISMIQUE.....	79
1.3.1. <i>Concept, principes et terminologie</i>	79
1.3.2. <i>Discussion : évolution des techniques et des méthodes d'interprétation, limites de la méthode</i>	84
1.4. CONCLUSION.....	90
2. STRATIGRAPHIE SISMIQUE DE LA PREMIERE SEQUENCE : IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES.....	91
2.1. GENERALITES	91
2.1.1. <i>La Formation Natih en sismique</i>	91
2.1.2. <i>La séquence I en sismique</i>	93
2.1.3. <i>Les zones paléogéographiques étudiées</i>	94
2.2. LA PLATE-FORME ORIENTALE : ZONE DE KAUTHER	96
2.2.1. <i>Introduction</i>	96
2.2.2. <i>Evolution stratigraphique de la première séquence sur la plate-forme orientale</i>	96
2.3. LA PLATE-FORME OCCIDENTALE: ZONE DE FAHUD	104
2.3.1. <i>Introduction</i>	104
2.3.2. <i>Evolution stratigraphique de la première séquence sur la plate-forme occidentale</i>	105
2.4. LE DOMAINE MERIDIONAL DE CONVERGENCE DES PLATES-FORMES : LA ZONE DE MUSALLIM.....	110
2.4.1. <i>Introduction</i>	110
2.4.2. <i>Evolution stratigraphique de la première séquence dans la zone méridionale</i>	110
3. INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE REGIONALE DE LA PREMIERE SEQUENCE	116

1. INTRODUCTION A LA STRATIGRAPHIE SISMIQUE

1.1. Principes de sismique réflexion

Les *réflexions sismiques* sont générées par des *réflecteurs* du sous-sol qui correspondent aux interfaces entre des couches d'*impédances acoustiques* différentes. L'impédance acoustique (AI) est le produit de la vitesse de propagation par la densité de la roche traversée ($AI=V \cdot \rho$). Cette mesure dépend donc principalement de la lithologie, mais également de la perméabilité, de la porosité, des fluides et de l'anisotropie des roches (Kearey et Brooks, 1991).

Les rayons sismiques sont réfléchis conformément à la loi de Snell (*fig. IV-1*), selon laquelle l'angle de réflexion du rayon est fonction de l'angle d'incidence et du contraste de vitesse entre les couches. Pour des réflexions d'incidence normale ($\theta_i=0$ sur la *figure IV-1*), l'amplitude de l'onde réfléchie peut être calculée à partir des paramètres de l'onde incidente (Kearey et Brooks, 1991).

Le *coefficient de réflexion (RC)* de l'interface entre les couches est fonction des impédances acoustiques relatives des couches : $RC=(AI_2-AI_1)/(AI_2+AI_1)$. Le coefficient de réflexion représente la *réflectivité* du réflecteur, dont dépend l'amplitude de la réflexion produite.

Le passage d'une vitesse lente à rapide génère un coefficient de réflexion positif, alors que le passage d'une vitesse rapide à lente se traduit par un coefficient de réflexion négatif. La représentation d'un coefficient de réflexion positif comme un pic (« peak ») ou un creux (« trough ») sur une ligne sismique dépend de la polarité des données et de la convention de polarité utilisée.

Dans ce mémoire, la même polarité est utilisée pour toutes les lignes sismiques étudiées : une réflexion rouge (« trough ») correspond à un coefficient de réflexion positif (« SEG reversed polarity »).

Les coefficients de réflexion sont convolués avec le signal sismique source pour produire la trace sismique enregistrée (*fig. IV-2*). Dans les campagnes de réflexion sismique, un signal haute fréquence est émis à la source, mais la trace sismique

réfléchi enregistré a toujours une fréquence plus faible que le signal émis, du fait que les couches géologiques agissent comme un filtre, le « filtre terrestre », qui diminue la fréquence du signal (Kearey et Brooks, 1991).

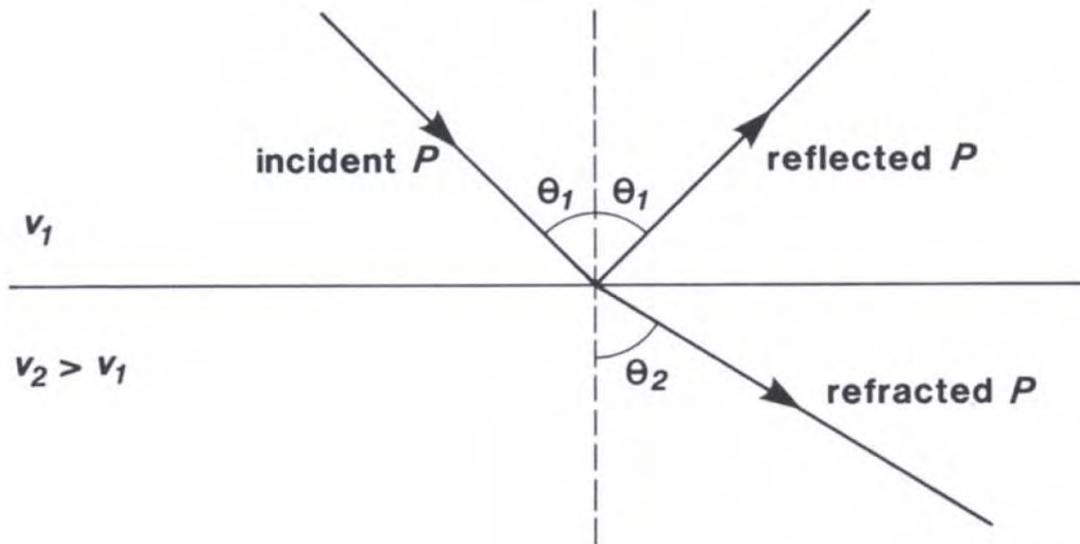


Figure IV-1 : Réflexion et réfraction d'une onde sismique P (Kearey et Brooks, 1991). Selon la loi de réflexion de Snell, lorsqu'un rayon est réfléchi sur une surface marquant un contraste d'impédance acoustique, les angles que vont faire le rayon incident et le rayon réfléchi seront égaux par rapport à la normale.

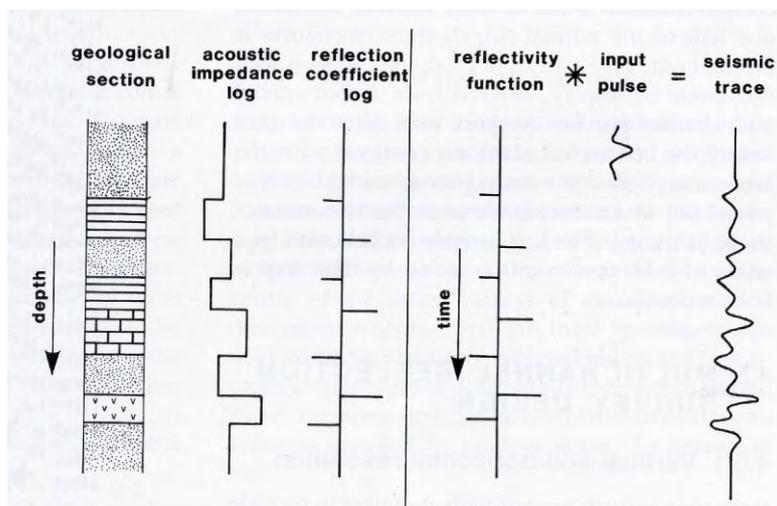


Figure IV-2 : Le sismogramme synthétique (Kearey et Brooks, 1991). Les coefficients de réflexion sont calculés à partir des variations d'impédance acoustique, puis sont convolués avec le signal sismique source pour produire la trace sismique enregistrée.

1.2. Résolution sismique

La *résolution* est définie comme la capacité à différencier des éléments séparés. Elle est communément exprimée comme la distance minimale entre deux objets, telle que les deux peuvent être imagés distinctement (Sheriff, 1977). Sur une ligne sismique sans bruit, cette distance est contrôlée par la *longueur d'onde* (\bullet) du signal. La longueur d'onde est le rapport entre la vitesse de propagation et la fréquence du signal ($\bullet = \text{vitesse/fréquence}$).

Une longueur d'onde courte, et donc une fréquence de signal élevée, améliore la résolution. La résolution verticale est généralement considérée être un quart de la longueur d'onde (Sheriff, 1977, 1985). La valeur $\frac{1}{4} \bullet$ est l'*épaisseur d'interférence* (« tuning thickness »). Au-dessus de $\frac{1}{4} \bullet$, deux réflexions séparées peuvent être résolues, mais lorsque l'épaisseur d'interférence $\frac{1}{4} \bullet$ est atteinte, une interférence constructive se produit entre les deux réflexions (*fig. IV-3*), ce qui génère une réflexion composite de plus forte amplitude. Lorsque la séparation entre les réflecteurs continue de diminuer, la réflexion composite perd de l'amplitude et change de phase du fait de l'interférence destructive des deux réflecteurs (Stafleu, 1994). En général, l'épaisseur d'interférence ($\frac{1}{4} \bullet$) est comprise entre 12,5 m (2000 m/s à 40 Hz) et 50 m (6000 m/s à 30 Hz).

La résolution horizontale dépend de la taille de la Zone de Fresnel (*fig. IV-4*), qui est la partie du réflecteur responsable de la création d'une réflexion en un point (Sheriff, 1977, 1985). Si les objets ont une largeur inférieure à $\frac{1}{2} \bullet$, la première Zone de Fresnel, toute l'énergie va interférer de manière constructive et les objets individuels ne seront pas résolus. La taille de la première Zone de Fresnel dépend de la profondeur des réflecteurs et de $\frac{1}{2} \bullet$.

La taille de la zone de Fresnel est réduite et la résolution horizontale augmentée sur des données migrées. Pour des données non-migrées, la largeur de résolution horizontale peut être estimée par l'équation de la zone de Fresnel : $r = \sqrt{z| / 2}$ (Yilmaz, 2001). Pour des données migrées, la résolution horizontale peut être estimée par l'équation : $r = z| / L$ (Berkhout, 1980), où L est la largeur de l'ouverture de migration. Par exemple, si la zone d'intérêt est à une profondeur de $z = 1000$ m avec

une fréquence moyenne de 50 Hz et une vitesse d'intervalle de 4000 m/sec, la résolution horizontale d'un volume de données non-migrées est de 200 m, alors que la résolution de données migrées avec une ouverture de migration de 4 km est de 20 m.

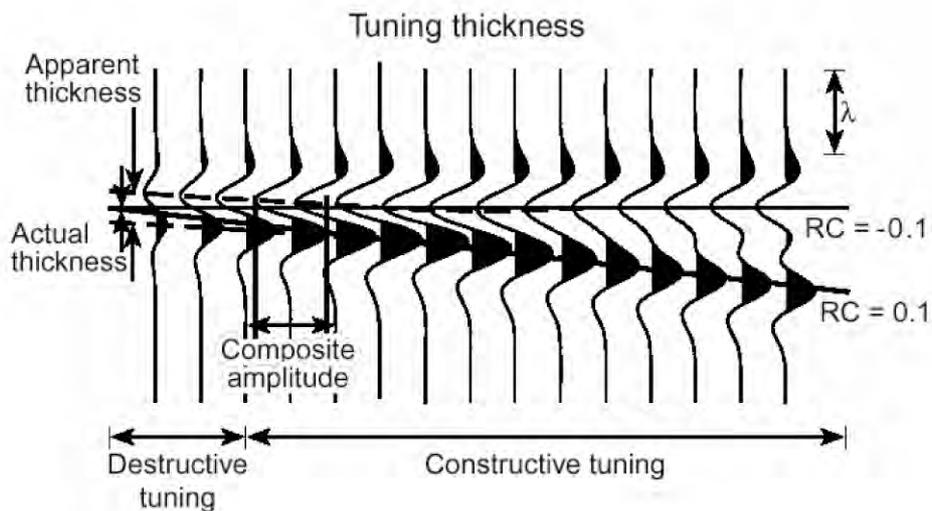


Figure IV-3 : Limite de résolution verticale sur les données sismiques (Zeng et Kerans, 2003). Si la distance entre deux surfaces est inférieure à $\lambda / 4$, les réflexions correspondant à ces surfaces interfèrent et les deux surfaces ne sont pas imagée distinctement.

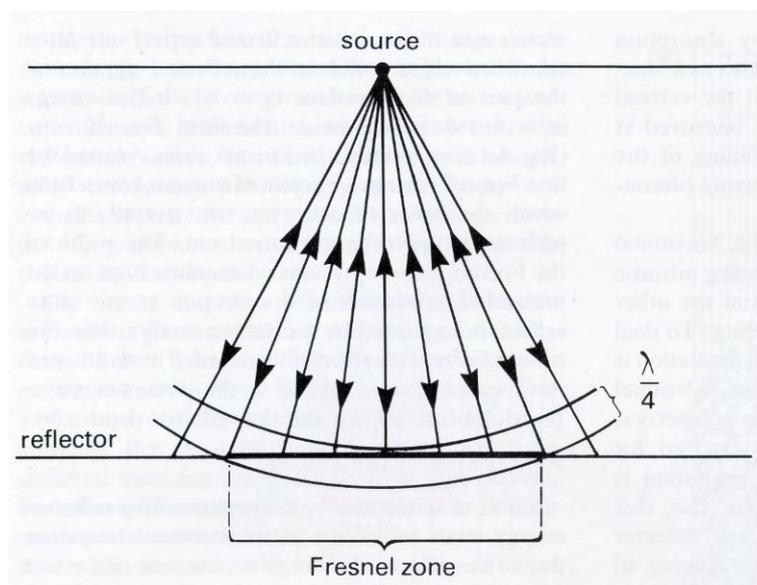


Figure IV-4 : La zone de Fresnel (Kearey et Brooks, 1991). La zone de Fresnel correspond à la partie du réflecteur qui renvoie de l'énergie à partir de la zone correspondant à la moitié de la longueur d'onde du rayon incident initial.

Avant toute interprétation stratigraphique de données sismiques, il est nécessaire de calculer la fréquence dominante dans l'intervalle étudié et de l'utiliser, avec la vitesse de l'intervalle, afin d'appréhender les résolutions verticale et horizontale des données étudiées (Schwab, 2003).

1.3. Stratigraphie sismique

1.3.1. Concept, principes et terminologie

Les concepts et méthodes de stratigraphie sismique ont été introduits et développés par la compagnie Exxon dans une série d'articles publiés dans le mémoire 26 de l'American Association of Petroleum Geologists (Payton, ed., 1977).

La stratigraphie sismique est basée sur le postulat que les réflexions sismiques primaires sont générées par des surfaces physiques correspondant principalement à des surfaces de stratification ou à des discontinuités qui définissent de nets contrastes d'impédance acoustique. Ainsi, mis à part les multiples (artéfacts) et les réflexions liées au contact entre deux fluides, les réflexions sismiques renferment à la fois (1) des informations chronostratigraphiques, puisqu'elles correspondent à des surfaces de stratification ou des discontinuités et (2) des informations lithostratigraphiques, puisque leur génération et leurs caractères ou attributs (amplitude, fréquence, énergie, etc.) dépendent des propriétés des roches de part et d'autre de ces surfaces (Emery et Myers, 1996). Les variations latérales de faciès au sein même des strates ne seront pas imagées en tant que réflexions sur les lignes sismiques du fait de leur caractère graduel (*fig. IV-5A*). Ces variations latérales de faciès pourront seulement être déduites de l'étude des variations d'attributs le long d'une réflexion (*fig. IV-5B*).

Ces informations, associées aux informations géométriques mises en valeur par exagération verticale sur les profils sismiques, fournissent un outil très efficace pour interpréter l'architecture stratigraphique des séquences de dépôt en subsurface.

Analyse des séquences sismiques

Une séquence sismique est une séquence de dépôt, correspondant à un cycle de variation du niveau marin relatif, identifiée sur un profil sismique. Du fait de la résolution sismique, les séquences identifiées correspondent généralement à des séquences stratigraphiques de deuxième et troisième ordre (Homewood *et al.*, 2000). Lorsque les données sont de bonne qualité, il est tout de même possible d'identifier des séquences d'ordre inférieur. Les réflexions correspondant aux séquences stratigraphiques de haute fréquence interfèrent entre elles et participent à la forme et aux attributs des réflexions composites imageant les séquences de basse fréquence. Afin de hiérarchiser les séquences sismiques et de faire la correspondance avec les séquences stratigraphiques, il est nécessaire de calibrer les données sismiques, avec des données de puits (carottes, diagraphies) ou des données d'affleurement.

Une séquence sismique est définie principalement par des critères géométriques. Une séquence sera en effet identifiée sur des données sismiques par un ensemble de réflexions relativement concordantes, limité à sa base et à son toit par des discontinuités interprétées comme des discordances qui peuvent latéralement évoluer en concordances (Vail et Mitchum, 1977). Le terme discordance est utilisé ici au sens « unconformity » et non dans son acception tectonique. C'est une surface d'érosion ou de non-dépôt qui sépare des strates récentes de strates plus anciennes. Une concordance est, quant à elle, une surface séparant des strates plus jeunes de strates plus anciennes sans qu'il y ait d'évidence physique d'érosion ou de non-dépôt. Il faut noter que l'échelle sismique permet parfois de mettre en évidence des discordances non visibles directement à l'affleurement. Cependant, les limites de résolution sismique peuvent engendrer l'effet inverse, c'est à dire que des pseudo-discordances, sans réalité physique, peuvent apparaître en sismique (voir §1.3.2.).

Une discordance sismique se traduit par la présence de réflexions qui se terminent sur ou sous la discordance. Il existe plusieurs types de terminaison entre les réflexions internes visibles dans la séquence, et les limites de séquence (*fig. IV-6*).

Baselap : terminaison des réflexions sur la limite de séquence basale. Il en existe deux types :

- **Onlap** : une réflexion (horizontale ou inclinée) se termine sur une réflexion représentant une surface originellement plus inclinée.
- **Downlap** : une réflexion initialement inclinée se termine vers le bas sur une réflexion représentant une strate initialement horizontale ou inclinée.

Toplap : terminaison vers le haut d'une réflexion sur la limite supérieure d'une séquence de dépôt.

Troncature d'érosion : terminaison latérale d'une strate par érosion.

Une limite de séquence sera donc caractérisée par des terminaisons en onlap et downlaps des réflexions sus-jacentes et par des terminaisons en toplaps ou des troncatures d'érosion des réflexions sous-jacentes.

Analyse des faciès sismiques

L'analyse des faciès sismiques consiste à tracer et interpréter la géométrie, la continuité, l'amplitude et la fréquence des réflexions et ainsi de définir des unités de faciès sismique (Vail et Mitchum, 1977). Les unités de faciès sismique sont des groupes de réflexions sismiques dont les paramètres (configuration géométrique, amplitude, continuité, fréquence et vitesse d'intervalle) diffèrent des unités adjacentes.

Les principales configurations géométriques des réflexions sont : parallèles, sub-parallèles, divergentes, progradantes, chaotiques, et sans-réflexion (*fig. IV-7A*). Les configurations progradantes peuvent être subdivisées en : sigmoïde, oblique, complexe sigmoïde-oblique, accrétion latérale (« shingled »), et dôme (« hummocky clinoform ») (*fig. IV-7B*).

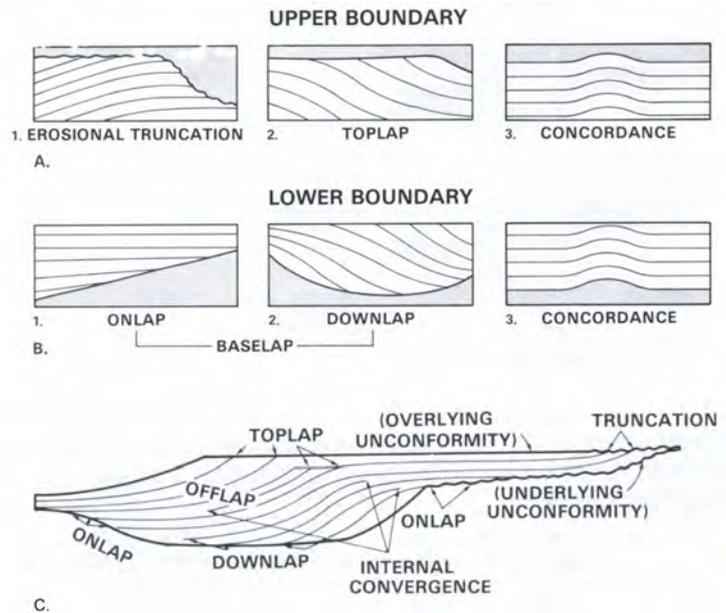


Figure IV-6 : Relations entre les strates et les limites de séquence de dépôt (Mitchum *et al.*, 1977). **A)** Relations entre les strates et la limite de séquence supérieure. **B)** Relations entre les strates et la limite de séquence inférieure. **C)** Terminaisons stratigraphiques des réflexions sismiques au sein d'une séquence sismique idéale.

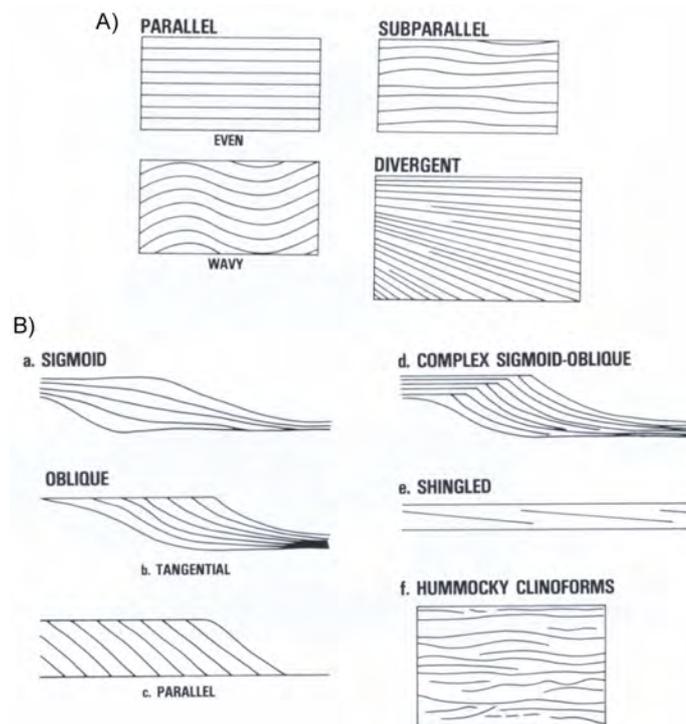


Figure IV-7 : Interprétation des réflexions aux seins des séquences sismiques (Mitchum *et al.*, 1977). **A)** Réflexions sismiques à configurations parallèle, sub-parallèle et divergente. **B)** Réflexions interprétées comme des clinofformes progradants.

Il s'agit également d'analyser la forme externe (*fig. IV-8*) et l'association des unités de faciès sismique au sein du cadre stratigraphique défini par la reconnaissance des séquences de dépôt. La description et la cartographie des faciès sismiques permettent ainsi de prédire, avec l'aide des données de diagraphies et de carottes, la lithologie associée à ces faciès sismiques et d'interpréter les processus sédimentaires et les environnements de dépôt (*fig. IV-9*).

Analyse des variations du niveau marin relatif

L'analyse de la succession des séquences de dépôt dans le temps et l'espace permet de déduire les variations, de fréquence faible à moyenne, du niveau marin relatif au cours du remplissage d'un bassin sédimentaire (Vail *et al.*, 1977). Des cycles de variation du niveau marin relatif peuvent alors être construits sur une base régionale et corrélés à des données globales. Les corrélations entre les cycles régionaux et globaux permettent de déduire l'âge des séries sédimentaires et les périodes de génération de discordances. Les différences entre les courbes régionales et globales indiquent des déformations tectoniques locales ou des erreurs d'interprétation.

1.3.2. Discussion : évolution des techniques et des méthodes d'interprétation, limites de la méthode

Limitations dues à la résolution verticale des données sismiques

De nombreux effets liés à l'acquisition, au traitement et aux techniques de visualisation des données sismiques créent des limitations sur l'exactitude et la précision de leur interprétation (Sheriff, 1976). La longueur d'onde, qui caractérise les données sismiques, influe sur la limite de résolution verticale des données et donc sur la création d'interférences entre les réflexions. Ces interférences, constructives ou destructives, rendent l'image sismique plus « floue » et son interprétation non-univoque. Cet effet est amplifié dans le cas de séries carbonatées, car les vitesses de propagation sismique y sont généralement plus rapides que dans les dépôts terrigènes. Cet effet est également amplifié pour des données de faible fréquence, c'est à dire de moins bonne qualité ou plus profondes.

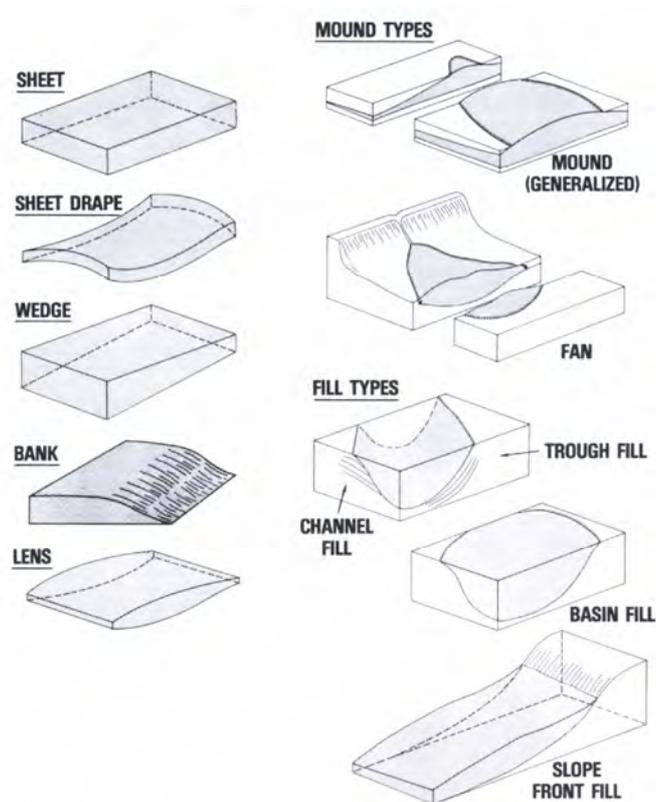


Figure IV-8 : Formes externes de quelques unités de faciès sismique (Mitchum *et al.*, 1977).

SEISMIC FACIES PARAMETERS

GEOLOGIC INTERPRETATION

REFLECTION CONFIGURATION

- BEDDING PATTERNS
- DEPOSITIONAL PROCESSES
- EROSION AND PALEOTOPOGRAPHY
- FLUID CONTACTS

REFLECTION CONTINUITY

- BEDDING CONTINUITY
- DEPOSITIONAL PROCESSES

REFLECTION AMPLITUDE

- VELOCITY-DENSITY CONTRAST
- BED SPACING
- FLUID CONTENT

REFLECTION FREQUENCY

- BED THICKNESS
- FLUID CONTENT

INTERVAL VELOCITY

- ESTIMATION OF LITHOLOGY
- ESTIMATION OF POROSITY
- FLUID CONTENT

EXTERNAL FORM & AREAL ASSOCIATION
OF SEISMIC FACIES UNITS

- GROSS DEPOSITIONAL ENVIRONMENT
- SEDIMENT SOURCE
- GEOLOGIC SETTING

Figure IV-9 : Paramètres des réflexions sismiques utilisés en stratigraphie sismique et leur signification géologique (Mitchum *et al.*, 1977).

La résolution verticale peut ainsi être insuffisante pour imager des unités condensées de faible épaisseur sur le sommet d'une plate-forme ou dans le bassin, créant ainsi respectivement des pseudo-onlaps et des pseudo-downlaps sur les images sismiques (Rudolph *et al.*, 1989 ; Schlager *et al.*, 1991 ; Biddle *et al.*, 1992 ; Helland-Hansen *et al.*, 1994 ; Bracco Gartner et Schlager, 1999). L'interprétation des discordances sur les images sismiques peut alors être erronée.

Afin de réduire ce type d'erreurs d'interprétation, de nombreux modèles sismiques d'affleurements (voir *fig. I-4*) ont été réalisés (Le Blanc *et al.*, 1987 ; Rudolph *et al.*, 1989 ; Biddle *et al.*, 1992 ; Campbell et Stafleu, 1992 ; Stafleu et Schlager, 1993 ; Helland-Hansen *et al.*, 1994 ; Stafleu *et al.*, 1994 ; Stafleu et Sonnenfeld, 1994 ; Schwab et Pince, 1996 ; Anselmetti *et al.*, 1997 ; Bracco Gartner et Schlager, 1999 ; Schwab et Eberli, 2000 ; Zeng et Kerans, 2003 ; Schwab *et al.*, 2005). La comparaison des profils sismiques synthétiques générés à partir de ces modèles, avec les profils sismiques réels aide à différencier ces pseudo-onlaps d'onlaps réels par l'utilisation de critères ou attributs supplémentaires (autres que géométriques) ou permettent au moins de quantifier et de prendre en compte les erreurs possibles d'interprétation.

L'analyse combinée d'attributs sismiques tels que la « phase instantanée » et la « force de la réflexion » (« reflection strength ») peuvent aider à différencier les vraies et les pseudo-discordances sur les lignes sismiques (Bracco Gartner et Schlager, 1999). En particulier, la « phase instantanée » donne une vision plus nette de la configuration réelle des strates.

Différentiation entre les informations chronostratigraphiques et lithostratigraphiques contenues dans une réflexion sismique

De nombreux modèles sismiques d'affleurement montrent que dans certaines configurations et en fonction de la qualité des données, les effets liés aux variations latérales de faciès peuvent considérablement altérer les informations chronologiques contenues dans les réflexions sismiques, sans toutefois créer de réflexion propre (Biddle *et al.*, 1992 ; Stafleu et Sonnenfeld, 1994 ; Schwab et Pince, 1996 ; Bracco Gartner et Schlager, 1999 ; Schwab et Eberli, 2000 ; Kenter *et al.*, 2001 ; Schwab *et*

al., 2005). Des variations d'amplitude apparaissant le long de réflexions qui correspondent à des lignes temps peuvent en effet simuler des réflexions sismiques (*fig. IV-10* ; Zeng et Kerans, 2003). Ces « réflexions apparentes » peuvent alors être mal interprétées, puisqu'elles ne sont pas, dans ce cas, associées à des lignes temps. Les données sismiques de haute fréquence imagent préférentiellement les unités chronostratigraphiques à configuration de cliniformes et les données sismiques de basse fréquence ont tendance à faire ressortir les unités lithostratigraphiques, plus épaisses et sub-horizontales (Zeng et Kerans, 2003). Sur des données de basse fréquence, les variations latérales de faciès vont être amplifiées par effet d'interférence et entraîner de fortes variations latérales d'amplitude (et d'autres attributs) le long des réflexions imageant les unités chronostratigraphiques. Les traces d'amplitude similaire, correspondant indirectement aux unités lithologiques, seront alors préférentiellement pointées plutôt que les traces caractérisées par des variations latérales d'amplitude importantes, correspondant aux unités chronostratigraphiques (*fig. IV-10*).

Afin de différencier les unités chronostratigraphiques et les unités lithostratigraphiques, il est possible d'utiliser des filtres de fréquence pour ajuster la fréquence dominante des données sismiques (Yilmaz, 1987) et ainsi amplifier l'image soit des unités chronostratigraphiques, soit des unités litho-stratigraphiques sur les profils sismiques (Zeng et Kerans, 2003).

Méthode de mesure de l'inclinaison des cliniformes sur les données sismiques

Pour l'étude d'un système carbonaté, la configuration et la mesure de l'inclinaison des cliniformes ont une grande importance puisqu'elles fournissent des enseignements sur l'espace disponible dans le bassin et sur la plate-forme (niveau marin relatif) et sur la production carbonatée.

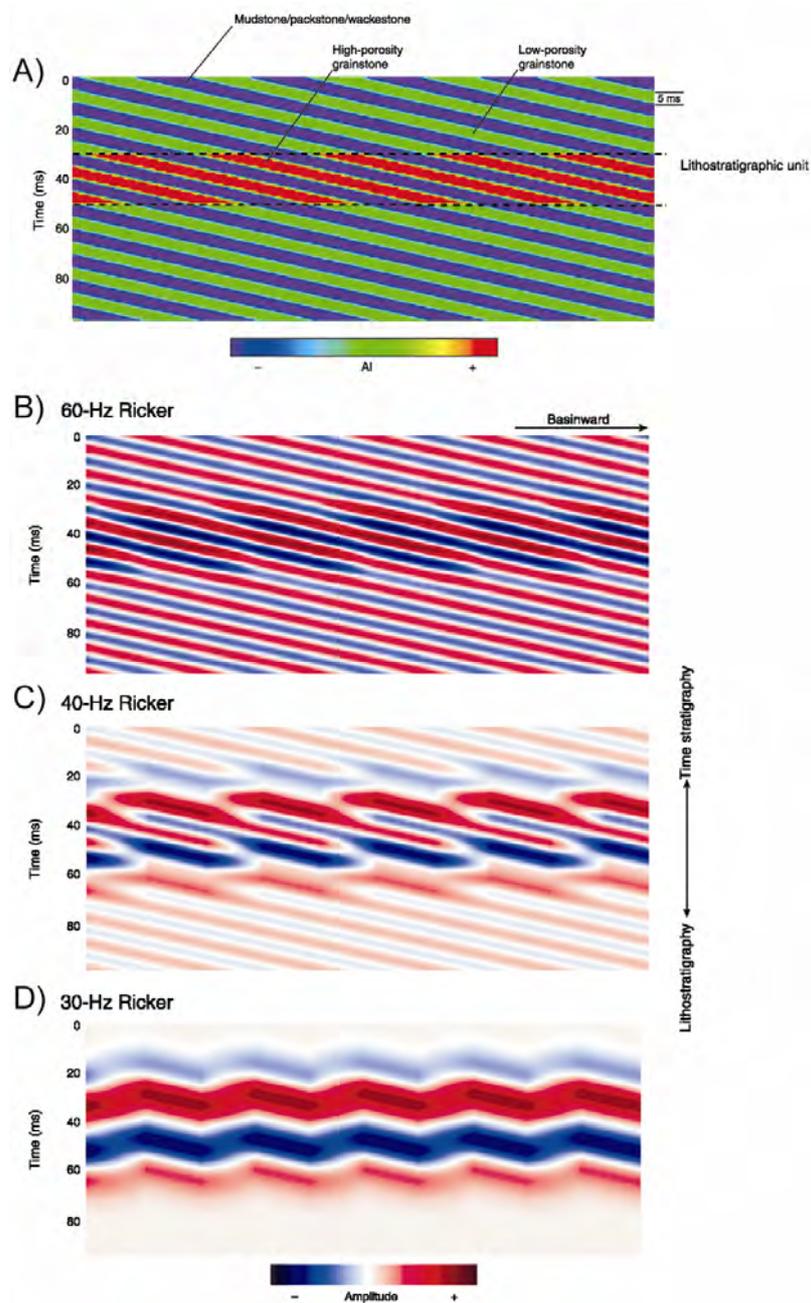


Figure IV-10 : Différentiation entre les unités chronostratigraphiques et lithostratigraphiques (Zeng et Kerans, 2003). **A)** Modèle d'impédance acoustique d'une séquence carbonatée progradante typique. Les clinofformes sont des unités de dépôt chronostratigraphiques, alors que les corps réservoirs de grainstone poreux (rouge) forment une unité lithostratigraphique. **B)** Réponse sismique du modèle de clinofformes avec une impulsion sismique de type Ricker de fréquence 60Hz. Les lignes temps sont bien imagées et les variations lithostratigraphiques correspondent à des variations d'amplitude au long des réflexions. **C)** Réponse sismique du modèle de clinofformes avec une impulsion sismique de type Ricker de fréquence 40Hz. Les réflexions sont difficiles à interpréter car les unités lithologiques commencent à interférer avec l'image des unités chronostratigraphiques. **D)** Réponse sismique du modèle de clinofformes avec une impulsion sismique de type Ricker de fréquence 30Hz. Les unités lithostratigraphiques sont plus visibles que les unités chronostratigraphiques.

Mesurer l'angle de clinofformes à partir d'images sismiques n'est pas direct. La mesure peut être biaisée par plusieurs facteurs tels que : (1) la manière dont la ligne sismique intercepte le clinofforme (inclinaison réelle ou apparente), qui est un facteur particulièrement important dans le cas de ceintures de clinofformes lobées, (2) l'erreur liée à la différence entre la vitesse réelle dans le corps du clinofforme et la vitesse choisie pour faire la conversion temps/profondeur nécessaire pour le calcul des angles, et (3) les incertitudes de mesure, spécialement liées au fait que les lignes sismiques sont généralement affichées avec une forte exagération verticale.

Dans notre étude, tous ces facteurs ont été considérés et adressés. Les clinofformes ont été analysés en trois dimensions et mesurés à partir d'inclinaisons réelles. L'erreur liée à l'écart entre la vitesse réelle et la vitesse choisie pour la conversion temps/profondeur a été calculée pour une série d'angles et intégrée aux résultats (voir *annexe 1*).

Les valeurs d'inclinaison de clinofformes données dans les paragraphes suivants représentent l'éventail de valeurs d'angles ainsi calculées (valeur minimale à valeur maximale).

La géomorphologie sismique

L'accès aux données sismiques 3D a permis de développer une nouvelle forme d'interprétation sismique : la géomorphologie sismique. La géomorphologie sismique consiste en l'analyse de la signification géologique des formes révélées sur des cartes d'attributs sismiques (amplitude, fréquence, inclinaison, énergie, cohérence, phase instantanée, etc...) calibrées par des profils sismiques verticaux (VSP).

Ces formes peuvent ensuite être mesurées et cartographiées dans l'espace, puis analysées en utilisant les différents principes établis de géomorphologie. Cette technique, la géomorphologie sismique quantitative, aide à comprendre l'évolution des systèmes de dépôt, à quantifier les géométries internes des réservoirs, et à mieux interpréter les faciès et leur répartition dans l'espace.

La géomorphologie sismique est particulièrement utile pour la visualisation de systèmes de chenaux (Kolla, 2001 ; Davies *et al.*, eds., 2004 ; Nordfjord *et al.*, 2005 ; Bertoni et Cartwright, 2005) et de systèmes turbiditiques profonds (Posamentier et

Venkatarathnan, 2003 ; Posamentier, 2004). Cette technique est également de plus en plus utilisée pour appréhender l'évolution de plates-formes carbonatées (Masferro *et al.*, 2003 ; Zampetti *et al.*., 2004) ou pour cartographier la structure détaillée de "build ups" (Elvebakk *et al.*., 2002 ; Masferro *et al.*., 2003).

1.4. Conclusion

La stratigraphie sismique consiste en une étude de la section sismique en tant qu'outil géologique. Elle permet tout d'abord de contrôler la validité de marqueurs géologiques établis par des corrélations de puits ou d'affleurements. Elle permet également d'étudier, à l'échelle sismique, les directions de progradation et l'enchaînement chronologique des unités stratigraphiques.

L'analyse des faciès sismiques en coupe et en carte permet de restituer les domaines de plate-forme, pente et bassin et de quantifier la géométrie et l'orientation des différents corps sédimentaires.

La stratigraphie sismique et les techniques d'interprétation 3D associées, offrent une vision « grand angle » des systèmes, tout en permettant l'analyse détaillée de certains corps sédimentaires dans l'espace. Cette approche est donc tout à fait complémentaire des études d'affleurement, qui en retour, apportent une calibration essentielle à l'interprétation sismique.

2. STRATIGRAPHIE SISMIQUE DE LA PREMIERE SEQUENCE : IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

2.1. Généralités

2.1.1. La Formation Natih en sismique

La Formation Natih se trouve à faible profondeur (1 à 1,5 km) dans l'Intérieur Oman. Elle se trouve donc généralement bien imagée en sismique avec une résolution verticale variant entre 15 et 30 m. L'ensemble de la formation épaisse de 400 mètres en subsurface est représentée par environ 200 millisecondes en temps double (« Two-Way-Time ») sur les profils sismiques (*fig. IV-11*).

En fonction de la fréquence moyenne des données, la Formation Natih est caractérisée par une dizaine de réflexions sismiques (*fig. IV-11*). Les alternances argiles-carbonates au sein de la formation génèrent des contrastes de vitesses importants et donc de forts coefficients de réflexion qui se traduisent par des réflexions sismiques de forte amplitude. Trois réflecteurs se démarquent en particulier : le « Top Natih E » (sommet de la séquence I), le « Top Natih C » (sommet de la séquence II) et le « top Natih A » (sommet de la séquence IV).

Le « Top Natih E » est le marqueur sismique principal. Le fort contraste de vitesse entre les argiles vertes de la base du Natih D (lent) et les carbonates bien cimentés du sommet du Natih E (rapide) crée un coefficient de réflexion positif élevé, ce qui est représenté par un doublet « peak »-« trough » (réflexion bleue-rouge) sur les profils sismiques (*fig. IV-11*).

La résolution verticale des profils sismiques est en général insuffisante pour obtenir une réflexion distincte correspondant au sommet du Natih D. Cette réflexion interfère avec les réflexions correspondant aux sommets du Natih C et du Natih E. L'intervalle argileux à la base du Natih B est en général plus développé que celui présent à la base du Natih C. Un plus fort contraste d'impédance existe donc au sommet du Natih C.

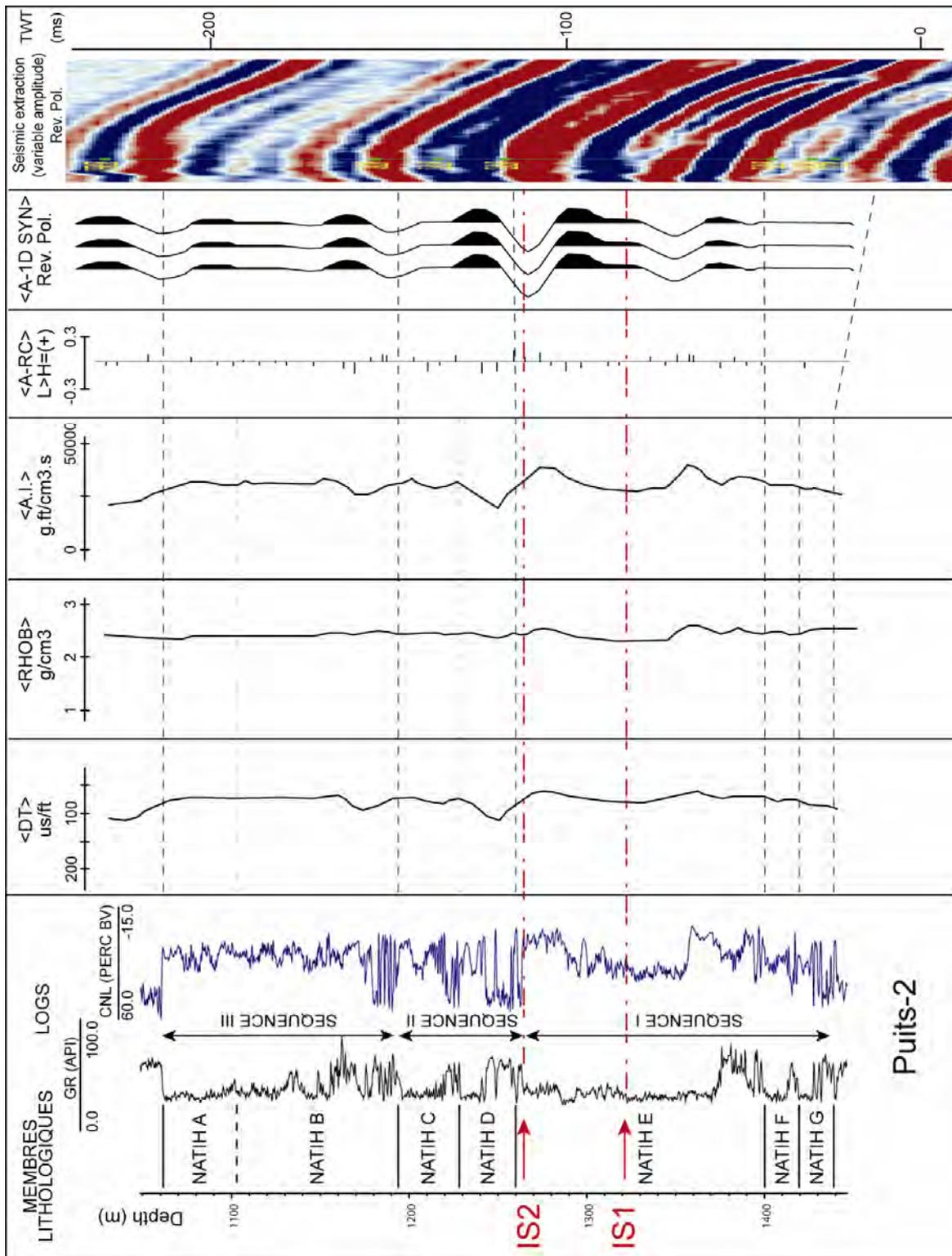


Figure IV-11 : Sismogramme synthétique de la Formation Natih, corrélé aux diagraphies de gamma-ray et neutron (CNL), au droit du puits-2. Le sommet des membres lithologiques Natih E, Natih C et Natih A correspondent à des réflexions sismiques de forte amplitude et basse fréquence. Quatre réflexions, dont l'une correspond à l'image de la première surface d'incision IS1, sont visibles au sein de l'intervalle correspondant à la première séquence (Natih E, F et G).

Le sommet de la Formation Natih est complexe et marqué par une discontinuité majeure érosive. Les marnes de la Formation Fiqa reposent sur cette discontinuité et créent un contraste d'impédance important sur les carbonates du Natih A.

Ces trois réflexions remarquables de forte amplitude sont continues et peuvent donc être suivies et interprétées à l'échelle d'un bloc de sismique 3D.

Plusieurs réflexions de plus faible amplitude se distinguent à la base du Natih (Natih F/G), dans le Natih E, et dans le Natih A/B (*fig. IV-11*). Ces réflexions sont des cliniformes très faiblement à faiblement inclinés et disparaissent progressivement à leurs extrémités par perte d'amplitude et interférence sur une distance de 20 à 30 km. Ces réflexions sont donc plus difficiles à interpréter à l'échelle d'un bloc de sismique 3D.

2.1.2. La séquence I en sismique

Dans la zone étudiée, la première séquence de la Formation Natih a une épaisseur très uniforme de l'ordre de 140 m (van Buchem *et al.*, 2002), correspondant en sismique à environ 80 ms en temps double (*fig. IV-11*). La séquence I rassemble les membres lithologiques Natih G, F et E (*fig. III-13*).

Sur les profils sismiques, la base du Natih est marquée par une réflexion continue d'amplitude moyenne (*fig. IV-11*). Cette réflexion correspond approximativement au contraste argiles/carbonates du membre Natih G.

Le sommet de la première séquence est caractérisé par un fort contraste d'impédance acoustique entre les carbonates de la séquence I et les argiles de la base de la séquence II. Il est représenté par une réflexion très continue, de forte amplitude et basse fréquence (*fig. IV-11*). Cette réflexion est le résultat de multiples interférences et couvre à la fois la partie sommitale de la séquence I ainsi que les alternances marno-calcaires et l'intervalle argileux de la base de la séquence II. Les images des variations de faciès et d'épaisseur au sein de chacune des couches qui composent cet intervalle sont donc combinées dans cette réflexion et sont ainsi difficilement identifiables.

Etant donné la forte épaisseur relative de cette première séquence, la configuration géométrique des strates internes est bien imagée en sismique (Droste et Van Steenwinkel, 2004 ; *fig. IV-II*). Au sein de cette séquence, trois à quatre réflexions d'amplitude moyenne à faible se distinguent, en fonction de la résolution des données sismiques. Ces réflexions sont continues et faiblement inclinées. Elles se terminent en downlap sur des distances de 5 à 40 km selon leur inclinaison (cf. paragraphes suivants). L'enchaînement de ces cliniformes et l'évolution de leur inclinaison dans le temps sont analysés dans trois zones paléogéographiques distinctes.

2.1.3. Les zones paléogéographiques étudiées

Pendant le dépôt de la première séquence de la Formation Natih, trois grandes zones préférentielles de production et de dépôt de sédiments carbonatés peu profonds sont identifiées dans la moitié nord de l'Oman. Ces domaines de plate-forme peu profonde sont séparés par un bassin intrashelf dont la profondeur n'excède jamais 50 m. Une première zone de production carbonatée se situe au nord, à proximité de la marge océanique de la plate-forme, au niveau du Jebel Akhdar. Les deux autres zones se trouvent au sud du Jebel Akhdar, dans l'intérieur de l'Oman (*fig. IV-12*), où deux systèmes de rampe carbonatée se développent : l'une à l'est dans la zone de Jebel Madar-Jebel Madmar-Kauther et l'autre à l'ouest dans la zone de Fahud. Ces trois systèmes progradent respectivement vers le sud, vers l'ouest et vers l'est, aboutissant ainsi au comblement quasi-complet du bassin intrashelf à la fin du dépôt de la séquence I.

Notre étude sismique porte sur les deux systèmes de rampe carbonatée situés dans l'Intérieur Oman au sud du Jebel Akhdar (*fig. IV-12*). Dans la zone Est, la Formation Natih se trouve à des profondeurs faibles à moyennes (de 1 à 1,5 km) et est imagée par des données sismiques 2D et 3D sur le bloc de Kauther. Elle affleure immédiatement au nord dans les Foothills d'Adam (Jebels Madar, Madmar, Salakh, Nadah et Qusaibah). Dans la zone de Fahud, située à l'ouest, la Formation Natih se trouve à de faibles profondeurs (inférieures à 1 km) et est également imagée par des données sismiques 2D et 3D. Dans la zone méridionale de Musallim, la convergence des deux systèmes carbonatés progradants est analysée sur des données de sismique 2D et 3D.

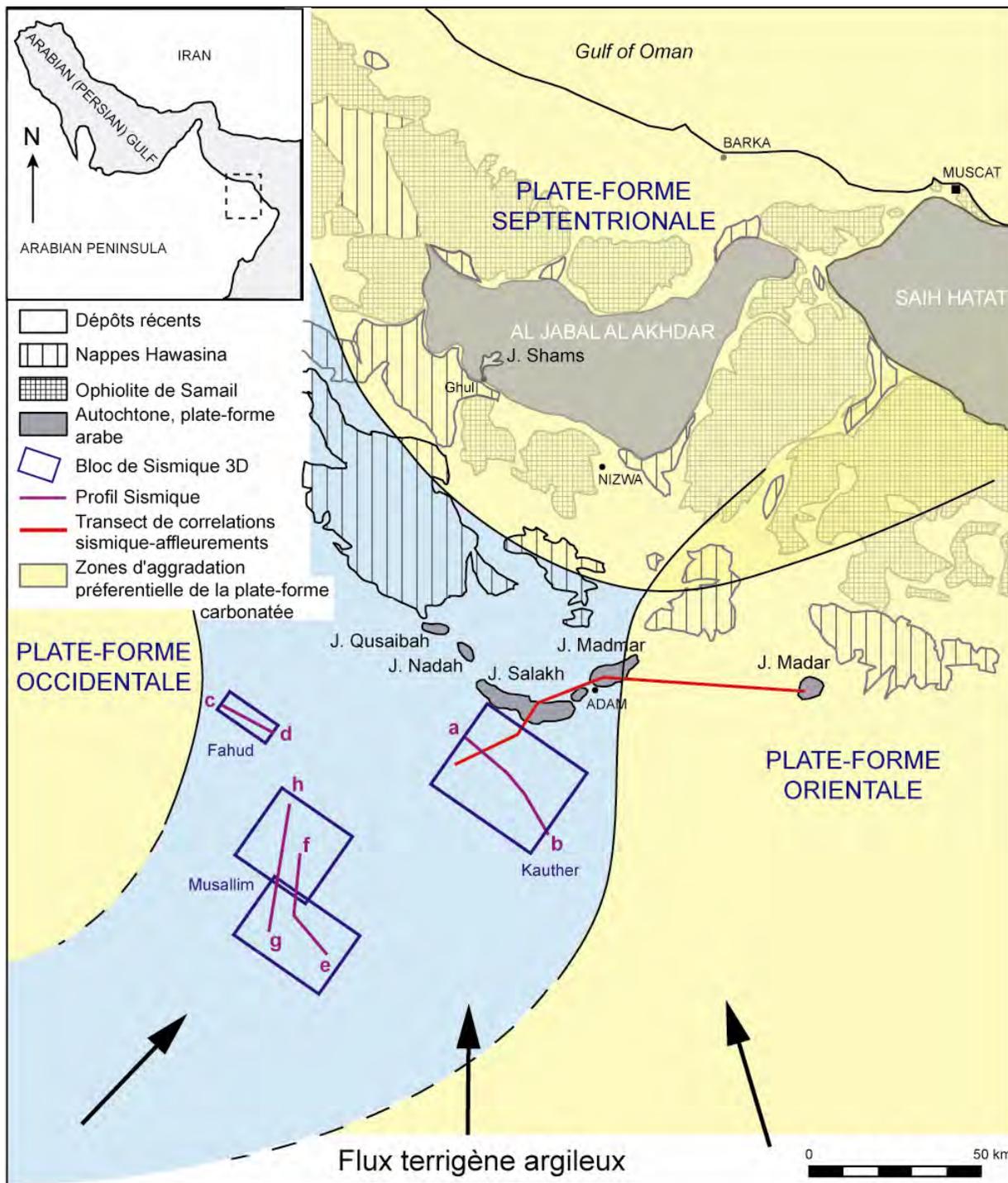


Figure IV-12 : Localisation des données dans le contexte paléogéographique de la séquence I. Pendant la période correspondant à la première partie de la séquence I, la production et les dépôts carbonatés sont concentrés dans trois zones paléogéographiques principales : la marge Thétysienne au nord (Jebel Akhdar), la plate-forme orientale à l'est et au sud-est (affleurements des Foothills) et la plate-forme occidentale à l'ouest de la zone de Fahud. Entre ces trois zones soumises à une aggradation préférentielle, un bassin intrashelf se développe progressivement. Des flux terrigènes argileux, très limités dans la séquence I, proviennent probablement de zones éloignées au sud, où émerge le bouclier arabe.

2.2. La plate-forme orientale : zone de Kauther

2.2.1. Introduction

Le bloc de sismique 3D de Kauther s'étend sur environ 45x30 km² directement au sud de la zone d'affleurement du Jabal Salakh et au nord de la zone de faille de Maradi (MFZ) (*figs. I-1 et IV-12*).

L'acquisition et le traitement de la sismique 3D sont relativement récents (2001-2002) et les données de bonne qualité. La fréquence moyenne dans la séquence I est de 50 Hz, ce qui donne une résolution verticale de 10 à 20 m et une résolution latérale d'environ 15 m dans cette séquence. La localisation géographique idéale du bloc sismique 3D de Kauther (*fig. IV-12*) permet de faire le lien direct entre les données sismiques et les données d'affleurement et ainsi de calibrer l'interprétation sismique régionale.

2.2.2. Evolution stratigraphique de la première séquence sur la plate-forme orientale

L'évolution stratigraphique de la première séquence du Natih sur la plate-forme orientale est présentée sur un transect réalisé à partir de corrélations entre affleurements, diagraphies et données sismiques (*fig. IV-13*). Ce transect est orienté est-ouest avec des coupes de terrain provenant des affleurements des Foothills à l'est (Jebel Madar, Jebel Madmar et Jebel Salakh) et l'interprétation de profils sismiques calés avec deux puits à l'ouest (*fig. IV-13*). L'évolution stratigraphique de la séquence I, présentée dans ce paragraphe, reprend en partie les travaux antérieurs de van Buchem *et al.* (1996, 2002). Leur « transect des Foothills » (*fig. III-15*) a été étendu vers l'ouest, en direction du bassin intrashelf, en intégrant l'interprétation de données sismiques.

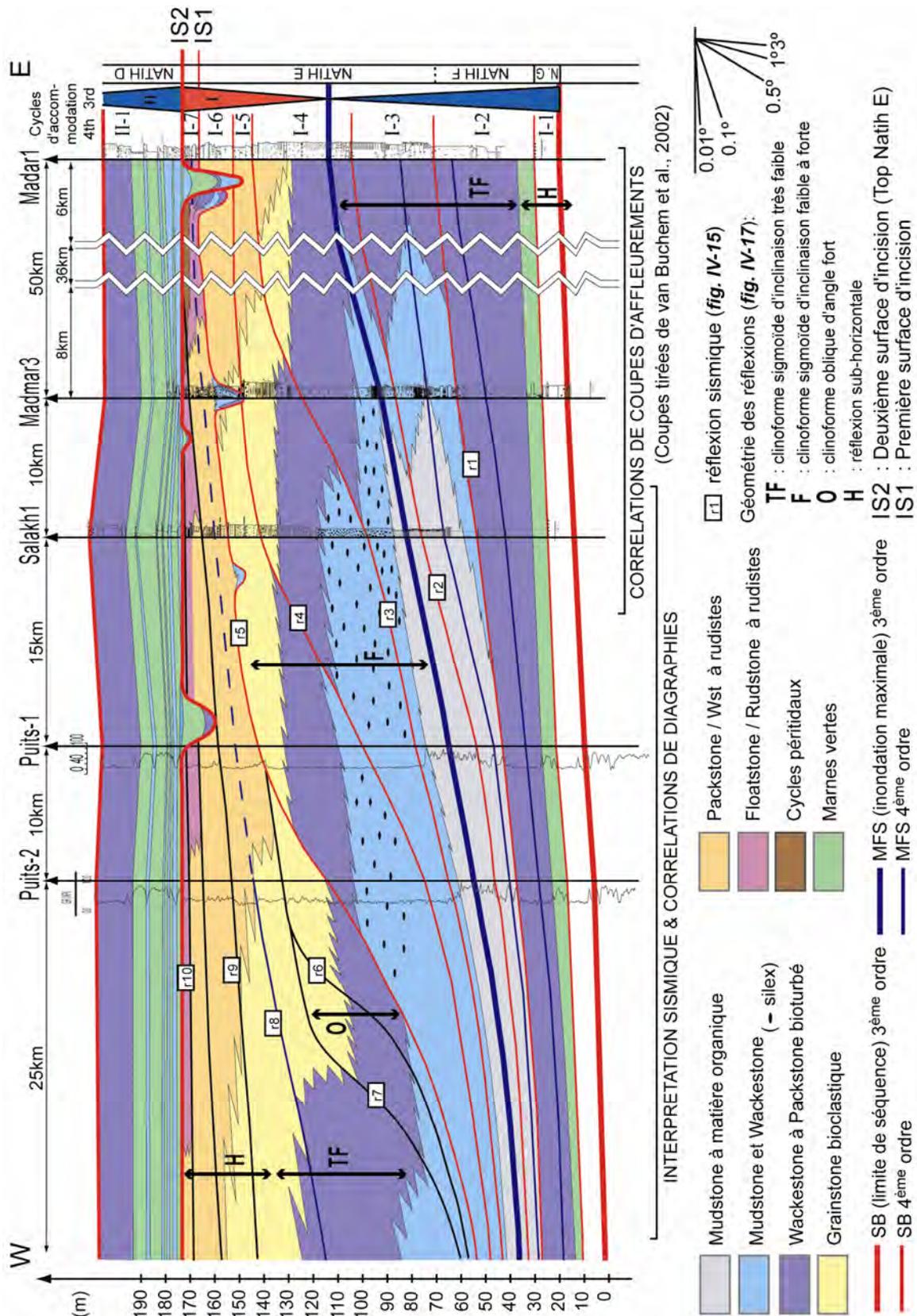


Figure IV-13 : Transect de corrélations stratigraphiques affleurements-sismique de la séquence I de la Formation Natih. Ce transect intègre les données d'affleurement des Foothills (van Buchem *et al.*, 2002) et les données de subsurface de la zone de Kauther (sismique et diagraphies de gamma-ray). Localisation : voir *figure IV-12*.

Il est à noter que la première phase d'incision (IS1) intervient alors que la bordure de la plate-forme était située dans la zone couverte par le bloc de sismique 3D de Kauther (*fig. IV-14A*). Par contre, la position de la bordure de la plate-forme au moment de la deuxième phase d'incision (IS2) n'est pas imagée sur ces données sismiques. Cette bordure était alors située plus à l'ouest au droit du bassin intrashelf résiduel (*fig. IV-14B*).

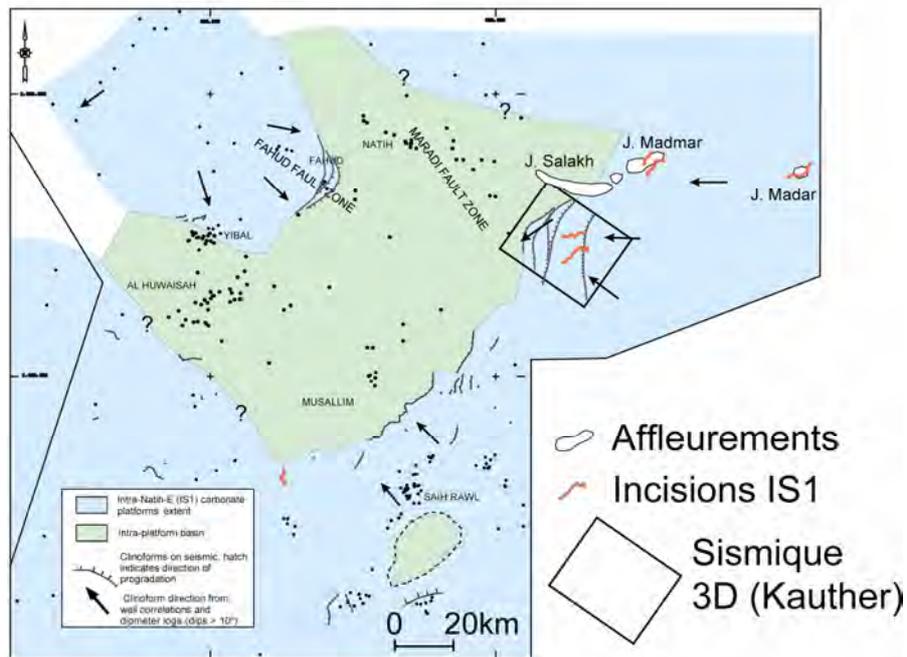
Analyse sismique

L'interprétation stratigraphique des données sismiques du bloc de Kauther est synthétisée et présentée sur les *figures IV-15* et *IV-16*. La figure *IV-15A* est une ligne sismique orientée ouest-est, sélectionnée dans le bloc 3D de Kauther. Elle est horizontalisée sur la réflexion correspondant à la base de la séquence I. La *figure IV-16* est une carte d'amplitude d'un intervalle de 25 ms sous l'horizon correspondant au sommet de la séquence I (Top Natih E / IS2 sur la *figure IV-15*), sur laquelle les clinofformes ont été cartographiés.

Quatre types de géométrie de réflexion se distinguent au sein de la séquence I (*figs. IV-15* et *IV-17*) : des clinofformes d'inclinaison constante très faible ($<0.1^\circ$) notés TF, des clinofformes sigmoïdes d'angle faible à fort (0.3° à 1°) notés F, des clinofformes obliques d'angle fort (1.5° à 4.5°) notés O et des réflexions horizontales ($<0.01^\circ$) notées H. Ces dernières correspondent en fait à la partie proximale de clinofformes sigmoïdes développés dans le bassin. Ces différents types de clinofformes correspondent à différents types de systèmes carbonatés qui se succèdent dans le temps.

Les trois premières réflexions r1 à r3 situées au-dessus de l'horizon correspondant à la base du Natih (*fig. IV-15*) sont des clinofformes d'inclinaison constante très faible à faible (TF ; 0.07° à 0.3°). Ils témoignent d'une augmentation progressive de l'inclinaison de la rampe.

A) Paléogéographie IS1



B) Paléogéographie IS2

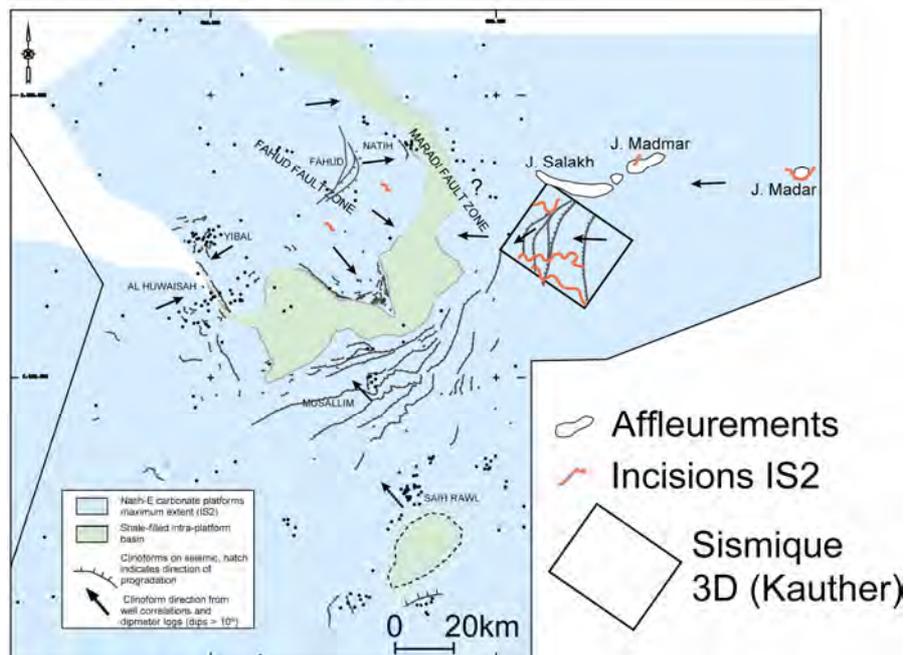


Figure IV-14 : Cartes paléogéographiques (Cénomaniens inférieur) montrant l'évolution de la plate-forme carbonatée au sein de la séquence I dans le nord de l'Oman (modifié d'après Droste et Van Steenwinkel, 2004). Ces cartes ont été réalisées par cartographie régionale des clinofomes sur des données sismiques corrélées à des données d'affleurements. **A) Reconstruction paléogéographique de l'étendue maximale de la plate-forme et contours du bassin intrashelf au moment du développement des incisions sur la surface IS1. **B)** Reconstruction paléogéographique de l'étendue maximale de la plate-forme et contours du bassin intrashelf résiduel au moment du développement des incisions sur la surface IS2 (sommets séquence I).**

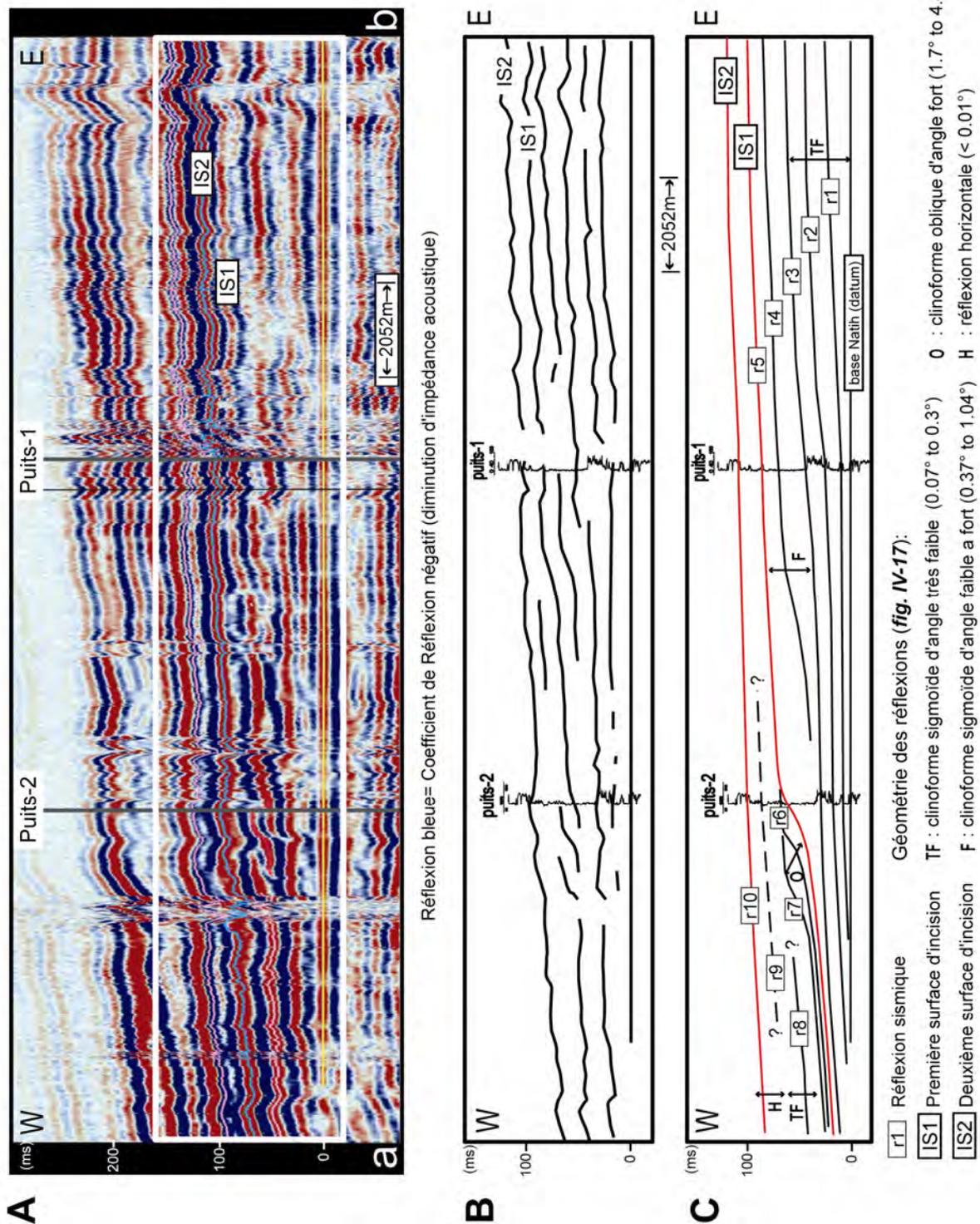


Figure IV-15 : Evolution de plate-forme carbonatée orientale de la première séquence de la Formation Natih à l'échelle sismique. A) Profil sismique a-b sélectionné dans la zone de Kauther (fig. IV-12), calibré par deux puits (puits-1 et puits-2). Cette ligne sismique est horizontalisée sur la réflexion correspondant à la base de la séquence I (« top Nahr Umr »), afin d'éliminer les structures récentes perturbant cette zone. **B)** Pointé des réflexions sismiques successives sur le profil a-b. **C)** Interprétation stratigraphique du profil sismique a-b, soulignant l'évolution de la géométrie des réflexions au sein de la séquence I.

Les deux réflexions suivantes r4 et r5 sont des cliniformes sigmoïdes d'angle faible à fort (F ; $0,37^\circ$ à $1,04^\circ$) qui illustrent une bordure de plate-forme plus marquée, présentant une légère rupture de pente (*fig. IV-17*). La cartographie de ces deux cliniformes montre une direction de progradation vers l'WNW (*fig. IV-16*). Des images d'incisions ont été reconnues sur la réflexion r5 (voir chapitre V).

Les deux réflexions suivantes r6 et r7 sont seulement visibles dans la partie ouest du profil sismique, dans la zone du puits-2. Ces réflexions sont des cliniformes obliques d'angle fort (O ; $1,7^\circ$ à $4,44^\circ$) qui se terminent en onlap vers l'amont et en downlap vers l'aval. La réflexion r6 se termine en onlap sur r5 et la réflexion r7 se termine en onlap sur r6. Dans l'espace, ces réflexions délimitent des unités lobées de faible étendue qui progradent vers le sud-ouest (*fig. IV-16*).

Les réflexions r8 et r9 sont très faiblement inclinées à sub-horizontales (TF/H). La réflexion r8 semble se terminer en onlap vers l'amont (*fig. IV-15*).

La dernière réflexion r10 est sub-horizontale (H) et correspond au sommet de la séquence I (Top Natih E). Une deuxième génération d'incisions a été reconnue sur cette réflexion qui correspond à la surface IS2 (voir chapitre V).

- *Intégration des données d'affleurement*

Sur le transect de corrélation réalisé à partir des coupes d'affleurement (van Buchem *et al.*, 2002), la première séquence du Natih débute par un système de rampe carbonatée très faiblement inclinée dont l'inclinaison augmente progressivement par aggradation préférentielle dans la zone du Jebel Madar (*fig. IV-13*). Dans la zone de Kauther, les trois premières réflexions r1 à r3 illustrent de la même manière une première unité très faiblement inclinée. L'inclinaison de ces réflexions augmente progressivement à l'image du modèle réalisé à l'affleurement.

Les réflexions r4 et r5 ont une configuration sigmoïde comparable à celle des systèmes aggrado-progradants à barrière bioclastique du transect d'affleurement. La zone de barrière se développe au niveau de la « rupture de pente », où le niveau d'énergie est plus élevé (*fig. IV-13*). Les inclinaisons de ces unités sigmoïdes (angles

faibles à forts) mesurées sur les profils sismiques, sont plus fortes que celles initialement reconstituées à partir des données de terrain (*fig. III-15*). La présence de corps chenalisés sur la réflexion r5 permet de la corrélérer à la surface d'incision IS1 à l'affleurement. La réflexion r5 est ainsi interprétée comme une limite de séquence dont la valeur hiérarchique sera discutée par la suite.

De part leurs terminaisons en onlap vers l'amont sous la rupture de pente des réflexions sous-jacentes, et leur étendue limitée dans l'espace, les réflexions r6 et r7 sont interprétées comme l'image de prismes de régression forcée (*fig. IV-15C*). Ces prismes ont une direction de progradation vers le sud-ouest, légèrement oblique à celle des cortèges précédents (*fig. IV-16*).

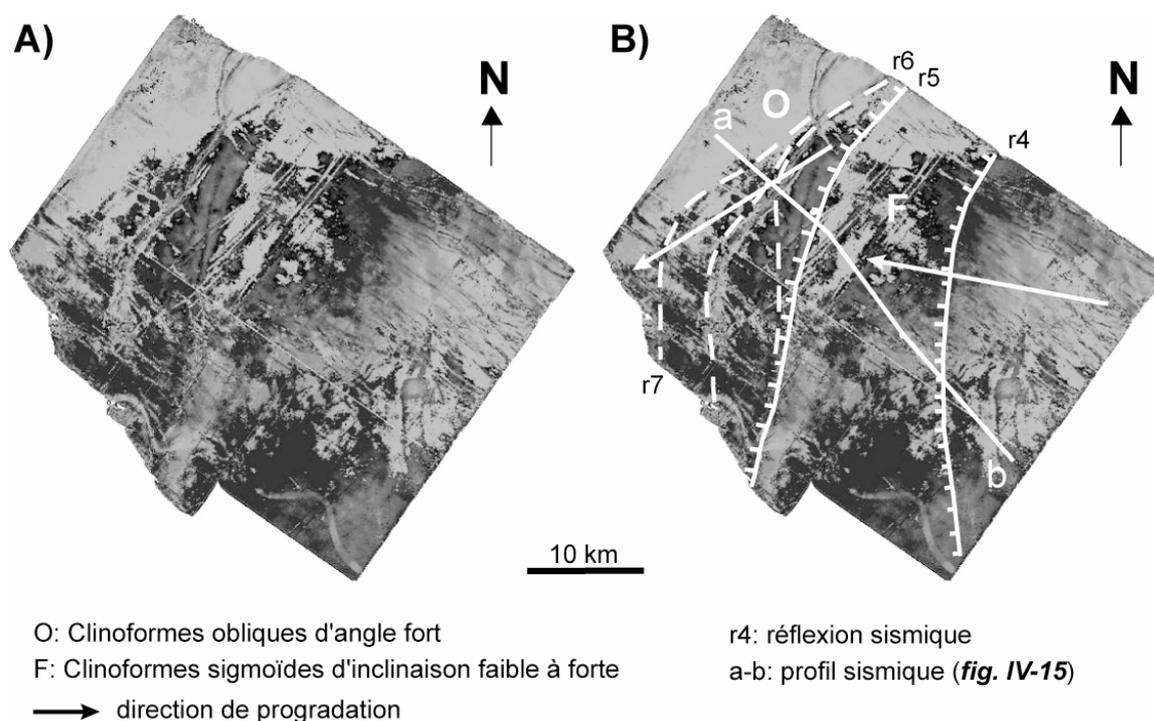


Figure IV-16 : Carte sismique de la migration des clinofformes au sein de la séquence I.
 A) Carte d'attribut sismique (énergie) d'un intervalle de 25 ms au-dessous du sommet de la séquence I (« top Natih E », IS2). La présence de clinofformes dans cet intervalle génère des variations d'attributs sismiques (ici d'énergie) qui facilitent leur cartographie B) Interprétation de A. Les lignes blanches solides à tirets perpendiculaires (r4 et r5) correspondent à l'étendue maximale de la bordure des plates-formes successives ayant une géométrie de clinofforme sigmoïde d'inclinaison faible à forte (F). Les tirets indiquent leur direction de progradation. Les lignes blanches en pointillés correspondent à l'étendue maximale de la bordure des plate-formes successives ayant une géométrie oblique d'angle fort (O, prismes de régression forcée).

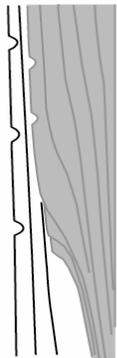
GEOMETRIE DES REFLECTIONS		INCLINAISON	LOCALISATION STRATIGRAPHIQUE	REFLECTIONS SISMIQUES KAUTHER (fig. IV-15)	REFLECTIONS SISMIQUES FAHUD (fig. IV-18)	REFLECTIONS SISMIQUES MUSALLIM (fig. IV-22)	INCISIONS
Sub- Horizontal (H)		< 0.01°	Natih I-7 (Cortèges transgressif et de haut niveau)	r8 à r10	clino 5 et clino 6	l et m	incisions IS2
Oblique Angle Fort (O)		1.7° à 4.44°	Prismes de régression forcée (LST1)	r6 et r7	clino 1 et clino 2	b, h à k	
Sigmoïde Angle Faible à fort (F)		0.37° à 1.04°	Natih I-4 to I-6 (Cortèges de haut niveau)	r4 et r5	clino 0	a, e à g	incisions IS1
Sigmoïde Angle Très Faible (TF)		0.07° à 0.3°	Natih I-2, I-3 et base I-7 (LST2) (Cortèges transgressif et de bas niveau)	r1 à r3	clino 3 et clino 4	c et d	

Figure IV-17 : Les différents types de géométrie et d'inclinaison des réflexions au sein de la séquence I de la Formation Natih et leur localisation stratigraphique. Les intervalles de valeurs d'inclinaison prennent en compte les erreurs d'évaluation (voir *annexe I*).

Les réflexions r8 et r9 sont difficiles à interpréter sur ce profil, car elles ne représentent que la partie proximale de cliniformes. Elles traduisent néanmoins une augmentation du taux d'accommodation et le remplissage progressif du bassin intrashelf. Cet ensemble limité par les deux surfaces d'incision IS1 et IS2 correspond au cycle I-7 défini à l'affleurement (*fig. IV-13*).

Position de la limite de séquence sur les profils sismiques

Les prismes de régression forcée développés sur la bordure du bassin intrashelf et qui se biseautent vers l'amont sur la surface d'émersion IS1, correspondent chronostratigraphiquement à la surface d'émersion IS1 sur la plate-forme. Le processus d'incision de la plate-forme se produit lors de la chute du niveau marin relatif qui contrôle également la progradation de ces prismes de régression forcée. Dans un tel système, un des problèmes classiques reste le choix de la position de la limite de séquence dans le système progradant de bordure de la plate-forme ? Sur les sections sismiques, la surface la plus évidente à pointer est celle située à la base des prismes de régression forcée. La surface située au-dessus, bien que correspondant à la limite de séquence pour certains auteurs (Hunt et Tucker, 1992 ; Posamentier *et al.*, 1992), ne peut être définie et suivie avec précision car elle n'est pas continue sur les profils sismiques (*fig. IV-15*). Dès lors, nous considérerons ici les prismes de régression forcée comme un premier prisme de bas-niveau marin (« Early Lowstand », noté LST1) et les dépôts suivants, jusqu'au ré-ennoisement de la plate-forme, comme un deuxième prisme de bas-niveau (« Late LST », noté LST2). Nous suivons donc les modèles de Vail *et al.*, 1991 et Kolla *et al.*, 1995.

2.3. La plate-forme occidentale: zone de Fahud

2.3.1. Introduction

La zone de Fahud est localisée à environ 80 km à l'ouest des zones de Kauther et des Foothills (*fig. IV-12*). Les zones de Fahud et de Kauther se trouvent approximativement à la même distance de l'axe du bassin intrashelf résiduel (*fig. IV-14B*).

Les données de sismique 3D sont relativement anciennes, mais elles ont été récemment retraitées et ré-interprétées. La fréquence moyenne dans la séquence I est d'environ 40 Hz, ce qui donne une résolution verticale de 15 à 25 m en fonction des vitesses de propagation, et une résolution latérale d'environ 20 m dans cette séquence.

2.3.2. Evolution stratigraphique de la première séquence sur la plateforme occidentale

Analyse sismique

Le re-traitement et la ré-interprétation des données sismiques ont permis de mettre en évidence une série de clinofformes au sein la première séquence du Natih dans la zone de Fahud (*fig. IV-18* ; Mansour, 2005). Ces clinofformes indiquent une progradation vers le SE.

Le premier clinofforme, identifié Clino.0 (*fig. IV-18*), possède une forme sigmoïde de forte inclinaison (F ; 3° environ). Les deux clinofformes suivants, Clino.1 et Clino.2, ont une géométrie oblique d'angle fort en coupe (O ; 3° à 4°) et une morphologie lobée en carte (*fig. IV-19* ; Mansour, 2005). Ils se terminent en onlap vers l'amont. Ils sont surmontés par les réflexions Clino.3 et Clino.4 qui dessinent des clinofformes sigmoïdes d'inclinaison très faible (TF ; < 1°). Ils semblent également se terminer en onlap vers l'amont sur le clinofforme Clino.2 . Les deux réflexions suivantes (5 et 6) sont sub-horizontales (H ; <0,01°). La réflexion 6 correspond au sommet de la séquence I, c'est à dire à la deuxième surface d'incision (IS2).

L'enchaînement des géométries de clinofformes observé dans le champ de Fahud est très similaire à celui de la zone de Kauther. La principale différence concerne la direction de progradation, puisque les ceintures de clinofformes progradent vers l'est à Fahud tandis qu'elles progradent vers l'ouest à Kauther.

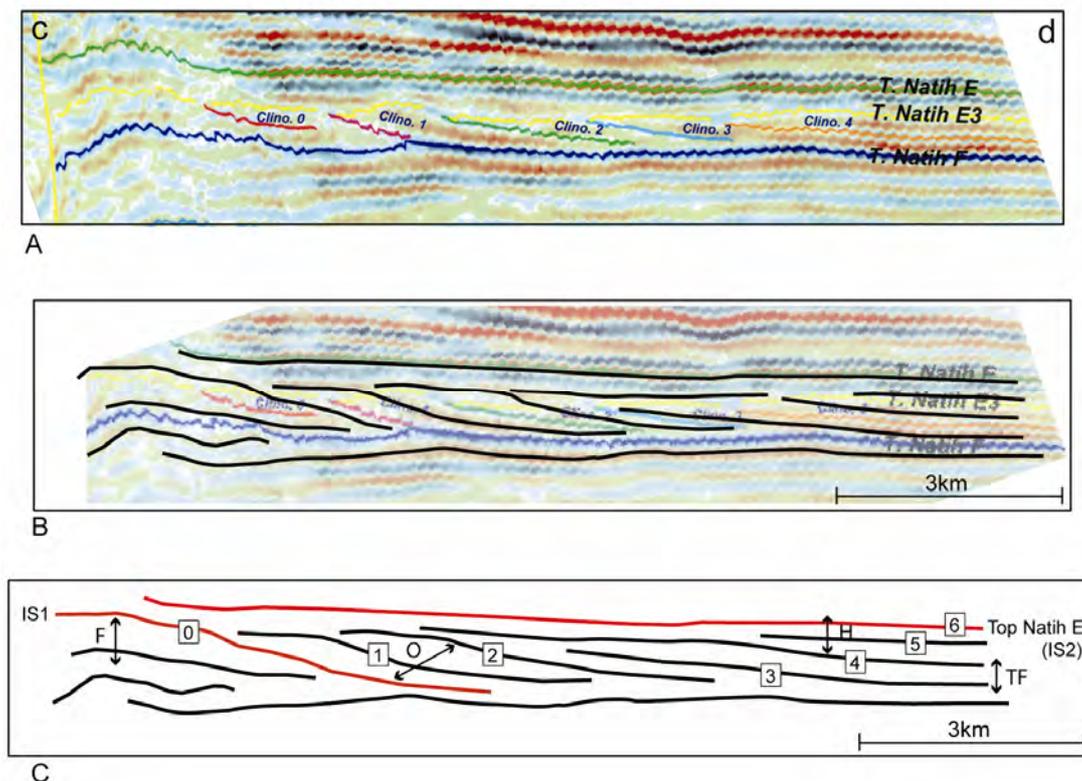


Figure IV-18 : Evolution de plate-forme carbonatée occidentale au cours du dépôt de la première séquence de la Formation Natih à l'échelle sismique. A) Profil sismique c-d sélectionné dans la zone de Fahud (fig. IV-12). B) Pointé des réflexions sismiques successives. C) Interprétation de l'évolution de la géométrie des réflexions au sein de la séquence I.

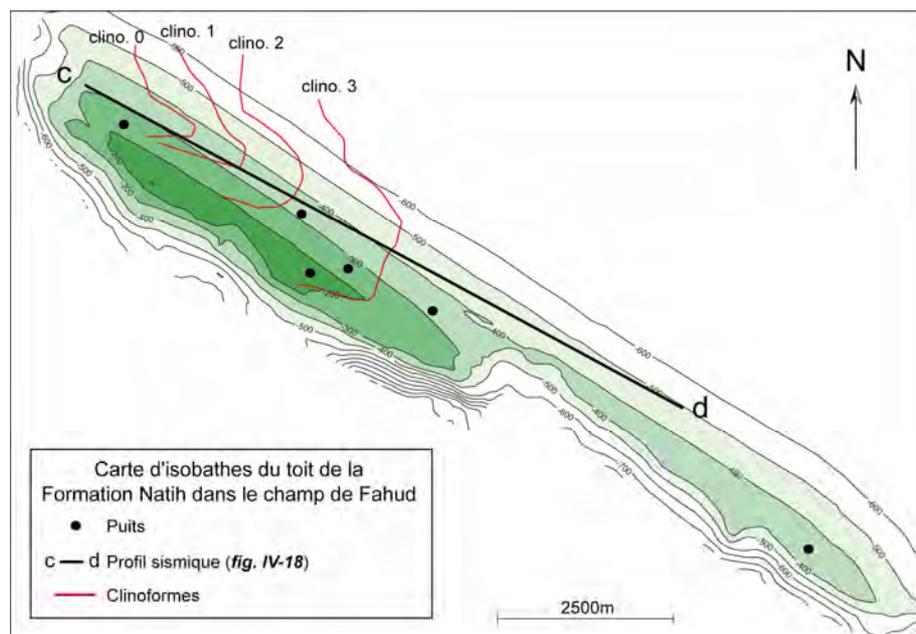


Figure IV-19 : Cartographie des clinoformes Clino. 0 à Clino. 3 dans le champ de Fahud (Mansour, 2005).

Interprétation stratigraphique

Par analogie avec la zone orientale de Kauther qui est corrélée et donc calibrée avec les données de terrain des Foothills, l'évolution stratigraphique suivante est proposée dans la zone occidentale.

Au cours de la transgression du début de la séquence I, une première phase d'aggradation entraîne la création progressive d'une topographie à l'ouest de la zone de Fahud (**fig. IV-20**). Un système de bassin intrashelf se met en place. Il est bordé par des rampes carbonatées d'inclinaison très faible à faible : l'une à l'ouest de la zone de Fahud et l'autre dans la zone des Foothills, à l'est de la zone de Kauther (Jebel Madar - Jebel Madmar ; **fig. IV-17A**). Progressivement, lors de la poursuite de la transgression et pendant la période de haut niveau marin relatif, le profil de dépôt s'incline plus fortement et le comblement progressif du bassin est assuré par des prismes sigmoïdes d'angle faible à fort. Le premier clinoforme Clino.0, à géométrie sigmoïde d'angle fort, est interprété comme représentant ce cortège de haut niveau marin dans la zone de Fahud (**fig. IV-20**).

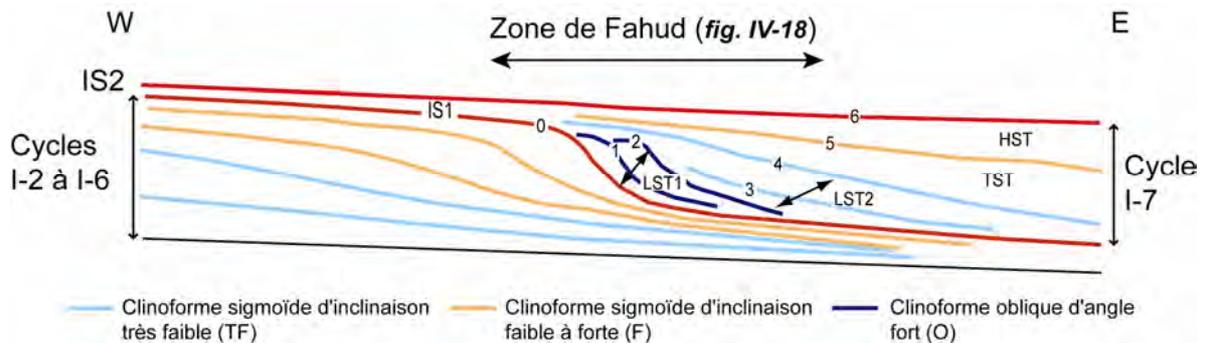


Figure IV-20 : Interprétation stratigraphique schématique de l'évolution de la plateforme occidentale (Zone de Fahud) pendant le dépôt de la séquence I. L'identification des cycles fait référence aux corrélations avec la zone de Kauther/Foothills.

La configuration oblique, la faible extension, et les terminaisons en « onlap » et « downlap » des clinofformes Clino.1 et Clino.2 respectivement sur les réflexions Clino.0 et Clino.1 conduisent à interpréter Clino.0 comme une limite de séquence. Clino.1 et Clino.2 se terminant en onlap vers l'amont sous la rupture de pente de Clino.0 correspondent dès lors à des prismes de régression forcée (LST1, *fig. IV-20*), équivalant stratigraphiquement à ceux de la zone de Kauther. Ces interprétations impliquent que la première chute de niveau marin relatif, mise en évidence dans la zone de Kauther/Foothills, entraîne également l'émersion de la plate-forme dans la zone occidentale à l'ouest de Fahud. Le clinofforme Clino.0 correspond donc ici à la surface d'incision IS1 (*fig. IV-14A*).

A l'instar de l'évolution de la plate-forme orientale, les unités qui se mettent en place par la suite, lorsque le niveau marin relatif remonte progressivement, sont des clinofformes de très faible inclinaison (Clino.3 et Clino.4) interprétés comme des prismes de bas niveau marin LST2 (*fig. IV-20*). Les réflexions 5 et 6, sub-horizontales, doivent correspondre à la partie proximale de clinofformes développés vers l'est, sur la bordure du bassin intrashelf, pendant les phases transgressive et de haut niveau marin suivantes.

Intégration de l'analyse des carottes de forage

Dans la zone de Fahud, l'interprétation stratigraphique, basée sur la stratigraphie sismique et l'analogie avec les interprétations de terrain/sismique de la zone Foothills/Kauther, a pu être directement testée par l'analyse sédimentologique détaillée de carottes de 6 puits récents (*fig. IV-19*). Cette étude confirme l'interprétation stratigraphique présentée plus haut. Nous n'en présentons ici que les résultats principaux.

Les prismes de régression forcée imagés par les réflexions Clino.1 et Clino.2 en sismique (LST1), sont limités à leur base par une surface nette sur les carottes (*fig. IV-21*). Ils sont constitués de petits cycles régressifs à haute-fréquence de packstone/grainstone passant à des floatstone/rudstone à rudistes. Ces cycles d'épaisseur métrique à plurimétrique apparaissent aussi clairement sur les diagraphies (*fig. IV-21*).

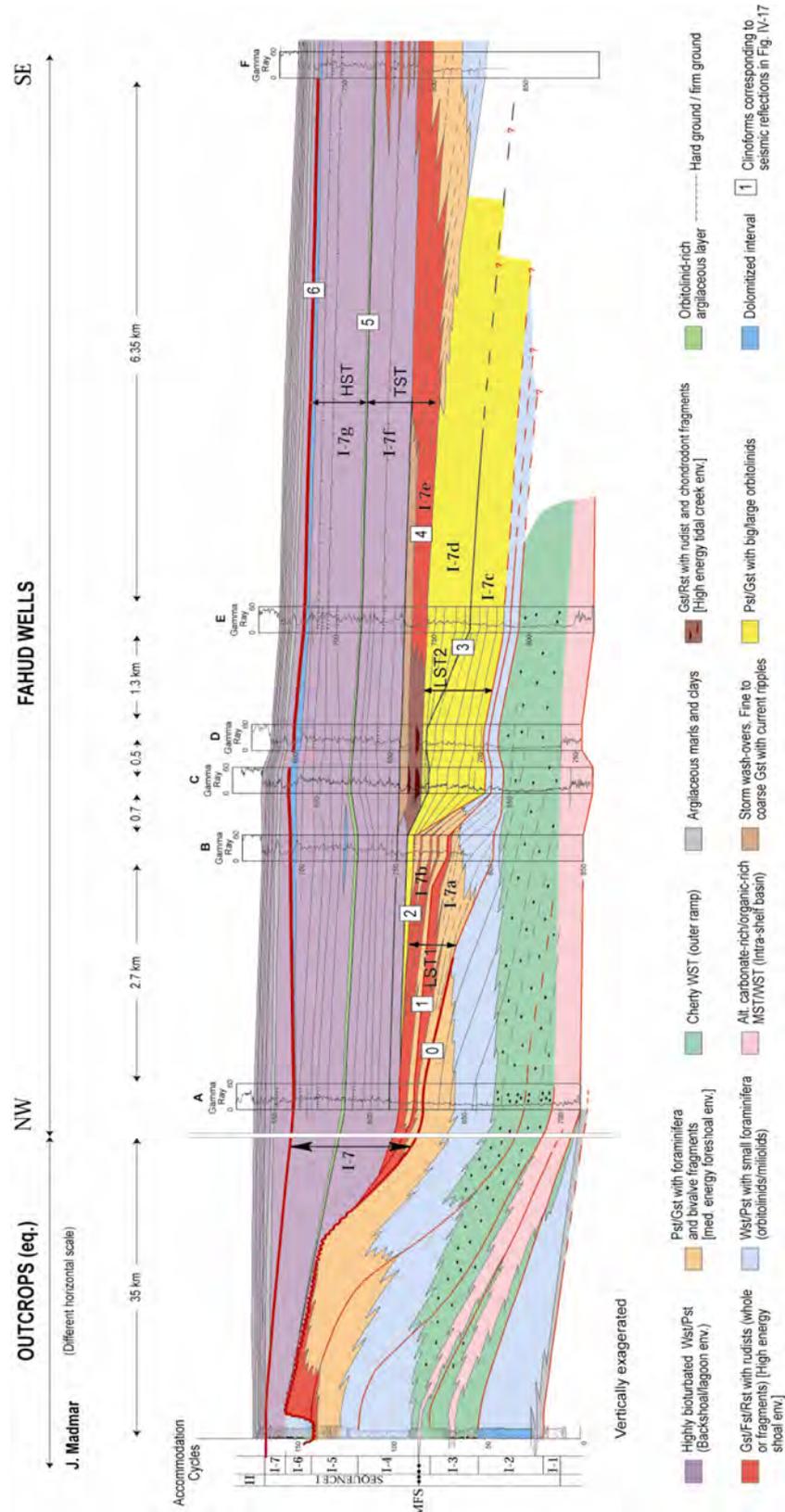


Figure IV-21 : Transect de corrélations des cycles d’accommodation au sein de la séquence I dans le champ de Fahud. Ce transect intègre les données sismiques, les diagraphies, l’étude sédimentologique des carottes et les données d’affleurement. Les corrélations avec les affleurements se font par analogie avec la plate-forme orientale, car il n’existe pas d’affleurement de la plate-forme occidentale en Oman.

Les unités correspondant aux clinofformes Clino.3 et Clino.4 (LST2) sont constituées de packstone-grainstone fin à moyen, à algues vertes et très larges orbitolinidés mesurant jusqu'à 3 cm de diamètre. Le faciès reste identique de la base au sommet de ces unités, ce qui suggère un profil de dépôt peu incliné et/ou une composante en aggradation (*fig. IV-21*). Ce type de faciès suggère également un milieu dans lequel la production carbonatée biogène est peu diversifiée et relativement limitée, favorisant la prolifération d'orbitolinidés. Ce type de milieu de dépôt est compatible avec un contexte de bas niveau marin relatif et donc un faible potentiel d'accommodation.

2.4. Le domaine méridional de convergence des plates-formes : la zone de Musallim

2.4.1. Introduction

La zone de Musallim est située dans la partie centrale de l'Oman, à environ 60 km au sud de la zone de Fahud (*fig. IV-12*). Dans ce domaine méridional, les plates-formes orientale et occidentale convergent, et un bassin résiduel de 10 à 20 km de large semble persister entre les deux plates-formes à la fin de la séquence I (Droste et Van Steenwinkel, 2004 ; *fig. IV-14B*). Il est ensuite rempli d'alternances marno-calcaires au début de la séquence II.

2.4.2. Evolution stratigraphique de la première séquence dans la zone méridionale

Analyse sismique

Dans la zone méridionale, des clinofformes d'inclinaison variable ont été interprétés à partir de profils sismiques 2D et cartographiés sur des données de sismique 3D (Droste et Van Steenwinkel, 2004 ; *fig. III-19*). Ces profils ont été ici ré-interprétés en utilisant la classification des clinofformes proposée dans les paragraphes précédents (*fig. IV-17*).

Sur le profil sismique de la *figure IV-22*, globalement orienté nord-sud, une succession de douze clinofformes progradants vers le nord a été identifiée (réflexions notées « a » à « l »). Le premier clinofforme (a) a une géométrie sigmoïde d'inclinaison faible ($\approx 0,8^\circ$). Il est suivi par un clinofforme oblique d'angle fort (b) dont l'image sismique n'est pas très nette du fait de la forte exagération verticale du profil sismique ($\times 45$).

Une série de clinofformes sigmoïdes d'inclinaison très faible (c et d) à faible (e à g) se succèdent ensuite vers le nord et sont bien imagés du fait de leur plus faible inclinaison ($0,1^\circ$ à $0,8^\circ$). Le clinofforme « c » semble se terminer en onlap sur le clinofforme « a » (*fig. IV-22*). Le dernier clinofforme sigmoïde d'angle faible (g) est peu visible car il ne correspond pas à une réflexion sismique nette. Ce clinofforme est principalement interprété par déduction, du fait de la présence de clinofformes obliques d'angles forts qui se terminent en onlap vers le sud (h à k). Le clinofforme « g » correspond donc à une limite de séquence que l'on peut corrélérer à la deuxième surface d'émersion-incision (IS2). Le fait que cette surface ne soit pas clairement imagée en sismique est probablement lié au faible contraste lithologique (et donc d'impédance acoustique) de part et d'autre de la surface. Les clinofformes obliques d'inclinaison forte (h à k) sont encore une fois relativement difficiles à distinguer du fait de l'exagération verticale de la section sismique. En carte, ces clinofformes sont d'extension réduite et progradent vers l'est (*fig. IV-23* ; Droste et Van Steenwinkel, 2004).

La réflexion « l », légèrement inclinée, est caractérisée par une forte amplitude et une faible fréquence. Elle est l'image d'un fort contraste lithologique entre les faciès constituant les clinofformes obliques d'inclinaison forte (h à k) et les faciès situés plus au nord, entre les réflexions « l » et « m ». La réflexion « l » est interprétée comme l'image de la bordure sud du bassin intrashelf résiduel. Cette interprétation est étayée par la présence d'une variation d'amplitude le long de la réflexion « m » et globalement par la différence d'amplitude entre les réflexions « m » et « g » (*fig. IV-22*). En effet, les dépôts de la base du membre Natih D (au-dessus de « m » et « g ») sont des marnes vertes et des alternances marno-calcaires, dont les propriétés acoustiques contrastent plus avec celles des unités carbonatées imagées par les

clinoformes d'inclinaison faible à forte (F et O) qu'avec les faciès marno-calcaires qui comblent le bassin résiduel.

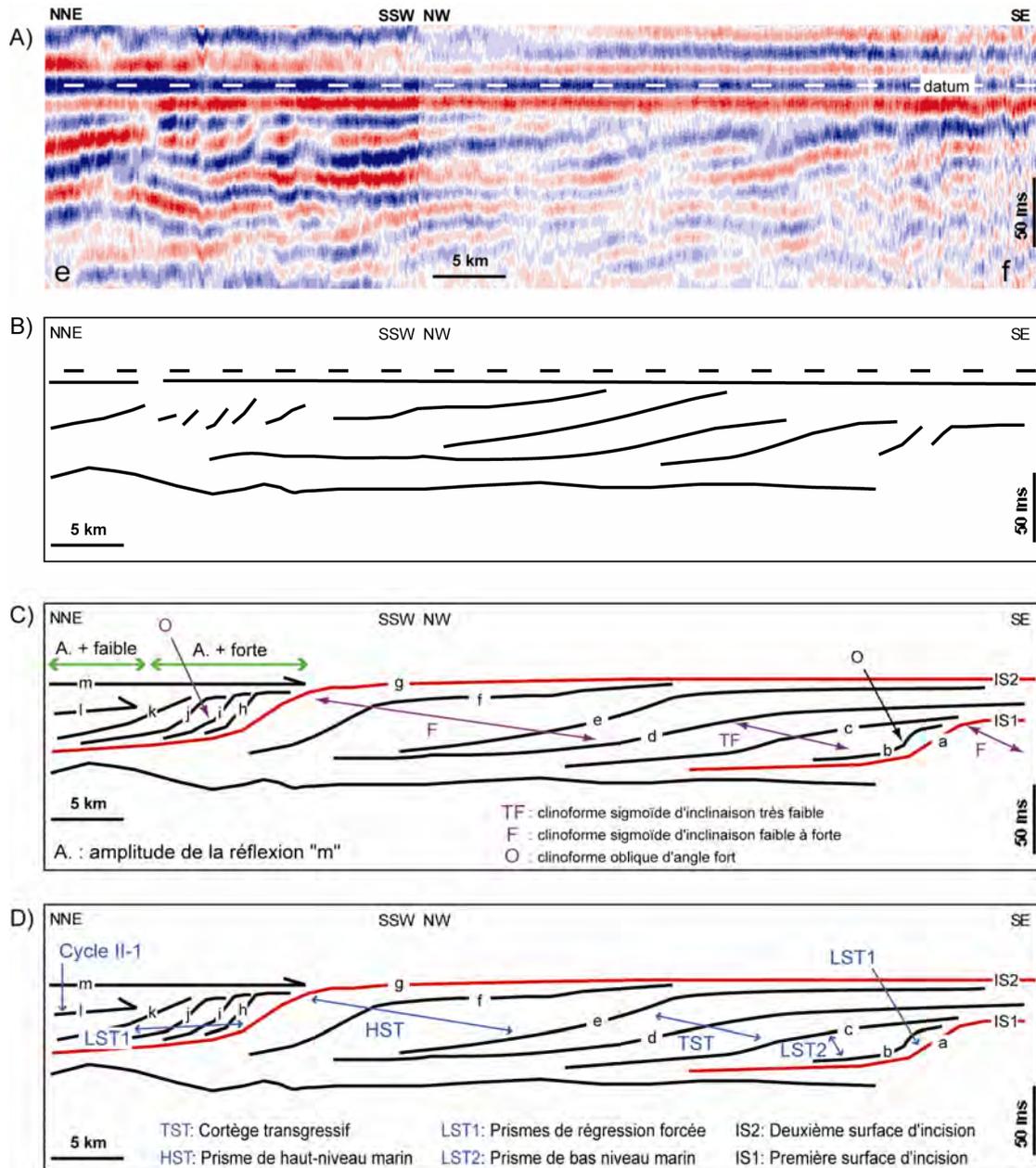


Figure IV-22 : Evolution de la plate-forme carbonatée de la première séquence de la Formation Natih à l'échelle sismique, dans la zone méridionale de Musallim. A) Profil sismique e-f, (tiré de Droste et Van Steenwinkel, 2004 ; localisation : fig. IV-12). B) Pointé des réflexions sismiques. C) Interprétation de l'évolution de la géométrie des réflexions au sein de la séquence I. D) Interprétation stratigraphique à l'échelle sismique.

Interprétation stratigraphique

Le premier clinoforme d'angle faible « a » correspond à la première surface d'émersion-incision (IS1). Il correspond donc au clinoforme « r5 » interprété dans la zone de Kauther (*fig. IV-15*) et au clinoforme « Clino.0 » interprété dans la zone occidentale de Fahud (*fig. IV-18*). La terminaison en onlap du clinoforme « b » sur le clinoforme « a » appuie cette interprétation.

Le clinoforme « b » correspond à un prisme de régression forcée équivalent aux clinoformes obliques d'angle fort « r6 » et « r7 » de la zone de Kauther et aux « Clino.1 » et « Clino.2 » de la zone de Fahud.

Le clinoforme « c », d'inclinaison très faible et qui se termine en onlap sur le clinoforme « a », correspond à l'image de prismes de bas niveau marin (LST2) qui se déposent alors que le taux d'accommodation commence à augmenter de nouveau dans le bassin. Ces dépôts sont l'équivalent des unités riches en larges orbitolinidés de la zone de Fahud (Clino.3 et Clino.4 ; *fig. IV-18*).

Les clinoformes « d » et « e » ne se terminent pas en onlap, mais semblent s'étendre vers le sud au-dessus de la réflexion « a ». Ils sont donc interprétés comme un cortège transgressif qui se met en place lors du ré-ennoiement de la plate-forme. Au cours de cette période, l'inclinaison des clinoformes s'accroît progressivement sur la bordure de la plate-forme.

Les clinoformes sigmoïdes d'angle faible à fort « f » et « g » marquent la phase de progradation de la plate-forme pendant la période de haut-niveau marin. Seule la partie proximale de ces clinoformes est imagée sur les profils sismiques interprétés dans les zones de Kauther (réflexion r9) et Fahud (réflexion 5). Le dernier clinoforme sigmoïde d'angle faible (g) est interprété comme une limite de séquence et peut être corrélé à la deuxième surface d'émersion-incision (IS2).

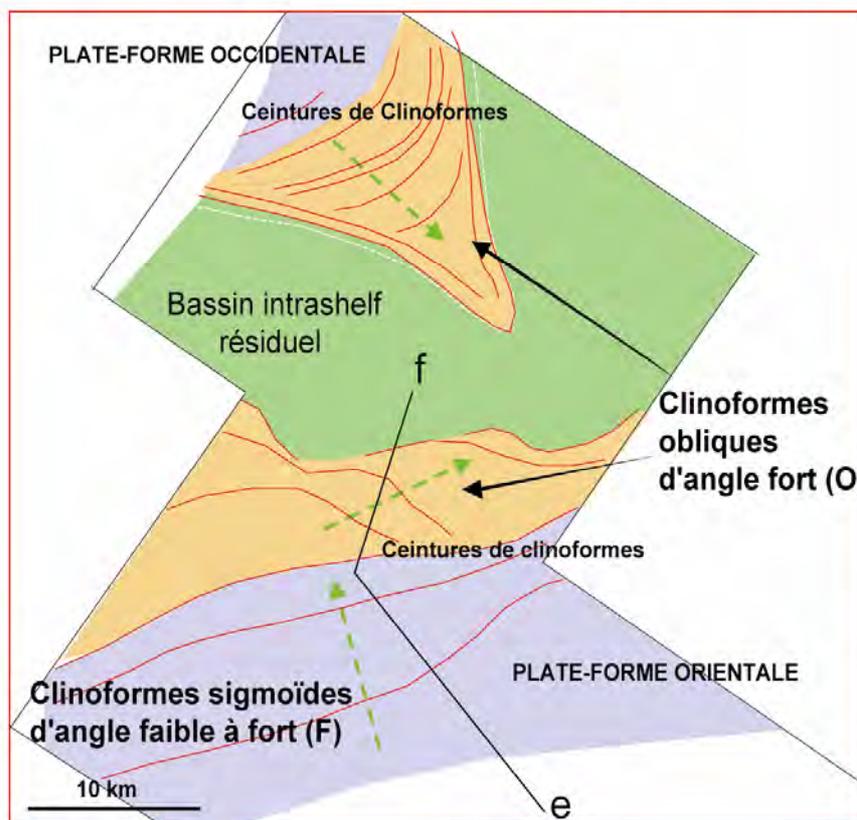
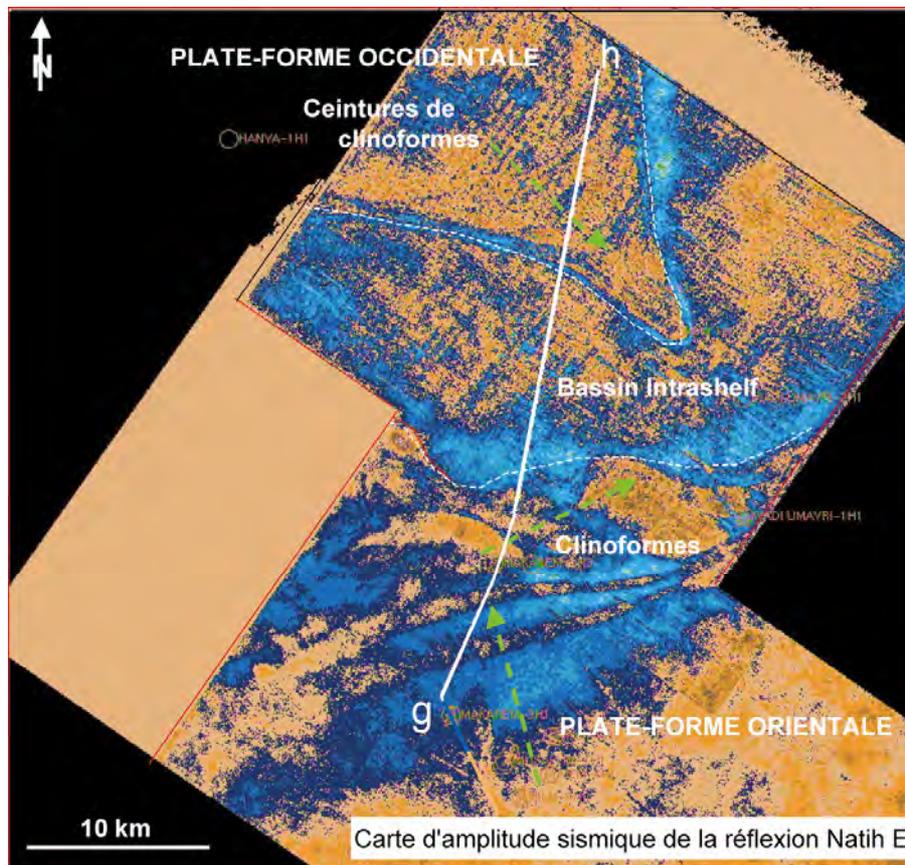


Figure IV-23 : Cartographie des ceintures de clinoformes au sein de la séquence I de la Formation Natih dans la zone méridionale de Musallim (d'après Droste et Van Steenwinkel, 2004). Les faciès sismiques sont calibrés avec les données de puits.

Les cliniformes obliques d'angle fort « h » à « k » constituent des prismes de régression forcée qui se mettent en place pendant la deuxième phase d'émerision (IS2) lorsque le niveau marin relatif descend de nouveau au-dessous du sommet de la plate-forme.

Le profil sismique orienté sud-nord sur la **figure IV-24** recoupe le bassin intrashelf résiduel (Droste et Van Steenwinkel, 2004). Ce bassin résiduel est bordé au sud par la plate-forme orientale et au nord par la plate-forme occidentale (**fig. IV-23**). Les cliniformes obliques d'angle fort « h » à « k » et les réflexions « l » et « m » sont visibles sur la bordure orientale du bassin résiduel. La réflexion « l » correspond à la base du remplissage du bassin intrashelf résiduel et la réflexion « m », d'amplitude relativement faible, est l'image du sommet de ce remplissage. Celui-ci se réalise pendant le début de la transgression de la séquence suivante (séquence II-1).

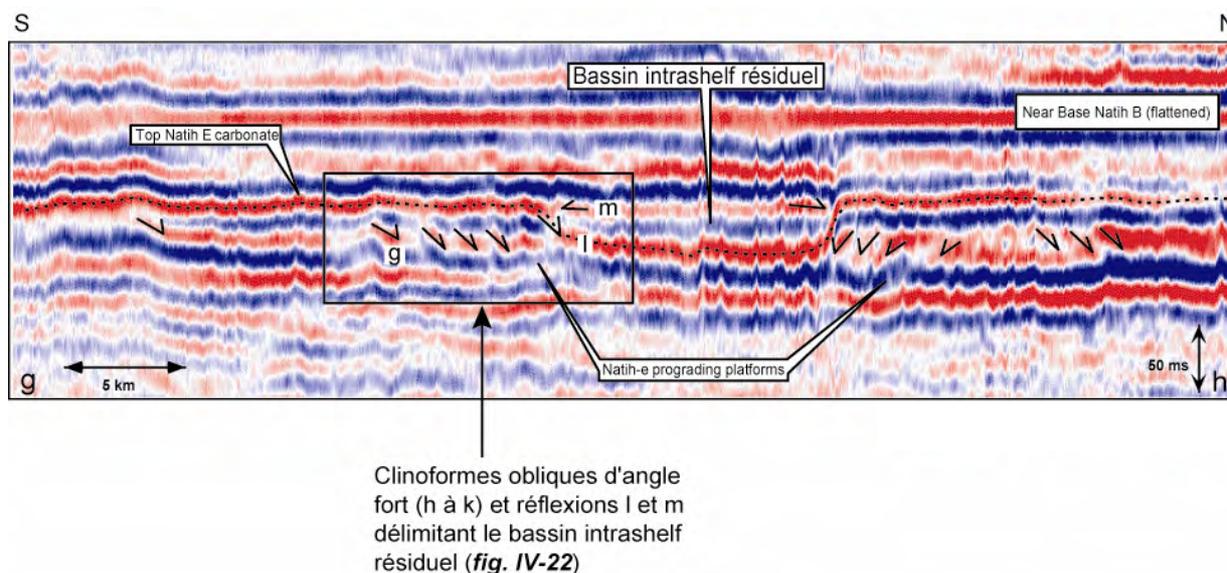


Figure IV-24 : Profil sismique recoupant le bassin intrashelf résiduel au sommet de la séquence I (Droste et Van Steenwinkel, 2004). Les réflexions « l » et « m » interprétées sur la **figure IV-22** correspondent bien respectivement à la base et au sommet du remplissage de ce bassin résiduel. Il est rempli par des alternances marno-calcaires pendant le début du cycle suivant (II-1).

3. INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE REGIONALE DE LA PREMIERE SEQUENCE

L'interprétation stratigraphique de la première séquence de 3^{ème} ordre de la Formation Natih (séquence I) dans les trois zones paléogéographiques étudiées (Kauther-Foothills, Fahud et Musallim) est schématisée sur la *figure IV-25*.

L'analyse stratigraphique intégrative, à l'affleurement et en sismique, de cette première séquence permet de distinguer sept cycles de 4^{ème} ordre définis par leur configuration géométrique, leurs limites basale et sommitale, et l'évolution verticale des faciès (cycles I-1 à I-7 sur les *figures IV-13* et *IV-26A*). La première partie de la séquence I correspond à une période d'augmentation d'accommodation. Pendant cette phase, les premiers dépôts se font sur une rampe mixte carbonatée-argileuse plane à très peu inclinée (cycle I-1 et partie inférieure de I-2, Natih G et base Natih F). Par la suite, toujours en phase transgressive, une plate-forme carbonatée se développe avec une géométrie de rampe d'inclinaison très faible (partie supérieure du cycle I-2 ; *figs. IV-13, IV-26*). Progressivement, l'aggradation préférentielle de la plate-forme dans les zones orientale (Jebel Madar) et occidentale (ouest de Fahud) entraîne une augmentation de l'inclinaison des deux rampes carbonatées (jusqu'à 0,3°), créant ainsi une légère topographie sous-marine (cycle I-3, partie inférieure de I-4). Un bassin intrashelf d'environ 40 m de profondeur se développe dans la dépression topographique ainsi créée entre les plates-formes. Les conditions anoxiques régnant dans cette dépression favorisent la préservation de dépôts carbonatés riches en matière organique.

Pendant la période de haut-niveau marin, l'augmentation relative de la production carbonatée par rapport au potentiel d'accommodation est responsable d'une phase régressive, pendant laquelle le bassin intrashelf commence progressivement à se combler avec des clinofformes sigmoïdes d'angle faible (0,37° à 1,04°) qui progradent vers le centre du bassin (partie supérieure du cycle I-4, cycles I-5 et I-6).

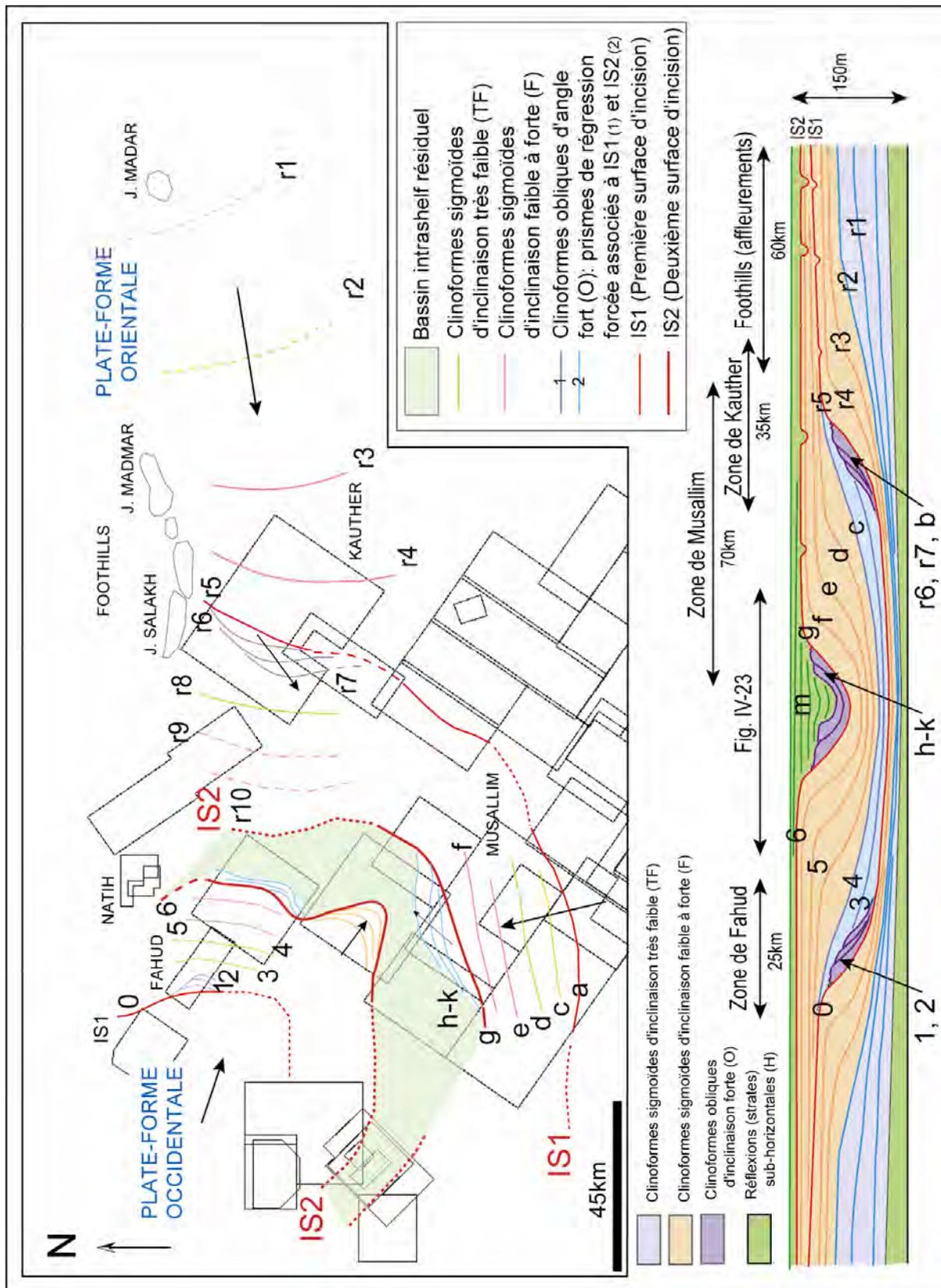


Figure IV-25 : Cartographie régionale des cliniformes au sein de la première séquence de la Formation Natih. Corrélation entre les trois zones paléogéographiques étudiées (Kauther-Foothills, Fahud et Musallim).

Une première chute du niveau marin relatif entraîne l'émersion de la plate-forme. Celle-ci est soumise à une phase d'incision (IS1) et des prismes de régression forcée se développent sur les marges du bassin intrashelf (LST1 ; *fig. IV-26B*). Ils sont imagés en sismique par des clinofformes obliques d'angle fort ($1,7^\circ$ à $4,44^\circ$) et d'extension limitée, qui progradent avec une direction légèrement oblique à la direction de progradation initiale (*fig. IV-25*).

Les premières unités qui se déposent pendant le cycle suivant (I-7) se mettent en place avec une inclinaison très faible ($0,07^\circ$ à $0,15^\circ$), et se terminent en onlap vers l'amont sur IS1 (LST2 ; *fig. IV-26*).

Progressivement, alors que le niveau marin relatif remonte, des sédiments carbonatés se déposent dans les incisions (voir chapitre V). La nature carbonatée et l'absence d'argile dans le remplissage des incisions sur IS1 montrent que l'usine à carbonate résiste. Lorsque le sommet de la plate-forme est de nouveau ennoyé, le système de plate-forme recommence à aggrader puis à prograder rapidement, avec des clinofformes sigmoïdes d'inclinaison faible. L'inclinaison des clinofformes augmente ensuite progressivement, et une zone de barrière se développe probablement au niveau de la zone de rupture de pente, soumise à une plus forte énergie.

Pendant la période de haut-niveau marin suivante, le bassin intrashelf continue de se combler avec des clinofformes sigmoïdes d'inclinaison faible à forte ($0,37^\circ$ à $1,04^\circ$; *fig. IV-26*). Des dépôts lagunaires, composés principalement de floatstone à rudistes et de cycles péritidaux, s'accumulent par aggradation verticale sur des surfaces très étendues au sommet des plates-formes orientales et occidentales (*fig. IV-13*).

Une deuxième chute de niveau marin entraîne une deuxième phase d'émersion durant laquelle des incisions se développent à nouveau (IS2). Des prismes de régression forcée (LST1) se déposent alors sur les bordures du bassin intrashelf résiduel. Ils sont imagés en sismique par des clinofformes obliques d'angle fort (3° à 4°) et d'extension limitée.

La surface d'incision IS2 correspond à la limite supérieure de la séquence I. Cette limite de séquence marque un changement majeur de système sédimentaire, d'un système aggrado-progradant de rampe carbonatée à un système de rampe mixte carbonatée-argileuse très peu inclinée (base de la séquence II, Natih D ; *fig. IV-13*).

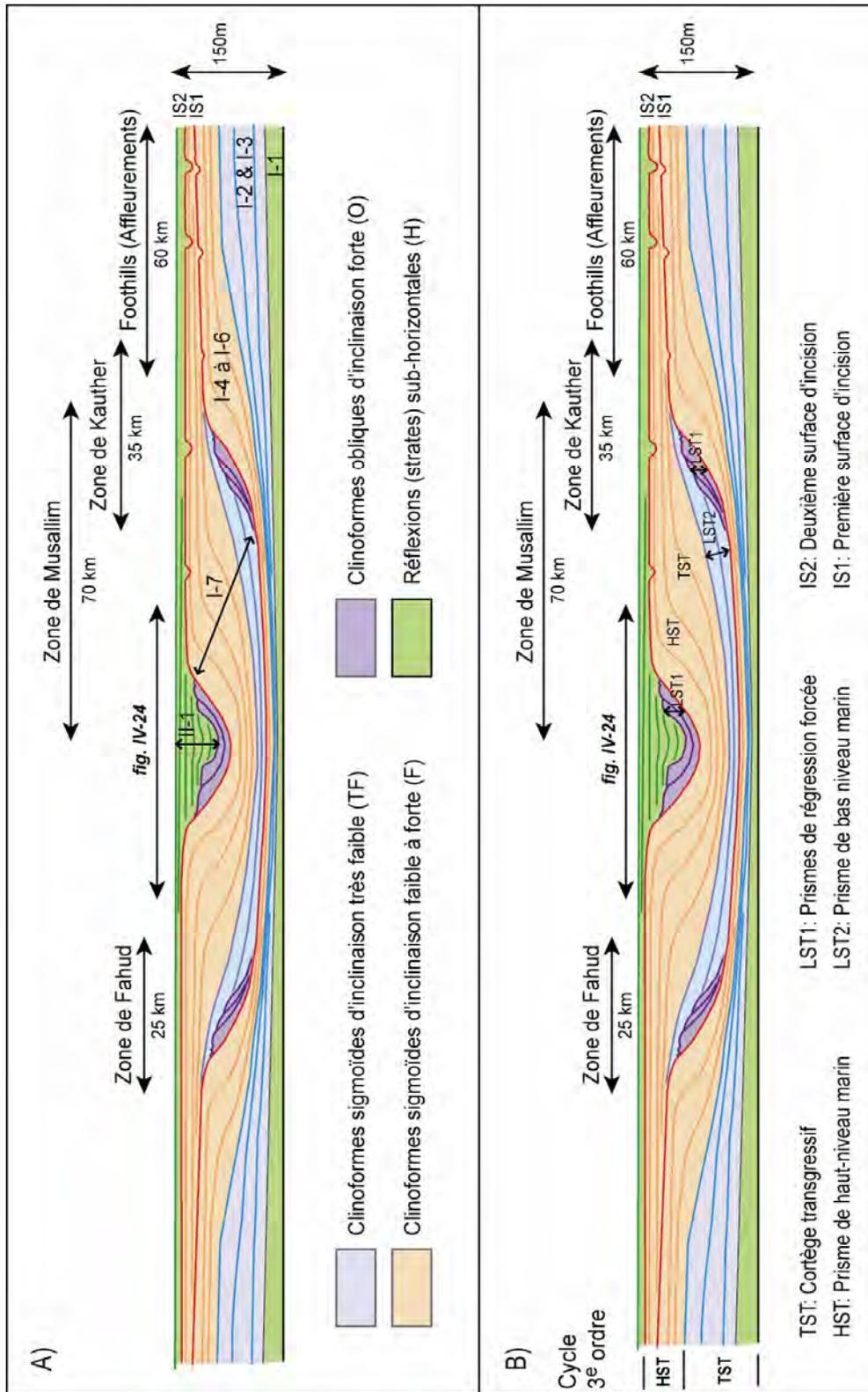


Figure IV-26 : Interprétation stratigraphique régionale de la séquence I. A) Schéma synthétique de l'évolution de l'inclinaison des clinoforèmes dans la première séquence de dépôt de la Formation Natih (Albien supérieur-Cénomannien inférieur). Corrélation avec les cycles d'accommodation définis sur les affleurements des Foothills (cycles I-1 à I-7 ; **fig. IV-13**). **B)** Interprétation stratigraphique à l'échelle sismique de la première séquence de la Formation Natih, calibrée aux résultats de corrélation des affleurements des Foothills.

Les incisions IS2 sont remplies en partie par des argiles (van Buchem *et al.*, 2002 ; voir chapitre V), ce qui suggère une destruction de l'« usine à carbonate ». Ce phénomène semble ainsi lié à une période d'émersion prolongée qui entraîne la génération d'argile par décalcification des carbonates de la plate-forme (altération chimique) ou à un flux argileux important provenant du continent (Bouclier arabe) (Droste et Van Steenwinkel, 2004). Après la deuxième phase d'émersion, le bassin intrashelf est pratiquement comblé (*fig. IV-25*) et le profil de dépôt est donc de nouveau horizontal (*fig. IV-26*), ce qui limite le niveau d'énergie et ne favorise pas le développement de la production carbonatée sur la plate-forme.

L'évolution progressive d'une rampe carbonatée d'inclinaison très faible à une rampe légèrement plus inclinée avait déjà été interprétée à partir des corrélations de terrain (van Buchem *et al.*, 2002), mais la quantification des angles d'inclinaison ne pouvait pas se faire de manière directe du fait de leurs faibles valeurs ($<5^\circ$) qui les rendent indiscernables à l'échelle des affleurements. Les prismes progradants de régression forcée, dont la présence avait également été suggérée (van Buchem *et al.*, 2002) ne peuvent être observés à l'affleurement. L'intégration des données sismiques et des données de terrain a permis de confirmer et d'affiner le « transect des Foothills », de compléter sa partie distale, et d'établir des corrélations avec les dépôts de la plate-forme occidentale (zone de Fahud).

L'émersion de la plate-forme (IS1) est associée au développement de prismes de bas-niveau marin sur les bordures du bassin intrashelf. Ils sont définis par des géométries qui se biseautent en aval de la bordure de la plate-forme émergée. Au sein de ces prismes de bas-niveau, se distinguent des prismes de régression forcée fortement inclinés (LST1), qui se développent probablement pendant le creusement des incisions sur le sommet de la plate-forme, et des prismes de bas-niveau marin (LST2), très faiblement inclinés, qui se mettent en place lorsque le potentiel d'accommodation commence à remonter. Quoiqu'il en soit, nous avons choisi de pointer la limite de séquence sur la surface la plus évidente sur la bordure de la plate-forme, c'est à dire la base des prismes de régression forcée. La base du cortège transgressif (TST) correspond à la première unité qui s'étend jusque sur le sommet de la plate-forme préalablement émergée. Les premiers dépôts de ce cortège transgressif correspondent donc au remplissage des incisions sur la plate-forme. La transition entre les dépôts

correspondant au cortège transgressif et les dépôts correspondant au prisme de haut niveau marin est relativement graduelle. Dans le bassin, l'inclinaison des clinofformes augmente et des « toplaps apparents » peuvent être observés sur les données sismiques.

Dans ce domaine de plate-forme interne, les cortèges transgressifs et de haut niveau marin ne sont pas principalement définis sur la base des évolutions de faciès, mais plutôt sur la base des géométries et des taux de sédimentation. Les dépôts associés au cortège transgressif ont une forte composante en aggradation tandis que les dépôts correspondant au prisme de haut niveau marin sont plutôt progradants, sans pour autant montrer une différence de faciès significative.

CHAPITRE V

INCISIONS ET CHENAUX CARBONATES SUR LA PLATE-FORME NATIH

1. ETUDE DÉTAILLÉE DES INCISIONS DANS LA PREMIERE SEQUENCE DE LA FORMATION NATIH.....	123
1.1. LOCALISATION DES DONNÉES ET CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	123
1.2. LA PREMIÈRE INCISION (IS1).....	125
1.2.1. <i>L'incision IS1 à affleurement dans les Foothills</i>	125
1.2.2. <i>L'incision IS1 sur les données sismiques de la zone de Kauther</i>	138
1.3. LA DEUXIÈME INCISION (IS2).....	142
1.3.1. <i>L'incision IS2 à l'affleurement dans les Foothills et dans le Jebel Shams</i>	142
1.3.2. <i>L'incision IS2 sur les données sismiques de la zone de Kauther</i>	151
1.4. SYNTHÈSE DES DONNÉES SUR LES INCISIONS.....	155
2. ETUDE DES CHENAUX BIOCLASTIQUES SUR LA PLATE-FORME INTERNE DE LA FORMATION NATIH.....	159
2.1. LES SYSTÈMES DE CHENAUX ET BARRES BIOCLASTIQUES EN DOMAINE DE BARRIÈRE	159
2.1.1. <i>Position stratigraphique</i>	159
2.1.2. <i>Description des chenaux associés à la barrière bioclastique</i>	160
2.1.3. <i>Interprétation sédimentologique et stratigraphique</i>	163
2.2. LES CHENAUX DANS LE REMPLISSAGE DES INCISIONS (NATIH E ET NATIH A).....	167
2.2.1. <i>Position stratigraphique</i>	167
2.2.2. <i>Description des chenaux dans les incisions</i>	167
2.2.3. <i>Signification stratigraphique des chenaux dans les incisions</i>	170
2.3. LES CHENAUX BIOCLASTIQUES DE PLATE-FORME INTERNE (NATIH D ET NATIH C)	170
2.3.1. <i>Contexte stratigraphique : la deuxième séquence du Natih</i>	170
2.3.2. <i>Les chenaux bioclastiques de la séquence II-1 (Natih D)</i>	174
2.3.3. <i>Le complexe de chenaux et barres au sommet de la séquence II (« Top Natih C »)</i>	177
3. CONCLUSION SUR LES INCISIONS ET LES CHENAUX : CARACTÈRES COMMUNS ET DISTINCTIFS	189

Deux types de structure érosive « chenalisée » ont été différenciés au sein de la Formation Natih et sont présentés dans ce chapitre :

- les *incisions* correspondant à des structures strictement érosives qui se forment au sommet d'une plate-forme émergée lors d'une chute du niveau marin relatif ;
- les *chenaux* bioclastiques correspondant principalement à des structures d'accumulation qui se développent pendant les phases d'envoyage de la plate-forme interne.

1. ETUDE DETAILLEE DES INCISIONS DANS LA PREMIERE SEQUENCE DE LA FORMATION NATIH

1.1. Localisation des données et cadre paléogéographique

Les incisions reconnues dans la partie supérieure de la 1^{ère} séquence de la Formation Natih ont été étudiées à l'affleurement dans le Jebel Madar et le Jebel Madmar dans les Foothills d'Adam, et le Jebel Shams dans la fenêtre anticlinale du Jebel Akhdar. Elles ont également été étudiées sur les données sismiques du bloc 3D de Kauther, localisé à une dizaine de kilomètres des affleurements des Foothills (*fig. I-2*).

Les deux premières zones d'affleurement sont alignées perpendiculairement à la bordure de la plate-forme de la première séquence du Natih, le Jebel Madar se trouvant à l'est dans la position la plus proximale (*fig. IV-14*). La zone du Jebel Shams située dans la partie sud-ouest du Jebel Akhdar, occupait alors une position plus externe, se rapprochant de la réelle marge de la plate-forme ouverte sur le bassin Hawasina et la Néotéthys.

La structure en dôme du Jebel Madar est classiquement considérée comme résultant de la croissance d'un diapir de sel précambrien. Les deux surfaces d'incision IS1 et IS2 mises en évidence dans la partie supérieure du Natih E (van Buchem *et al.* 2002) ont été étudiées en détail sur les flancs est et ouest du Jebel (*fig. V-1*). Deux transects

nord-sud de 2 et 3 km de long, illustrent la nature et la géométrie du remplissage de ces incisions (*fig. V-2*).

Dans le Jebel Madmar, situé 50 km à l'ouest du Jebel Madar, deux surfaces d'incisions successives ont également été identifiées aux mêmes niveaux stratigraphiques que les surfaces IS1 et IS2 du Jebel Madar. La surface IS1 affleure en de nombreux endroits autour du Jebel tandis que la surface IS2 n'a été observée qu'en un seul point représenté par la coupe M600 (*fig. V-3*). Le transect de corrélation est-ouest du Jebel Madmar long de 5 km est parallèle à la direction de progradation de la plate-forme correspondant à la première séquence du Natih (*fig. V-4*).

Le Jebel Shams est situé approximativement à 100 km au nord-ouest du Jebel Madmar (*fig. I-2*). La Formation Natih affleure sur la paroi d'un canyon de 3 m de long orientée est-ouest et nord-sud et sur le plateau faiblement vallonné où les unités du sommet de la séquence I jusqu'à la base de la séquence III (du sommet du Natih E à la base du Natih B) ont été cartographiées. Dans cette zone, seule la deuxième surface d'incision IS2 a été reconnue et analysée.

La zone de Kauther correspond paléogéographiquement à la partie la plus distale d'étude des incisions, où la transition plate-forme - bassin intrashelf à la période de développement de IS1 a été reconnue et cartographiée (*fig. IV-25*). Dans cette zone, les incisions IS1 et IS2 sont étudiées sur des profils sismiques comparés à des modèles sismiques synthétiques, et sur des cartes d'amplitude générées sur les réflexions correspondant à chaque surface d'incision.

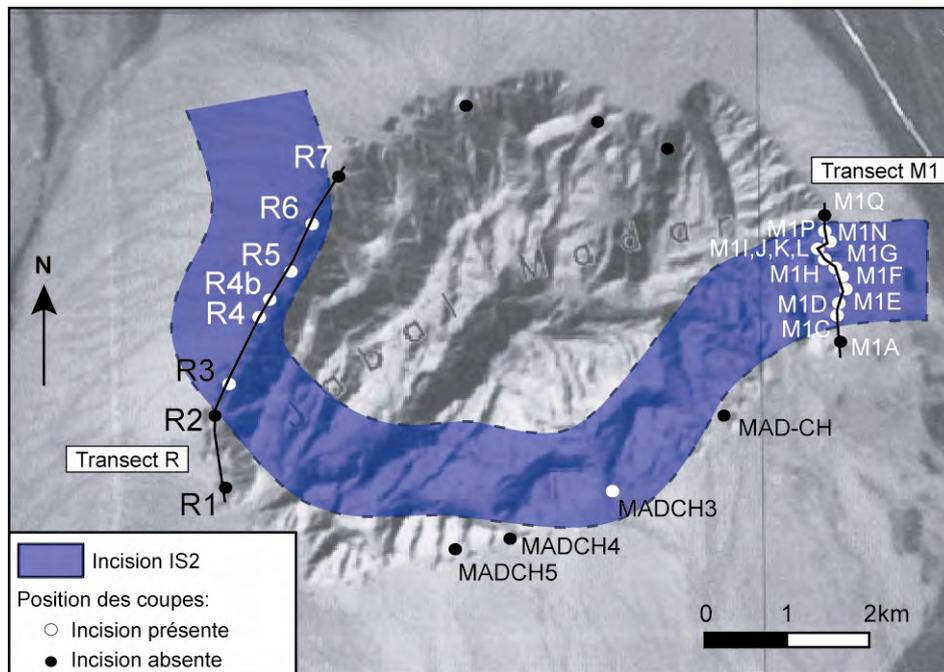


Figure V-1 : Image satellite de l’affleurement Jebel Madar présentant la localisation des transects de corrélations et la cartographie de l’incision IS2. La cartographie de l’incision IS2 a été réalisée à partir de l’analyse des faciès et des géométries dans son remplissage sur les deux transects et en faisant les hypothèses suivantes : (1) seulement une incision est présente dans ce secteur, (2) l’incision a une largeur constante, et (3) sa largeur réelle est celle mesurée sur le transect M1.

1.2. La première incision (IS1)

1.2.1. L’incision IS1 à affleurement dans les Foothills

L’étude de la surface IS1 dans le Jebel Madar et le Jebel Madmar permet de comparer la nature et la géométrie des incisions selon une polarité proximal (J. Madar) – distal (J. Madmar) par rapport au bassin intrashelf. Les corrélations stratigraphiques entre ces deux zones d’affleurement montrent que la topographie de la plate-forme émergée à cette époque était pratiquement horizontale ($<0.006^\circ$) puisqu’une différence d’altitude de l’ordre de 5 m existait entre le Jebel Madar et le Jebel Madmar (*fig. V-5*). La largeur apparente des incisions sur la surface IS1 est de l’ordre d’un kilomètre dans ces deux secteurs (*figs. V-2 et V-4*). Ces incisions ont une section symétrique et relativement régulière avec des bordures de faible inclinaison (entre 1 et 2°). Les incisions sont profondes de 12 m dans le Jebel Madmar et de 10 m dans le Jebel Madar.

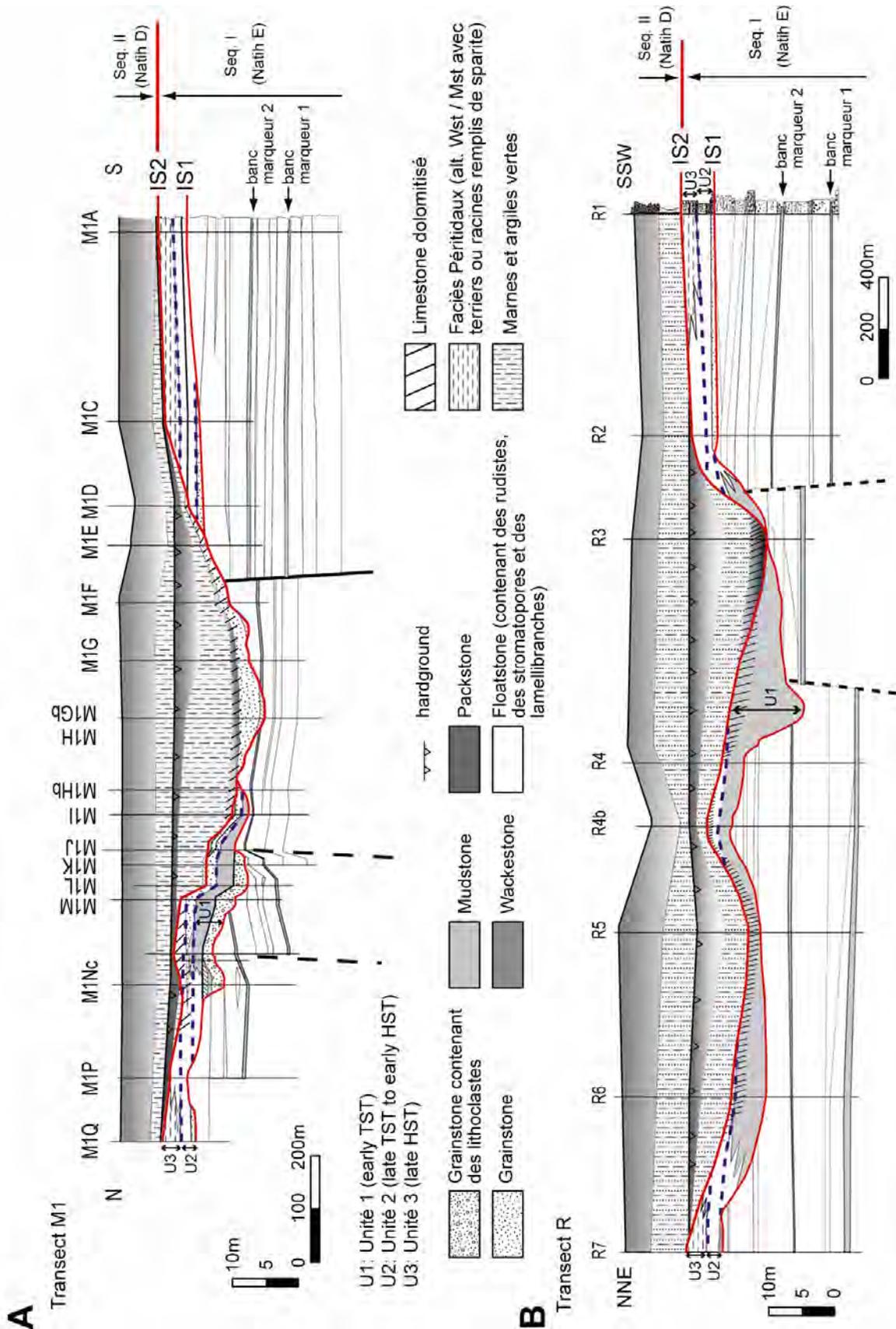


Figure V-2 : Transects de corrélations sur l’affleurement Jebel Madar présentant l’évolution des faciès et les géométries au sein des incisions IS1 et IS2. A) Transect M1, exagération verticale : x12. B) Transect R, exagération verticale : x25.

Dans ces deux zones d’affleurement, la surface IS1 apparaît au sommet d’une séquence de faciès régressive. Dans le Jebel Madar, cette incision recoupe des faciès de type wackestone-packstone bioclastique bioturbé, riches en foraminifères benthiques, rudistes et coraux, interprétés comme des dépôts de lagon peu profond dans un environnement de plate-forme. Dans le Jebel Madmar, en fonction de la profondeur de l’incision, l’incision IS1 recoupe soit des grainstone-packstone à rudistes en place, stromatopores et coraux, soit l’unité sous-jacente formée de grainstone péloïdal fin à grossier, à litage oblique de mégarides, caractérisé par la présence d’orbitolines et de préalvéolines. Ces faciès sont interprétés comme des dépôts de barrière et arrière-barrière bioclastiques accumulés sur la bordure du bassin intrashelf.

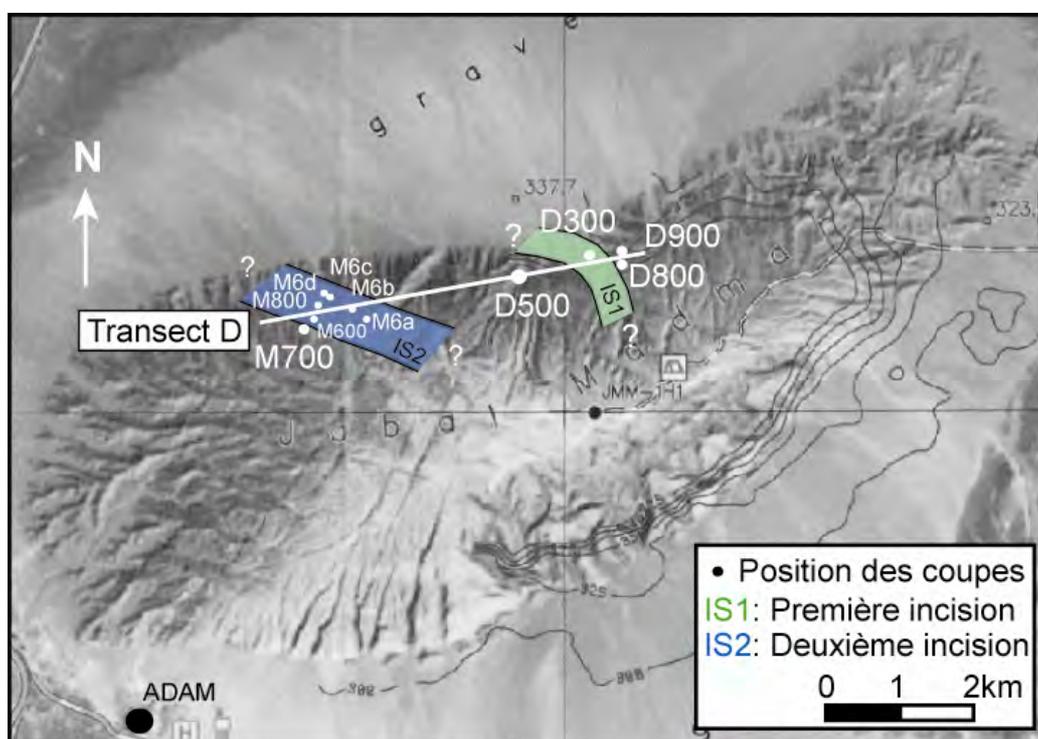


Figure V-3 : Image satellite de l’affleurement Jebel Madmar présentant la localisation des transects de corrélations et des incisions IS1 et IS2.

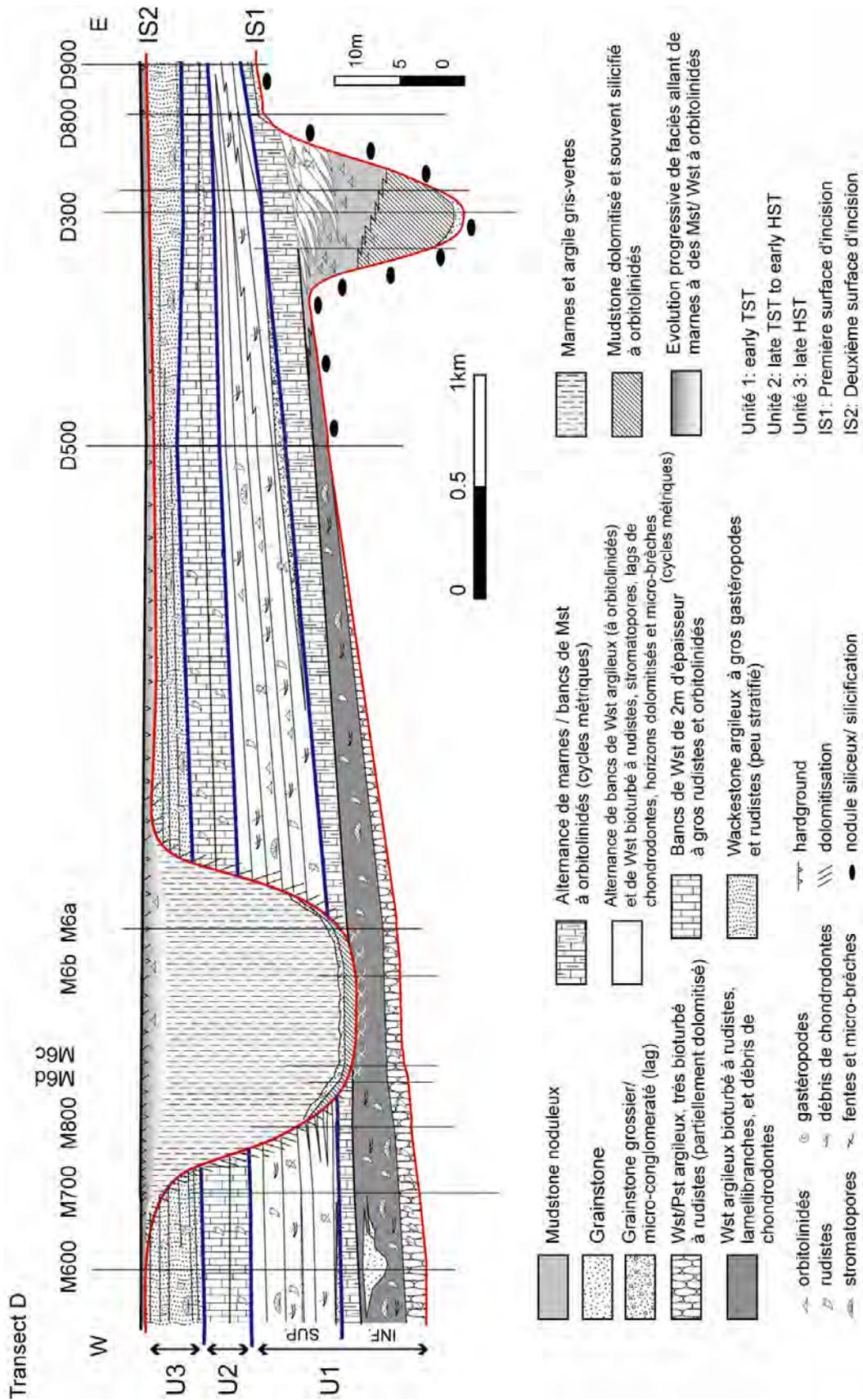


Figure V-4 : Transect de corrélations sur l’affleurement Jebel Madmar, présentant l’évolution des faciès et les géométries entre les surfaces d’incision IS1 et IS2. Exagération verticale : x55.

Dans le Jebel Madar, les corrélations réalisées sur les deux transects est et ouest attestent la présence de structures tectoniques antérieures à la surface d'incision IS1. Sur le transect oriental (*fig. V-2A*), une faille normale de direction N40°E et de 6 m de rejet vertical est observée entre les coupes M1E et M1F. Deux autres failles normales sont visibles entre les coupes M1J et M1Nc. Sur le transect occidental (*fig. V-2B*), deux failles normales de rejet respectif quatre et huit mètres ont également été mises en évidence grâce aux corrélations entre les coupes R2 et R4. Ces failles sont responsables d'une structure mineure de type horst antérieure à la phase d'incision. Ces failles normales sont interprétées comme résultant du mouvement diapirique du sel précambrien (Ara Group) à l'origine de la structure en dôme du Jebel Madar lui-même. Ces failles ainsi que la paléotopographie qui en résulte ont très probablement influencé la localisation des incisions.

Plusieurs structures sédimentaires et diagénétiques, telles que des micro-brèches, des fissures et des terriers comblés de calcite sparitique, et des nodules siliceux sont visibles immédiatement sous la surface d'incision, favorisant ainsi sa reconnaissance (*fig. V-6*). Dans le Jebel Madmar, la surface d'incision est toujours soulignée par une silicification du substratum sur parfois plus de 20 cm ainsi que par des nodules siliceux de 5 à 15 cm de diamètre (*fig. V-6A*).

Les surfaces d'incision IS1 et IS2 enregistrent une chute du niveau relatif de la mer et délimitent une séquence de dépôt correspondant à un cycle de variation de potentiel d'accommodation (Seq. I-7 ; *fig. IV-13*). Cette séquence est la dernière unité de progradation au sommet de la première séquence de dépôt majeure (3^{ème} ordre) de la Formation Natih. Dans le Jebel Madar et le Jebel Madmar, la séquence I-7 est composée de dépôts marins très peu profonds accumulés dans les incisions puis sur un vaste domaine lagunaire très peu profond qui s'installe sur l'ensemble de la plateforme au cours de la transgression séparant les deux phases de chute du niveau marin relatif. La distribution et la nature des faciès permet de distinguer trois unités stratigraphiques au sein de cette séquence (*fig. V-5*). Nous montrons que la première unité correspond à une augmentation du potentiel d'accommodation, (« early to late Transgressive Systems Tract »), la seconde unité correspond à la période de potentiel d'accommodation maximum (« late TST to early Highstand Systems Tract ») et la

Dans le Jebel Madar, le remplissage de l'incision débute par quatre mètres de grainstone fin à grossier organisé en couches tabulaires d'épaisseur décimétrique (*fig. V-2*). Ce grainstone est composé d'abondants lithoclastes subanguleux provenant de l'érosion du substratum, de fragments de bivalves et d'échinodermes et de foraminifères benthiques (miliolidés, pré-alveolinidés). Ces couches de grainstone ont été partiellement dolomitisées et partiellement silicifiées. Ces faciès sont interprétés comme des dépôts résiduels remaniant les produits d'altération et d'érosion de la plate-forme formés pendant la phase d'émersion. Ces grainstones passent verticalement à quatre mètres de wackestone et mudstone bioturbés comprenant d'abondants orbitolinidés et des fragments de bivalve. Cette évolution des faciès traduit une diminution progressive de l'énergie dans l'incision. Vers le sommet de l'Unité 1, ces faciès de wackestone-mudstone passent à deux mètres de faciès wackestone-packstone fortement bioturbés comprenant une faune diversifiée de plus en plus abondante : rudistes in situ, chondrodontes, pectens, stromatopores, foraminifères benthiques (orbitolinidés, miliolidés). Cette évolution témoigne de l'installation d'un environnement de dépôt moins confiné en relation avec une élévation progressive du niveau marin relatif.

Dans le Jebel Madmar, le remplissage de l'incision observée débute par une couche irrégulière d'épaisseur décimétrique de packstone à rudstone grossier largement silicifié et principalement composé de débris de rudistes et autres bivalves. Cet intervalle est interprété comme un dépôt résiduel (« lag ») de base de transgression (*fig. V-4*). Ce dépôt résiduel est lui-même érodé localement et recouvert par une unité épaisse de plus de six mètres constituée de dolomie saccharoïde renfermant de nombreux nodules siliceux. Ce faciès dolomitique passe progressivement à un mudstone partiellement dolomitisé. A l'image de l'incision du Jebel Madar, cette unité "boueuse" témoigne d'une diminution de l'énergie au sein de l'incision et l'installation d'un environnement restreint très confiné au cours de la transgression. Ce faciès mudstone devient plus marneux et noduleux vers le haut, alors qu'apparaissent les premiers organismes marins représentés par des orbitolinidés. La diversité biologique tend ensuite à augmenter dans les dernières couches de remplissage de l'incision. Celles-ci forment un intervalle de trois mètres et s'organisent selon de grandes stratifications obliques (*fig. V-7*). Le long de chacune de ces couches inclinées, les faciès évoluent d'un grainstone au sommet à un

wackestone à rudistes, stromatopores et bivalves, puis à un mudstone argileux en « bottom set ». Ces faciès sont interprétés comme résultant d'un processus d'accrétion latérale sur les rives d'un chenal tidal méandrique qui se développe en contexte transgressif dans le dernier stade de remplissage de l'incision.

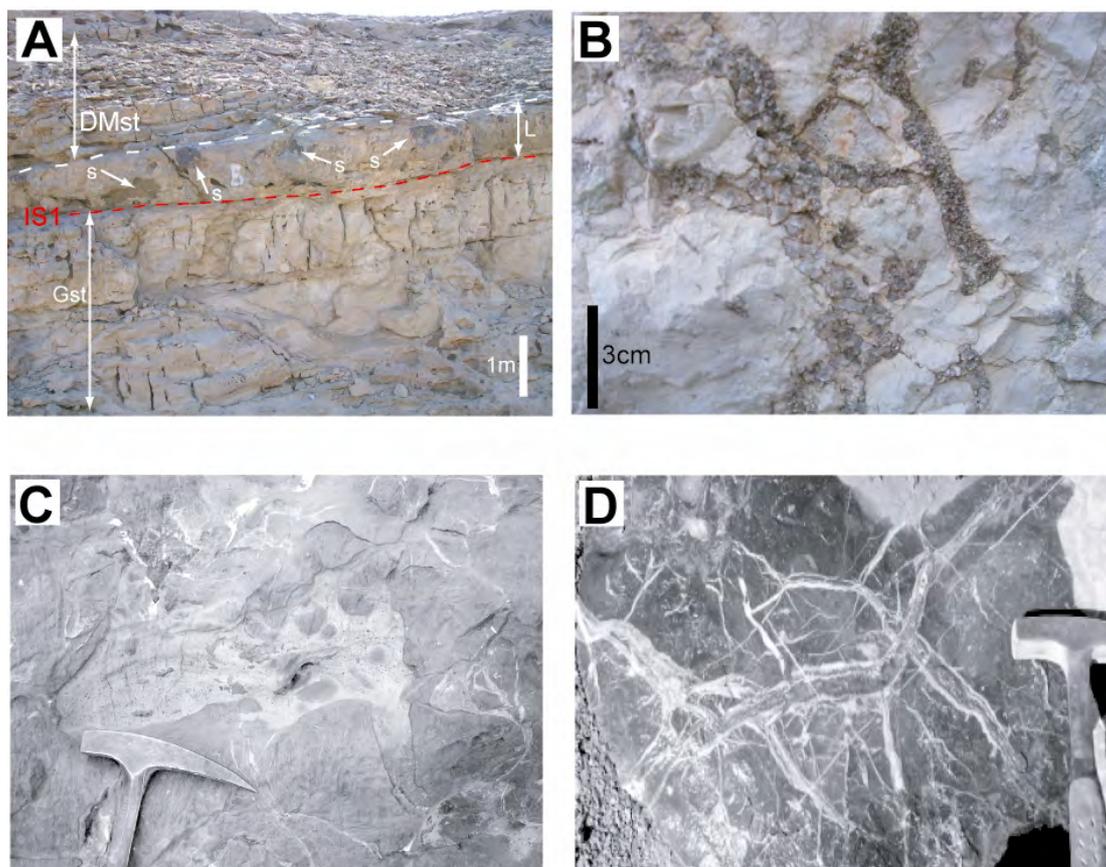


Figure V-6 : Structures diagenétiques associées aux surfaces d'émergence IS1 et IS2. A) Silicification sur et au-dessus de la surface IS1 au Jebel Madmar. Gst : Grainstone moyen à grossier, à litage oblique de mégarides dans lequel l'incision IS1 érode ; L : Dépôt résiduel (« lag »), constitué de packstone à rudstone silicifié et contenant des nodules siliceux (s) ; DMst : mudstone dolomitisé dans le remplissage de l'incision IS1 ; **B)** Terriers remplis de larges cristaux de calcite sparitique dans les unités situées sous la surface IS1 au Jebel Madar ; **C)** Cavité de microkarst sur la surface d'incision IS2 au Jebel Shams ; **D)** grandes fissures cimentées sur la surface IS2 au Jebel Shams.

Dans le Jebel Madmar, l'Unité 1 n'est pas confinée au remplissage de l'incision mais comprend également un intervalle de 4 à 13 m reposant en onlap sur la surface IS1 sur les interfluves des incisions (*fig. V-5*). Cet intervalle est principalement composé de couches métriques de wackestone noduleux bioturbé et légèrement argileux renfermant de nombreux rudistes et autres bivalves (chondrodontes et pectens).

A l'ouest de l'incision, le premier faisceau de couches en "onlap" sur IS1 est mal stratifié et caractérisé par d'abondants rudistes *in situ* (*fig. V-4*). Ce faisceau présente de grands corps chenalisés de deux mètres de profondeur pour 50 m de large composés de grainstone bioclastique à débris de rudiste et foraminifères (orbitolinidés et préalvéolines). Des dépôts grossiers résiduels (lags) principalement constitués de fragments de chondrodontes se développent sur les bordures des chenaux. Ceux-ci sont interprétés comme des chenaux tidaux se développant en période transgressive et accompagnant une surface de ravinement tidal. Ce faisceau chenalisé est contemporain de la fin du remplissage de l'incision. L'abondance et la diversité relatives du contenu biologique dans cet intervalle indiquent toutefois un environnement de dépôt plus ouvert que le milieu confiné de l'incision elle-même.

La partie sommitale de l'Unité 1 s'étend sur l'ensemble du Jebel Madmar mais se biseaute vers l'est en "onlap" sur IS1 avant le Jebel Madar (Unité 1 Sup. ; *fig. V-5*). Elle est constituée de couches carbonatées bien stratifiées d'épaisseur métrique séparées par des niveaux décimétriques plus argileux et noduleux. Les faciès comme le contenu biologique sont sensiblement identiques à ceux du faisceau sous-jacent. On observe toutefois dans cet intervalle une augmentation globale de la fraction carbonatée biogène et une diminution de la fraction argileuse. Dans le détail, on notera la présence de quelques niveaux dolomités et micro-bréchiques interprétés comme associés à des phases d'émersion et représentant des limites de séquence à haute fréquence, ainsi que des « lags » à chondrodontes interprétés comme associés à des surfaces de transgression également à haute fréquence.

D'une manière générale, cette association de faciès traduit l'existence d'un vaste domaine de plate-forme interne soumis à un flux clastique argileux très limité, et qui décroît progressivement pour aboutir à des conditions de plus en plus favorables au développement de la production carbonatée.



Figure V-7 : Grandes stratifications obliques développées au sommet du remplissage de l'incision IS1 au Jebel Madmar.

L'Unité 2 (« late TST to early HST »)

L'Unité 2 correspond à la période au cours de laquelle l'ensemble de la plate-forme se trouve ré-envoyée (**fig. V-5**).

Dans l'incision du Jebel Madar, la base de l'Unité 2 est marquée par une surface d'érosion recoupant les faciès mudstone sous-jacents (Unité 1) sur une dizaine de mètres (**fig. V-2**). Elle est ensuite constituée d'une succession de couches pluri-métriques de grainstone grossier disposées selon de grandes stratifications obliques. Ces dépôts sont composés de lithoclastes subarrondis, de foraminifères benthiques, de débris de bivalves et échinodermes. Ils sont partiellement dolomités et silicifiés. Des litages obliques de mégarides 3D sont bien préservés et indiquent une direction de courant vers le nord-ouest.

Sur les bordures et les interfluves de l'incision, ces faciès granulaires s'amincissent et passent latéralement à trois mètres de wackestone-packstone très bioturbé renfermant une association d'abondants foraminifères benthiques, de rudistes *in situ*, de pectens et de stromatopores.

Les faciès granulaires du centre de ce corps chenalisé indiquent un milieu de forte énergie dans un environnement marin peu profond. Aucun critère vraiment diagnostique de processus tidaux n'a pu être reconnu, mais le litage de mégarides témoignant de courants unidirectionnels variables suggère une origine tidale. La surface d'érosion chenalisée est interprétée comme une surface de ravinement tidal qui se développe lors de la phase d'ennoyage maximal de la plate-forme, période où la masse d'eau en mouvement est maximale en domaine de plate-forme interne. La localisation de ce chenal apparaît comme contrôlée par l'existence d'une paléo-dépression au droit de l'incision IS1 où l'énergie des courants tidaux va alors se trouver concentrée et accentuée. Sur les interfluves du chenal actif, les dépôts boueux transgressifs de plus faible énergie recouvrent alors la surface d'émersion IS1 dans un environnement de lagon très peu profond (**fig. V-2**).

Dans le Jebel Madmar, l'aggradation de dépôts carbonatés lagunaires se poursuit sans changement de faciès significatif par rapport à l'Unité 1. Toutefois, cette Unité 2 se

distingue par une épaisseur plus importante des cycles de haute fréquence, interprétée comme liée à un taux d'accommodation plus élevé durant cette période (*fig. V-4*).

L'Unité 3 (« late HST »)

L'Unité 3 correspond à la période au cours de laquelle la production carbonatée devient plus forte que le potentiel d'accommodation et, par conséquent, la plate-forme commence à prograder largement le long de clinofformes faiblement inclinés (0,4° à 1°) dans le bassin intrashelf (*fig. IV-25*). Sur le sommet de la plate-forme se poursuit l'aggradation de dépôts lagunaires, qui présentent toutefois une succession de faciès à caractère nettement régressif.

Dans le Jebel Madar, l'Unité 3 est caractérisée par trois mètres d'une alternance de couches de wackestone et de mudstone décrivant une succession de cycles à haute fréquence d'épaisseur métrique (*figs. V-8A et B*). A la base de ces cycles, les couches de wackestone contiennent des lithoclastes issus du mudstone sous-jacent et une association de foraminifères benthiques et de débris de bivalves. Ces faciès sont très bioturbés. Des rudistes en place et des pectens fréquents dans les premiers cycles disparaissent ensuite indiquant ainsi un environnement de dépôt de plus en plus restreint. Le sommet de chaque cycle de haute fréquence est constitué d'une couche décimétrique de mudstone gris clair contenant seulement de rares milioles. Ces couches sont traversées de terriers verticaux ou de traces de racines de plus de 15 cm de long colmatés de micrite sur les bordures et de calcite sparitique au centre (*fig. V-8C*). Ces faciès témoignent d'un environnement péritidal très peu profond toujours proche de l'émersion. Il s'agit de l'association de faciès la plus proximale observée dans la première séquence de dépôt de la Formation Natih. Ces cycles haute-fréquence enregistrent des variations relatives du niveau marin de faible amplitude dans un environnement de plate-forme interne très peu profonde. La succession de ces cycles est strato-décroissante suggérant une tendance générale à la diminution du potentiel d'accommodation pendant le dépôt de l'Unité 3 (*fig. V-8A*). La surface d'émersion correspondant à la surface IS2 marque le sommet de cette unité régressive (*figs. V-2 et V-5*).

Dans le Jebel Madmar, l'Unité 3 épaisse de 3m est représentée par une succession de couches amalgamées de wackestone à grands rudistes (radiolitidés) et de gastéropodes (*fig. V-4*). Des terriers à remplissage dolomitique et des micro-brèches de dissolution soulignent le sommet de cycles à haute fréquence. Cette succession devient légèrement plus argileuse et de structure bréchique vers le haut. Dans la partie orientale, c'est à dire la plus proximale, du Jebel, des cycles péritidaux identiques à ceux décrits dans le Jebel Madar marquent la partie supérieure de l'Unité 3. Le sommet de cette unité correspond ici aussi à la surface d'émergence IS2.

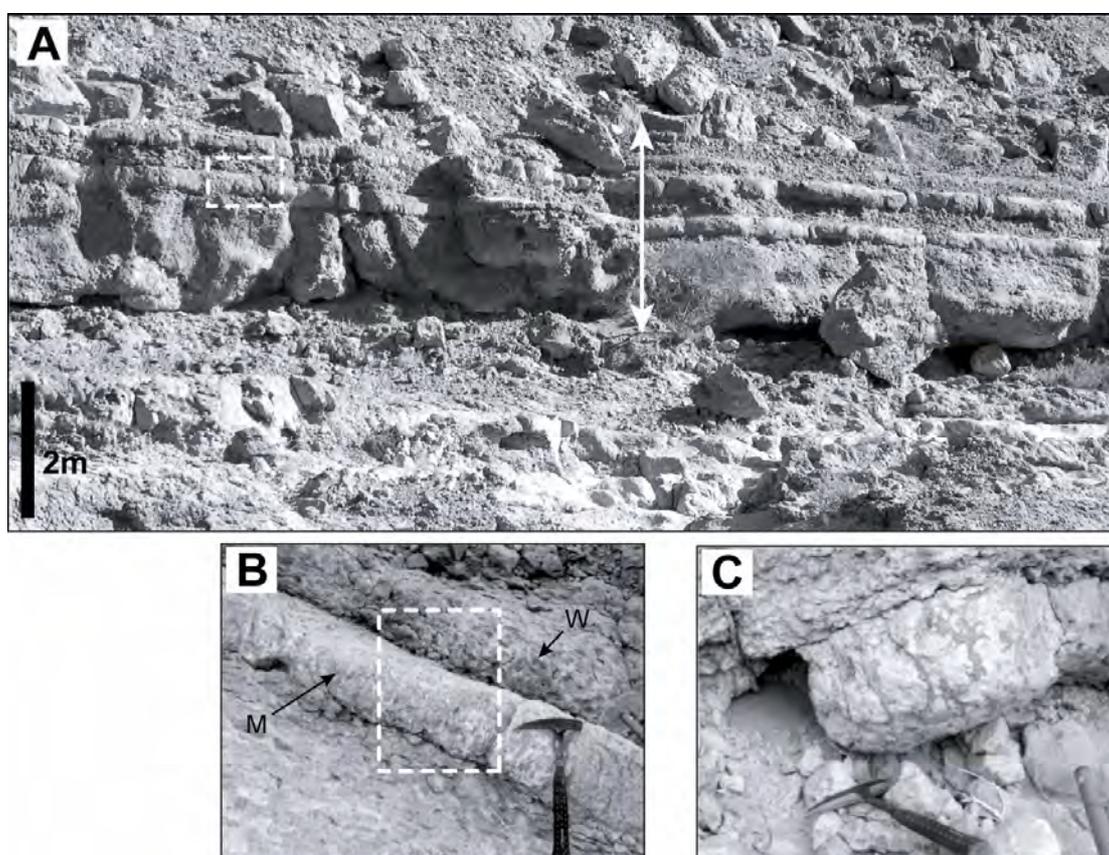


Figure V-8 : Faciès péritidaux caractérisant l'Unité 3 (« Late HST ») sur les affleurements du Jebel Madar. A) Photo illustrant la tendance strato-décroissante de ces cycles péritidaux de haute fréquence. La position de la photo B est indiquée par un rectangle en pointillés **B)** Agrandissement de la photo A montrant un cycle à faciès péritidaux. La position de la photo C est indiquée par un rectangle en pointillés. W : wackestone noduleux bioturbé à lamellibranches et gastéropodes ; M : banc de mudstone de 10 à 15 cm d'épaisseur. **C)** Terriers ou racines à remplissage sparitique dans le banc de mudstone.

En résumé, les incisions IS1 observées à l’affleurement sont larges d’environ 1km et profondes d’une dizaine de mètres. Elles résultent d’une phase d’émersion liée à une chute du niveau marin relatif. Elles sont ensuite comblées en phase transgressive par des faciès principalement carbonatés. La séquence de remplissage apparaît relativement complexe et polyphasée avec des dépôts résiduels de haute énergie qui passent vers le haut à des faciès boueux confinés de faible énergie, puis à des faciès plus ouverts renfermant une faune de plus en plus diversifiée. Le sommet du remplissage est caractérisé par une architecture complexe et notamment le développement de chenaux tidaux témoignant de conditions de dépôt de plus haute énergie.

1.2.2. L’incision IS1 sur les données sismiques de la zone de Kauther

La première surface d’incision IS1 a été clairement identifiée sur les données sismiques de la zone de Kauther (*figs. IV-11 et IV-15*). La réflexion rouge IS1 correspond à un coefficient de réflexion positif créé par le contraste entre la plus faible vitesse des faciès légèrement argileux de plate-forme interne et la plus forte vitesse des faciès carbonatés homogènes sous-jacents. Cette réflexion est un cliniforme faiblement incliné vers l’ouest. Elle ne peut être suivie sur l’ensemble du bloc de sismique 3D car elle disparaît vers le pied des cliniformes par effet d’interférence (« tuning effect »).

Deux incisions ont été reconnues sur la carte d’amplitude correspondant à la surface IS1 (*fig. V-9A*). Elles sont imagées par des cordons étroits et sinueux d’amplitude légèrement supérieure à l’amplitude globale de la réflexion. Ces structures peu marquées peuvent également être identifiées sur les lignes sismiques.

Sur la ligne sismique i-j qui recoupe l’une de ces deux incisions (*fig. V-9B*), une légère courbure de la réflexion rouge correspondant à la surface IS1 est visible au niveau de l’incision. Une variation d’amplitude et de fréquence apparaît également à cet endroit le long de la réflexion.

L’incision a un effet sur les trois réflexions sous-jacentes qui présentent également une courbure. Il s’agit d’un effet de type “push down” résultant de la plus faible vitesse sismique du remplissage de l’incision IS1 par rapport à l’encaissant. L’onde

sismique étant ainsi retardée en traversant le remplissage de l'incision, les réflexions sous-jacentes vont apparaître « tirées vers le bas » sur le profil en temps double. Ce retard s'amortit ensuite progressivement en profondeur.

Ce profil sismique est comparé à des profils sismiques synthétiques de fréquence similaire, modélisés pour des incisions dont nous avons fait varier deux paramètres : la profondeur de l'incision *et* le contraste de vitesse de propagation des ondes entre son remplissage et l'encaissant (*annexe 2*). Ces deux paramètres ont une influence d'intensité comparable sur l'image sismique des incisions et doivent donc impérativement être pris en compte lors de la quantification des géométries de ce type de corps sédimentaires sur les profils sismiques réels. Les profils réels présentent en effet une image composite résultant de l'interaction de ces deux paramètres principaux.

Les incisions IS1 observées ici ont un remplissage de vitesse sismique inférieure à celle de l'encaissant (cf. supra), ce qui implique un contraste positif. Les profils sismiques synthétiques générés pour des contrastes positifs sont donc comparables à l'image sismique réelle des incisions étudiées ici. La comparaison des images suggère un contraste de 700 m/s et une épaisseur de remplissage comprise entre neuf et douze mètres (*fig. V-10*). La largeur des incisions peut quant à elle être directement mesurée sur le profil sismique ou sur la carte d'amplitude. Elle est de l'ordre de 400 mètres (*fig. V-9*).

Dans la zone de Kauther, les incisions IS1 semblent donc être de largeur nettement inférieure mais de profondeur comparable ou légèrement inférieure à celles mesurées à l'affleurement. Cette différence peut être effective et pourrait être liée à une position paléogéographique plus distale de la zone de Kauther. Cette différence peut également être fictive car la largeur des incisions mesurée sur le terrain est une largeur apparente et il est difficile d'établir si les transects analysés représentent une section perpendiculaire ou oblique à l'incision.

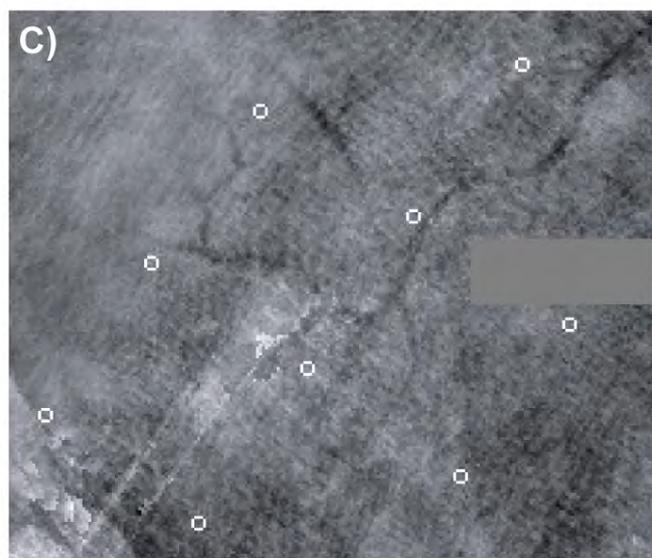
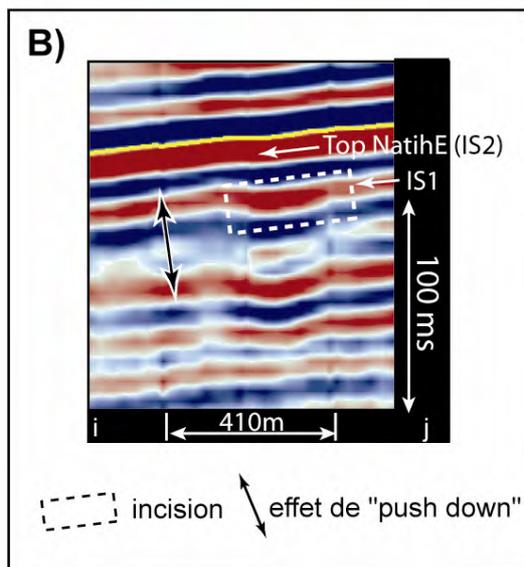
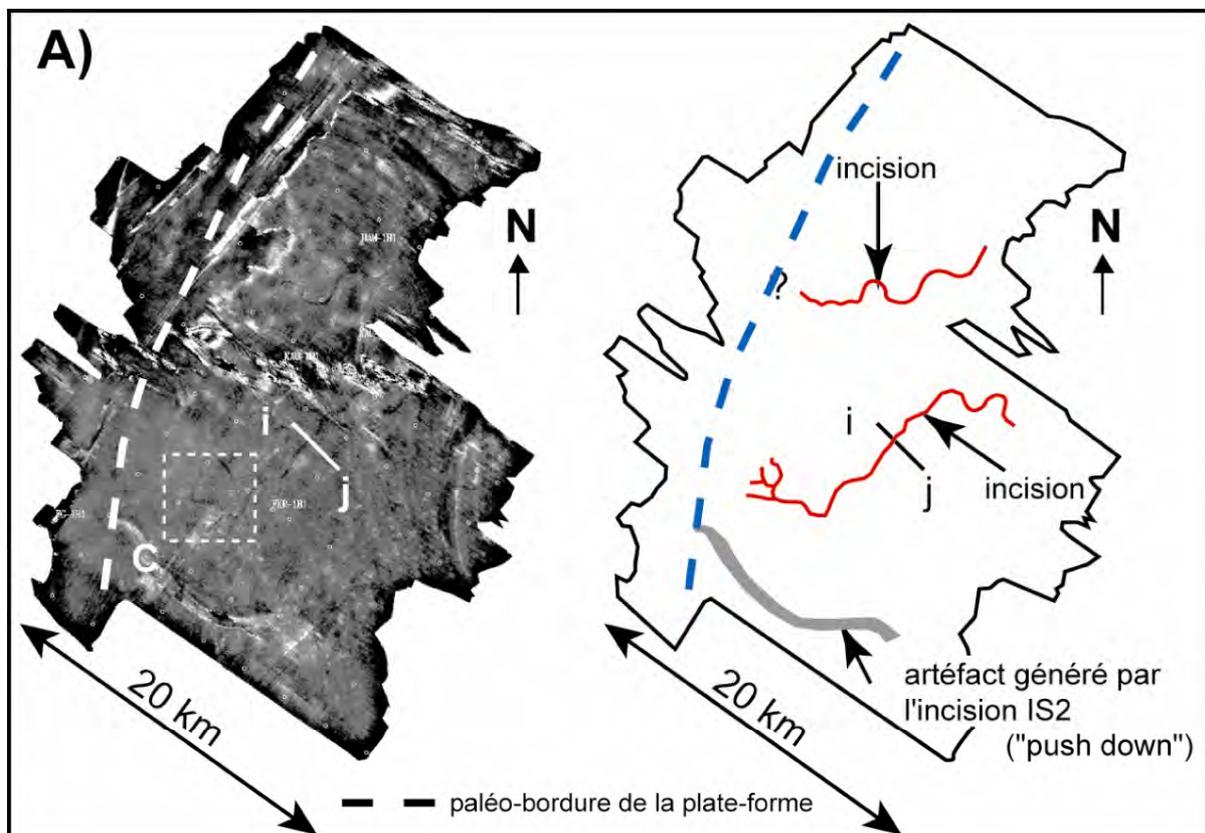


Figure V-9 : Incisions IS1 sur les données sismiques. A) Carte d'amplitude de la réflexion IS1 ; la localisation de C est indiquée B) Profil sismique i-j recoupant une des incisions interprétées sur A C) Agrandissement de A montrant la terminaison distale de l'image de l'incision IS1.

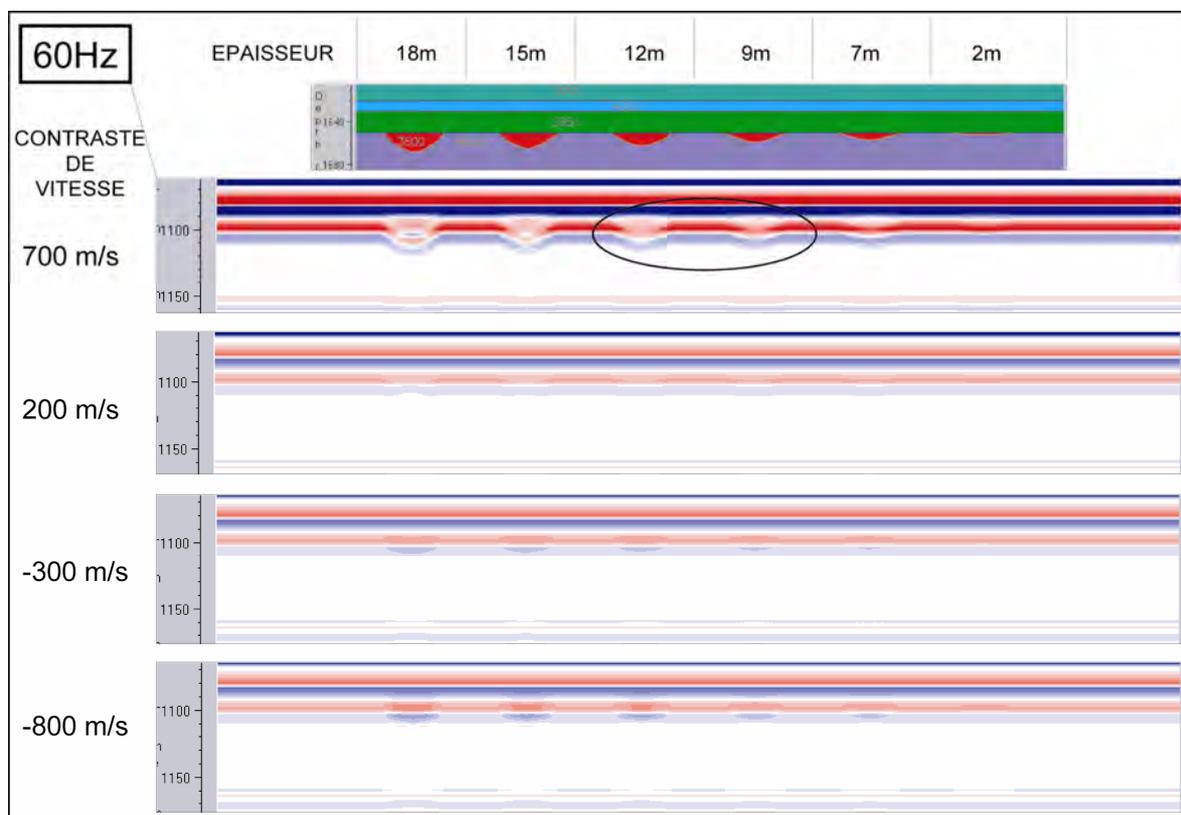


Figure V-10 : Tableau de profils sismiques synthétiques imageant des corps chenalisés de différentes épaisseurs (2 à 18 m) et caractérisés par plusieurs types de contraste de vitesses sismiques entre leur remplissage et l'encaissant. Sur ce tableau, les profils sismiques synthétiques ont été générés avec une impulsion sismique dont le pic de fréquence est de 60Hz. Les images sismiques comparables à l'image réelle de l'incision IS1 sont entourées.

Le contraste positif de vitesse de propagation des ondes entre le remplissage de l'incision et l'encaissant peut être dû à une lithologie légèrement plus argileuse ou à un caractère plus poreux des faciès de remplissage par rapport à l'encaissant (Anselmetti et Eberli, 1997 ; Eberli *et al.*, 2003). Ces deux possibilités peuvent être envisagées au regard des données d'affleurement. Les faciès de remplissage peuvent en effet être partiellement très poreux du fait de phénomènes diagénétiques (dolomie saccharoïde au Jabal Madmar) et contiennent dans l'ensemble une fraction argileuse très limitée mais supérieure à celle des carbonates homogènes de l'encaissant. Des bandes de dissolution (« dissolution seams ») qui se forment pendant la compaction des roches, soulignent en effet des niveaux très légèrement argileux dans l'intervalle de mudstone noduleux qui constitue la partie principale du remplissage des incisions.

Enfin, l'hétérogénéité globale du remplissage des incisions est également susceptible de réduire la vitesse de propagation.

Sur la carte d'amplitude de la réflexion correspondant à IS1 (*fig. V-9A*), les incisions sont longues de 30 à 40 km. Elles ont une morphologie légèrement sinueuse avec des méandres dont la longueur d'onde est de 1,5 à 2 km pour une amplitude de 1 à 2 km. Ces incisions sont orientées NE-SW, parallèlement à la direction de progradation des prismes de régression forcée équivalents à la surface IS1 (*fig. IV-16*). Aucun affluent n'est visible sur la zone couverte par la sismique 3D, soit parce qu'ils n'existent pas, soit parce qu'ils sont trop petits pour être imagés. Les incisions semblent toutefois se dichotomiser vers l'aval et disparaître sur la bordure de la plate-forme (*fig. V-9C*). Ce type de morphologie est comparable à celle de la plaine deltaïque d'un système silico-clastique, toute proportion gardée (Wright et Coleman, 1973).

1.3. La deuxième incision (IS2)

1.3.1. L'incision IS2 à l'affleurement dans les Foothills et dans le Jebel Shams

La discontinuité stratigraphique IS2 enregistre une émergence régionale de la plate-forme et une seconde phase d'incision résultant d'une chute significative du niveau marin relatif (*fig. IV-13*). Elle correspond à une limite de séquence majeure entre les deux premières séquences de 3^{ème} ordre de la Formation Natih. Cette surface IS2 est très clairement imagée sur les lignes sismiques régionales (*fig. IV-11*). Durant cette période, le bassin intrashelf de la plate-forme Natih est réduit à un bras de mer étroit de forme courbe localisé à environ 30 km à l'ouest du Jebel Madmar (Droste et Van Steewinckel, 2004 ; *fig. IV-14*).

Cette limite de séquence s'accompagne d'un changement important du système sédimentaire, qui passe d'un système purement carbonaté à une plate-forme mixte carbonatée – silico-clastique. Les incisions IS2 sont ainsi comblées au tout début de la phase transgressive de la séquence II par des dépôts à dominance argileuse, contrairement au remplissage carbonaté des incisions IS1.

Les incisions IS2 ont été observées dans trois zones d’affleurement : Jebel Madar, Jebel Madmar et Jebel Shams. Elles possèdent une largeur de l’ordre d’un kilomètre comparable à celle des incisions IS1, mais elles sont sensiblement plus profondes, avec des valeurs de 16 à 19 m.

Jebel Madar et Jebel Madmar

Dans le Jebel Madar, le tracé cartographique de l’incision IS2 présente une morphologie sinueuse autour du Jebel (**fig. V-1**). Cette forme est interprétée comme liée à une croissance synsédimentaire de la structure diapirique qui aurait influencé le tracé des cours d’eau drainant la surface très tabulaire de la plate-forme émergée.

Sur les transects étudiés, l’incision IS2 se surimpose partiellement à l’incision IS1 suggérant qu’une paléo-dépression perdurait au sommet de la séquence sous-jacente (**fig. V-2**). Immédiatement sous la surface d’incision, le substratum est souvent silicifié et contient des nodules siliceux bien développés. Des ciments sparitiques colmatent les terriers et les fissures sous cette surface. Une intense dolomitisation affecte un intervalle de quelques décimètres au-dessous et/ou au-dessus de la surface d’incision. Le front de dolomitisation suit la surface d’incision et recoupe donc localement la stratification.

Le remplissage de cette seconde incision – qui correspond à la base de la séquence II du Natih – débute dans sa partie la plus profonde par un intervalle dolomitisé présentant une épaisseur variable d’une moyenne de 80 cm (**fig. V-11**). Ce niveau dolomitique est surmonté par une unité grano-décroissante de plus de quatre mètres de puissance composée de grainstone grossier puis fin à extraclastes et bioclastes présentant un litage oblique de mégarides. Cette unité granulaire est partiellement dolomitisée et renferme à sa base de fréquents nodules siliceux. Sur les bordures de l’incision, les grainstones deviennent de plus en plus dolomitisés. Vers le haut, ces faciès passent progressivement à une couche métrique de wackestone partiellement dolomitisée à la base, et plus fortement au sommet. Au-dessus, l’essentiel du remplissage de l’incision est constitué de plus de huit mètres d’argile gris-verte azoïque. La présence de sépiolite – argile magnésienne d’origine chimique – dans cet intervalle (van Buchem *et al.*, 2002) témoigne d’un environnement de dépôt

particulièrement confiné et saumâtre. Au sommet de ce remplissage argileux, la sédimentation carbonatée reprend progressivement, de même que réapparaissent des organismes marins. Une couche de mudstone-wackestone très noduleux de quatre mètres de puissance assure ainsi la fin du remplissage de l'incision IS2 (*fig. V-2*). Le contenu paléontologique de cette unité se limite à quelques orbitolinidés à la base, et devient ensuite plus diversifié avec le développement de rudistes, coraux, gastéropodes, préalvéolinidés et autres foraminifères benthiques. Cette barre carbonatée pluri-métrique s'amincit très fortement vers les bordures de l'incision pour ne former qu'une mince couche décimétrique reposant directement sur la surface d'émergence IS2. Cette couche se termine par un hardground d'extension régionale, considéré classiquement comme le sommet de l'unité stratigraphique du Natih E à l'affleurement (Philip *et al.*, 1995).

Dans le Jebel Madmar, l'incision IS2 reconnue dans les coupes de la partie occidentale de l'anticlinal, ne se surimpose pas ici à l'incision IS1 (*fig. V-5*). La surface d'incision est soulignée par une dolomitisation partielle ou complète du substratum comme dans le Jebel Madar (*fig. V-4*). Le remplissage de l'incision débute par un dépôt micro-conglomératique résiduel de 30 cm composé de lithoclastes anguleux de calcaire ou dolomie, de débris bioclastiques grossiers et de quelques grains de quartz, pratiquement les seuls connus dans la Formation Natih. Au-dessus, l'essentiel du remplissage consiste en 13 m d'argile gris-verte recouvert par un mince banc dolomitique d'épaisseur décimétrique se terminant par un hardground d'extension régionale.

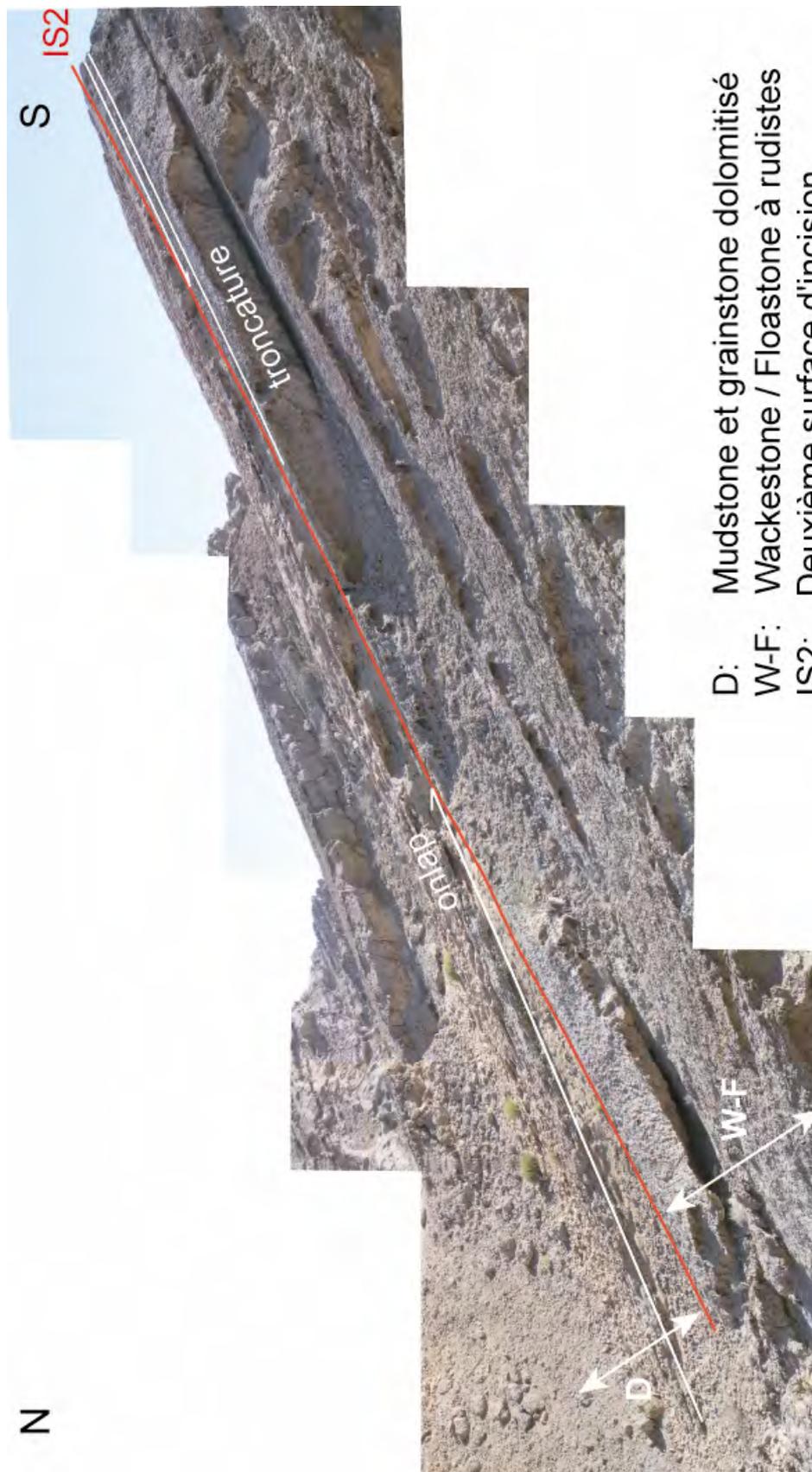


Figure V-11 : La surface d'incision IS2 sur l'affleurement de Jebel Madar. Cette photo correspond à l'intervalle entre les coupes M1F et M1G sur le transect M1.

Les dépôts grossiers présents dans la partie la plus profonde des incisions IS2 dans les Jebels Madar et Madmar sont considérés comme des dépôts résiduels remaniant les produits d'érosion de la plate-forme durant cette deuxième phase d'émersion. La fraction terrigène grossière allochtone reste très faible. Les grainstones qui surmontent ce dépôt résiduel dans le Jebel Madar sont interprétés comme résultant du développement de courants tidaux dans l'incision lors de la remontée du niveau marin relatif. L'évolution grano-décroissante et le passage à des faciès argileux qui assurent une large part du remplissage des incisions dans le Jebel Madar comme dans le Jebel Madmar témoignent d'une diminution progressive mais très significative de l'énergie du milieu. Cette évolution pourrait s'expliquer par la création et la migration d'un système de barrière littorale qui bloquerait l'énergie des marées à l'embouchure des incisions durant le processus de transgression. Un tel phénomène a déjà été décrit dans différents systèmes de ce type (Brown *et al.*, 1990 ; Boardman et Carney, 1991 ; Rankey, 2002). La diminution du flux terrigène argileux en liaison avec le ré-ennoyage progressif du système carbonaté entraîne une amélioration des conditions paléocéologiques et le redémarrage de la production carbonatée à la fin du remplissage des incisions. Le hardground sommital représente quant à lui l'amalgame d'une limite de séquence de plus haute fréquence et d'une surface d'inondation dans la partie basale du cortège transgressif de la séquence II. En effet, cette période se caractérise de manière générale par un taux d'accommodation très faible et par le développement de multiples surfaces d'émersion et transgression représentées par des hardgrounds.

Jebel Shams

Dans la zone du Jebel Shams, la morphologie d'une incision IS2 peut être reconnue à partir de la cartographie des unités assurant le remplissage de cette incision sur le plateau situé sur la rive gauche du grand canyon du Wadi Nakhr (*fig. V-12*) et d'un transect de corrélations (*figs. V-13 et V-14A*). Cette incision, large d'un kilomètre environ pour une profondeur de 17 m, est légèrement sinueuse et orientée globalement NE-SW.

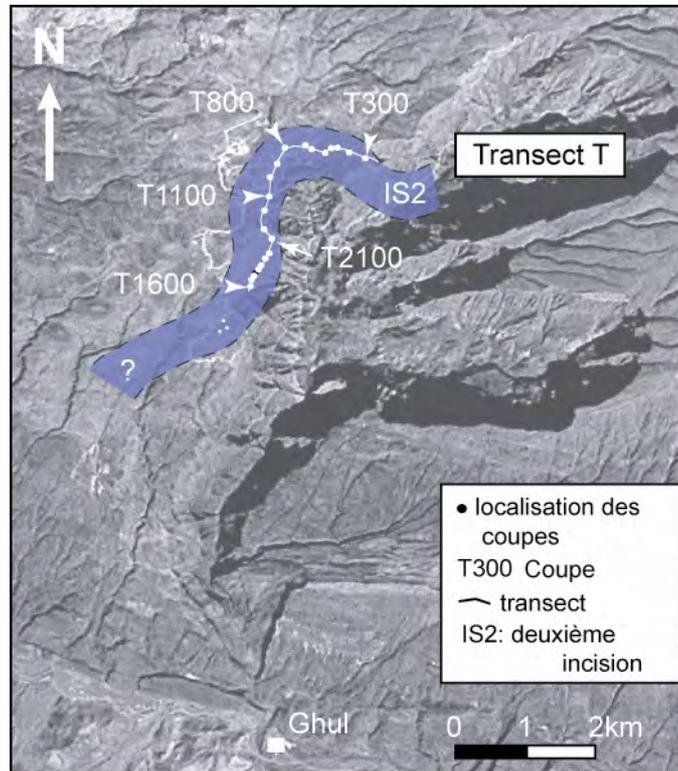


Figure V-12 : Image satellite de l’affleurement Jebel Shams présentant la localisation des transects de corrélations, des coupes et la cartographie de l’incision IS2.

Différents types de structure affectent le substratum le long de la surface d’incision : micro-karst, micro-brèches et fentes de dessiccation, silicification et dolomitisation (*fig. V-6C et D*). Ces structures sont mieux développées sur les interfluves de l’incision.

Le remplissage de l’incision IS2 comprend ici trois unités (*fig. V-13A*).

Dans sa partie la plus profonde, le remplissage débute par six mètres d’une alternance de grainstone et de mudstone bioturbé caractérisée par de grandes stratifications faiblement inclinées subparallèles à la surface d’érosion basale (*fig. V-14B*). Latéralement, cet intervalle se réduit à une couche de wackestone-packstone bioturbé de deux mètres d’épaisseur venant draper les flancs de l’incision (*fig. V-13A*).

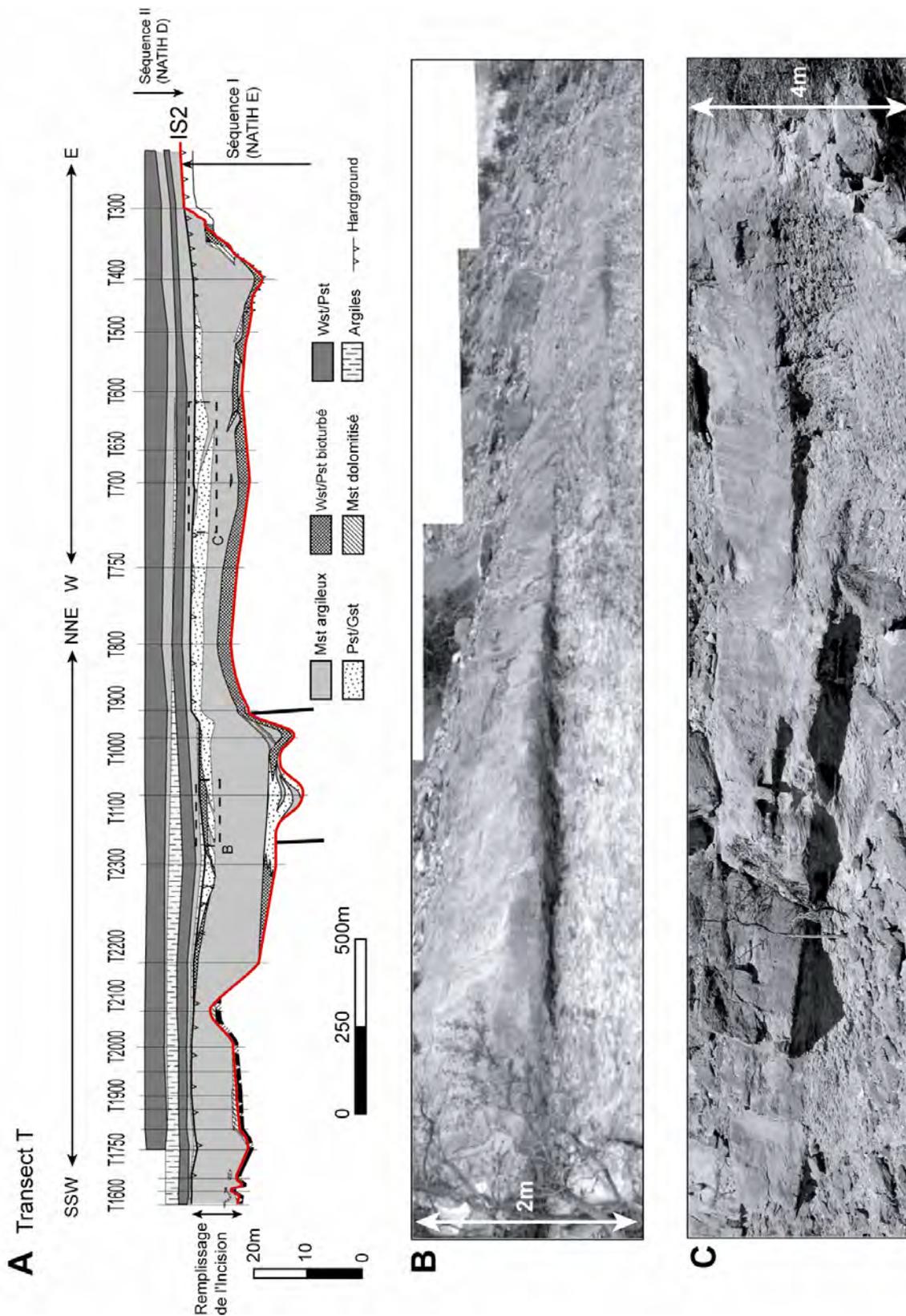


Figure V-13 : L'incision IS2 sur l'affleurement Jebel Shams. A) Transect de corrélations présentant les faciès et géométries de l'incision IS2 et de son remplissage. L'irrégularité apparente de la surface basale est due à la position des coupes non alignées. Notez aussi l'exagération verticale du transect : x15. B) et C) Bancs de grainstone en accretion latérale. Voir localisation sur le transect A (rectangles en pointillés)

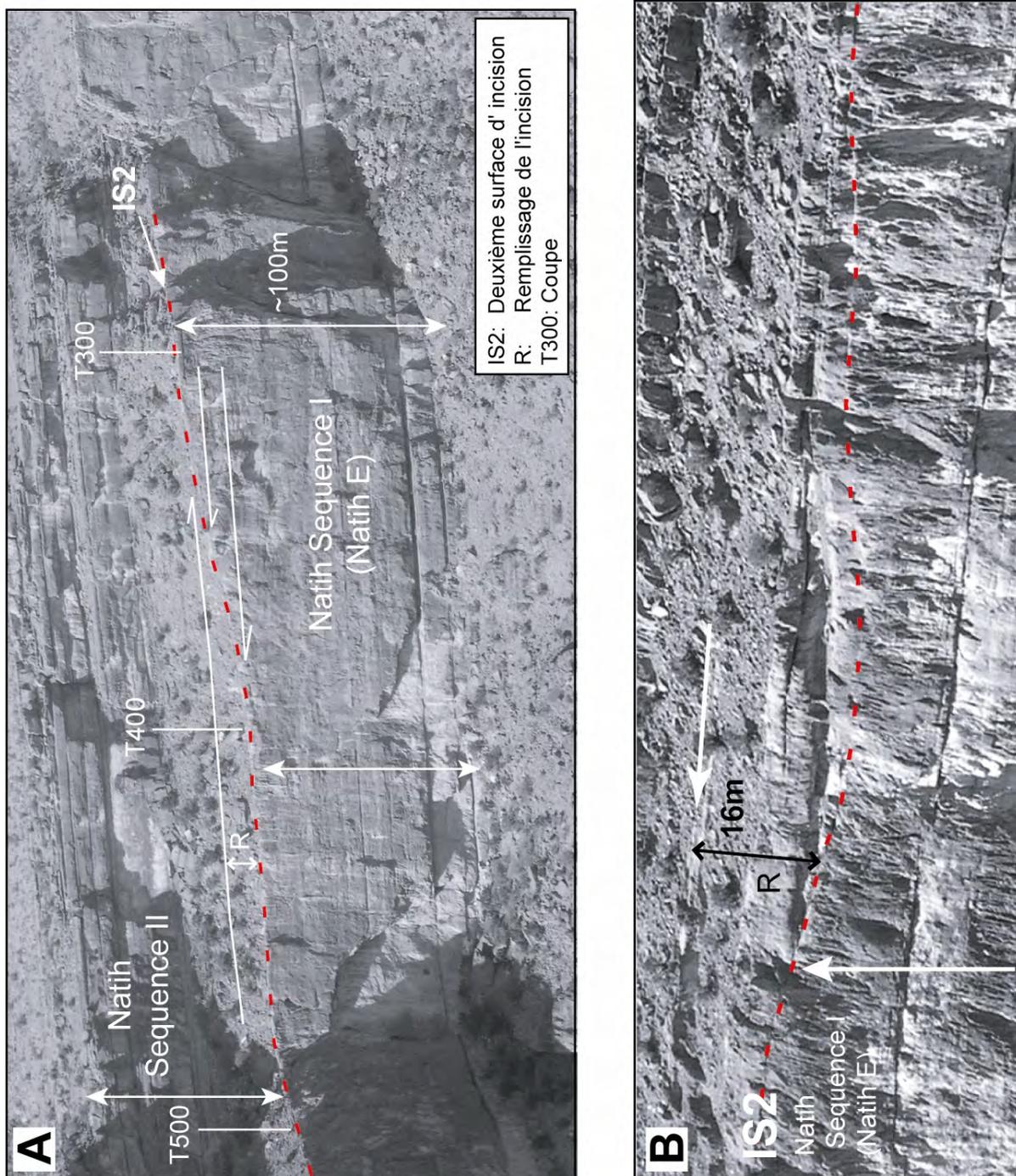


Figure V-14 : Photos de l'incision IS2 sur l'affleurement Jebel Shams. A) Photo montrant la bordure est de l'incision IS2 (proche de la coupe T300) et les troncatures bien visibles des strates par la surface IS2 au sommet de la falaise constituée de dépôts de la séquence I. La terminaison en onlap du remplissage de l'incision sur la surface IS2 est également visible B) Photo montrant la partie la plus profonde de l'incision IS2 (proche de la coupe T1100)

La deuxième unité épaisse de 10 m qui constitue la majeure partie du remplissage, est composée de mudstone argileux et noduleux. Cet intervalle est recoupé par des surfaces discontinues de type hardground et comprend également de minces niveaux grossiers résiduels (« lags »).

La dernière unité correspond à un faisceau de couches de packstone – grainstone d'épaisseur pluri-métrique irrégulière et présentant de grandes stratifications obliques (*fig. V-13B et C*). Ces stratifications inclinées sont interprétées comme résultant de l'accrétion latérale de barres au sein de chenaux tidaux sinueux. Ce faisceau est surmonté par un hardground qui s'étend largement sur les interfluves de l'incision, puisqu'on l'observe sur l'ensemble des coupes du Jebel Akhdar (*fig. V-13A*). Cette discontinuité marque le sommet du remplissage de l'incision IS2.

La partie inférieure du remplissage de l'incision apparaît s'être déposée dans des conditions fluctuantes de faible et de haute énergie lors de la remontée du niveau marin relatif. Les faciès granulaires de haute énergie sont concentrés dans la partie axiale de l'incision tandis que les faciès boueux contemporains se déposent dans les parties moins profondes. L'accumulation de l'épaisse unité de mudstone argileux traduit une diminution de l'énergie au fur et à mesure que le potentiel d'accommodation augmente (voir discussion dans le chapitre VI). Des fluctuations à haute fréquence du niveau marin relatif entraînant probablement de courtes phases d'émersion sont enregistrées par des hardgrounds et des « lags » transgressifs au sein de ces dépôts. L'envoyage complet de l'incision s'accompagne du développement de chenaux tidaux à la fin du remplissage, associé à une augmentation relative de l'énergie du milieu et de la production carbonatée (et diminution du flux terrigène). Le hardground qui surmonte ce remplissage est ici encore interprété comme la surimposition d'une limite de séquence de haute fréquence et d'une surface d'inondation de grande ampleur dans la partie basale du cortège transgressif de la deuxième séquence de 3^{ème} ordre de la Formation Natih.

Les principales différences entre les incisions IS2 du Jebel Shams et des Foothills (J. Madar, J. Madmar) résident en (1) des processus de dépôt de plus haute énergie ET (2) un remplissage à dominance carbonaté plutôt qu'argileux. L'association de faciès assurant le remplissage de l'incision IS2 dans le Jebel Shams (*fig. V-13A*) est en fait

très comparable à celle du remplissage de l'incision IS1 dans le Jebel Madmar (*fig. V-4*). Ces différences et similitudes peuvent s'expliquer par la position paléogéographique du Jebel Shams plus proche de la marge océanique de la plateforme et donc plus éloignée de la zone d'apport silico-clastique provenant du sud (*fig. IV-12*).

1.3.2. L'incision IS2 sur les données sismiques de la zone de Kauther

La réflexion sismique correspondant à la surface IS2 (*fig. IV-11*) possède une amplitude plus forte que la réflexion correspondant à la surface IS1, puisqu'elle est générée par un puissant contraste d'impédance acoustique entre les faciès argileux de la base de la séquence II / Natih D (vitesse faible) et les faciès carbonatés de la partie supérieure de la séquence I / Natih E (vitesse forte).

La *figure V-15A* correspond à une carte d'amplitude de la réflexion IS2. On y distingue trois incisions avec une résolution meilleure que celle de la réflexion IS1. Les incisions sont longues de plus de 45 km et orientées SE-NW et E-W. Elles possèdent une géométrie sinueuse avec une longueur d'onde de l'ordre de 10 km pour une amplitude de 3,5 à 4,5 km (plus grande que celle des incisions IS1). A l'image des incisions IS1, aucun affluent ou distributaire n'est observé sur la carte d'amplitude.

La ligne sismique k-1 (*fig. V-15B*) recoupe l'incision la plus large (900 m environ). Cette incision génère une forte perturbation des réflexions sous-jacentes, en particulier sous les bordures de l'incision. Cette forte perturbation est due à un effet de « push down », notamment sur la bordure gauche. Deux minces zones d'ombre apparaissent également sous l'incision sous la forme de bandes blanches verticales (*fig. V-15B*). Les modèles sismiques montrent que ces zones d'ombres sont des artefacts qui sont générés soit par des bordures d'incision fortement inclinées, soit par des contrastes positifs élevés de vitesses sismiques entre le remplissage de l'incision et l'encaissant (**annexe 2**). L'analogie avec les observations de terrain tend à exclure la première hypothèse. D'autre part, sur le profil sismique étudié ici, les zones d'ombre sont situées de part et d'autre de l'intervalle subissant l'effet de « push down » sous l'incision. Elles sont donc plutôt associées à un fort contraste positif de

vitesse entre le remplissage de l'incision et l'encaissant dans la partie gauche de l'incision sur la *figure V-15B*. L'effet de « push down » est plus faible, voire inexistant, sous la partie droite de l'incision. Ces observations impliquent que le remplissage de l'incision IS2 n'est pas homogène. L'étude de profils sismiques sériés perpendiculaires à l'incision permet de montrer que ce type d'hétérogénéité est particulièrement développé au droit des méandres (*fig. V-16*). Les faciès argileux de vitesse lente qui génèrent les effets de « push down », seraient donc plus épais dans la partie concave des méandres.

L'analyse comparative de ces images sismiques et des profils sismiques synthétiques conduit à évaluer la profondeur des incisions entre 15 et 20 mètres et le contraste de vitesse sismique entre le remplissage des incisions et l'encaissant à une valeur variant de 500 à 1200 m/s (*fig. V-17*). Les observations à l'affleurement suggèrent que les forts contrastes résultent de la présence d'argile dans le remplissage des incisions. La proportion d'argile serait alors plus importante dans la partie externe des méandres tandis que la rive convexe serait caractérisée par une sédimentation plus carbonatée.

Cette interprétation est corroborée par les données de terrain. En effet le transect M1 du Jebel Madar situé dans un méandre (*figs. V-1 et V-2A*), montre bien la dissymétrie du remplissage de l'incision IS2 où l'épaisseur des faciès argileux devient plus importante en direction de la rive concave du méandre (partie nord du transect).

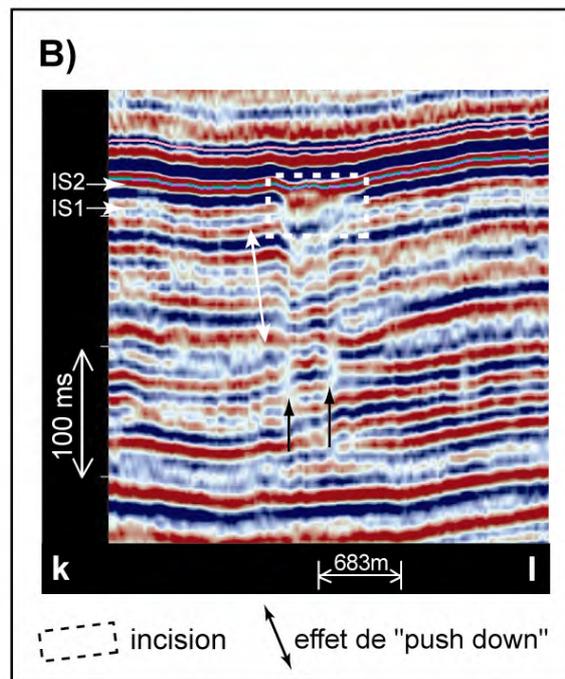
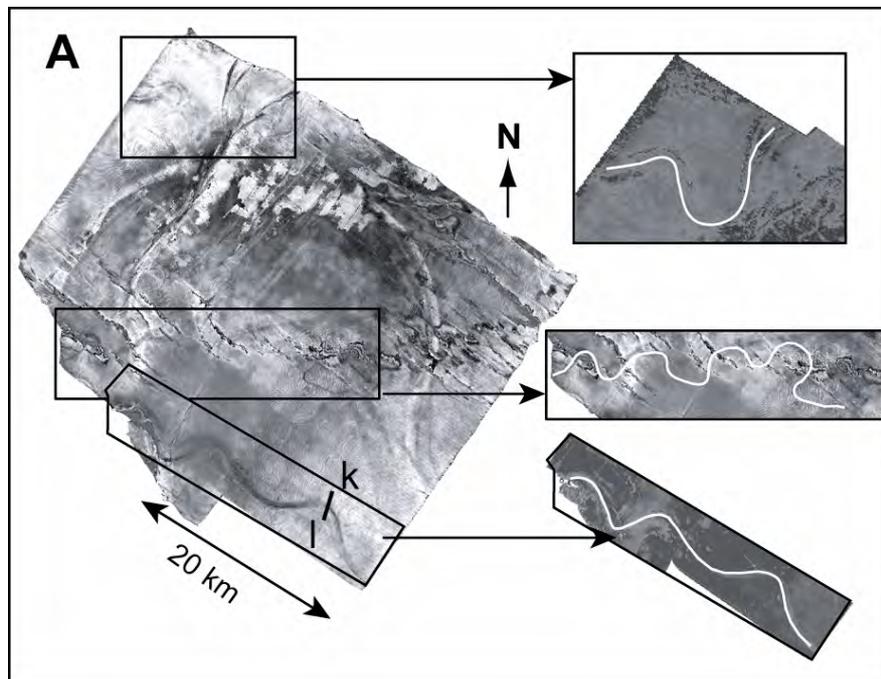


Figure V-15 : L'incision IS2 sur les données sismiques. A) Carte d'amplitude de la réflexion IS2 et son interprétation B) Profil sismique k-l recoupant la plus large des incisions IS2 observées.

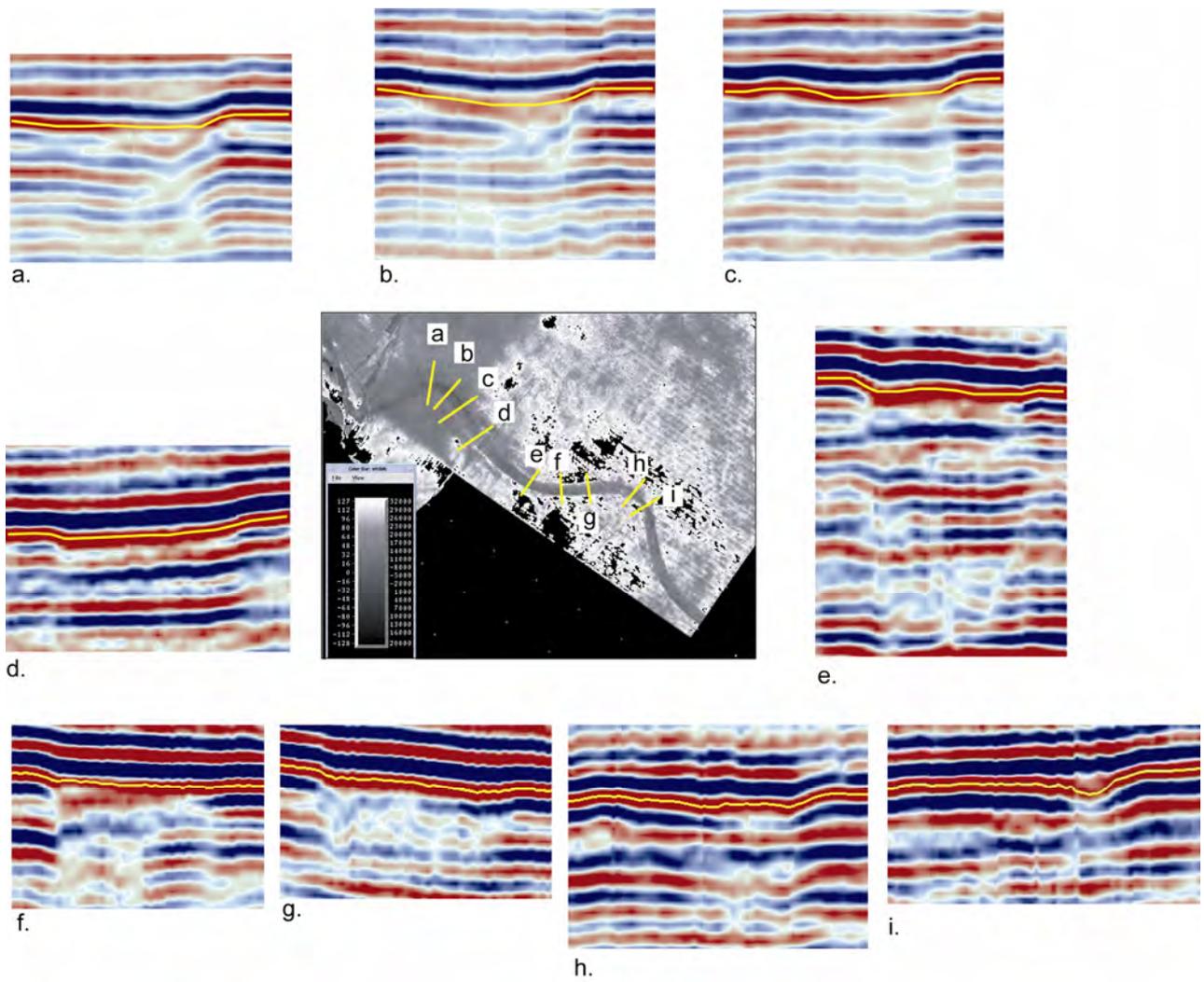


Figure V-16 : Profils sismiques sériés au long de l'incision IS2. Ces profils révèlent des hétérogénéités dans le remplissage de cette incision. Le trait jaune souligne la réflexion correspondant au « top Natih E ».

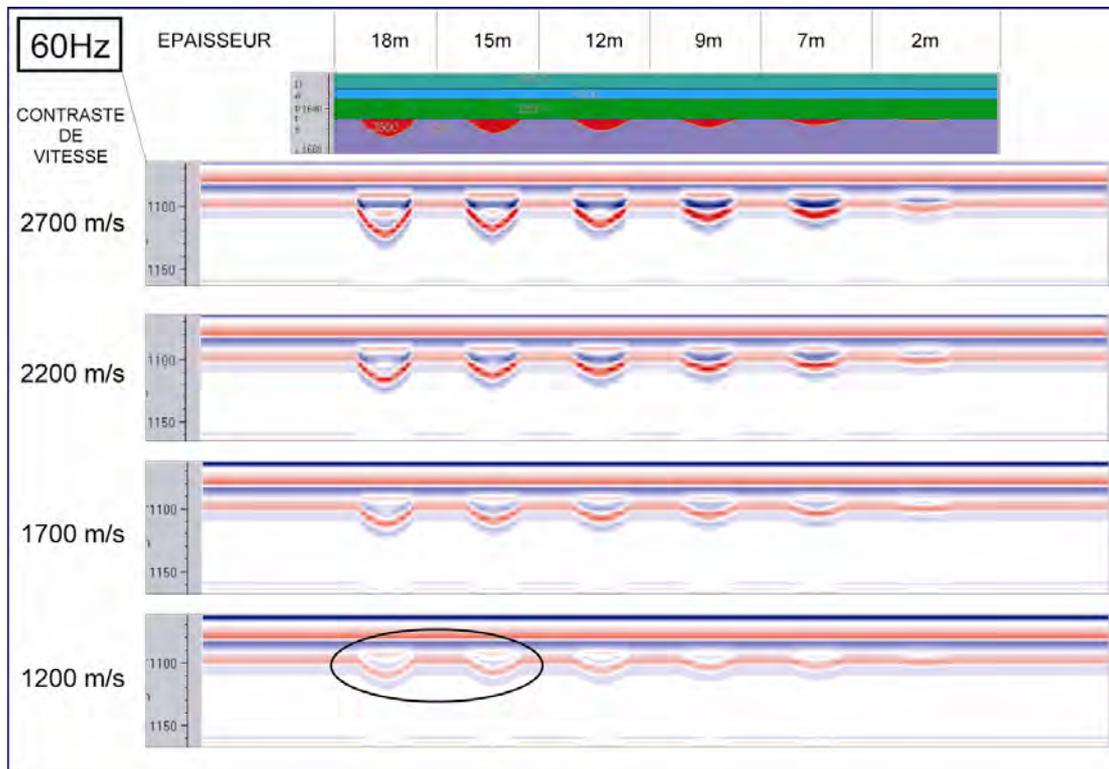


Figure V-17 : Tableau de profils sismiques synthétiques imageant des corps chenalisés de différentes épaisseurs (2 à 18 m) et caractérisés par plusieurs types de contraste de vitesses sismiques entre leur remplissage et l’encaissant. Sur ce tableau, les profils sismiques synthétiques ont été générés avec une impulsion sismique dont le pic de fréquence est de 60Hz. Les images sismiques comparables à l’image réelle de l’incision IS2 sont entourées.

1.4. Synthèse des données sur les incisions

Les caractères principaux des incisions IS1 et IS2 sont résumés sur la *figure V-18*.

Les figures d’érosion qui se développent au cours de la première phase d’émersion importante de la plate-forme Natih sont préservées sous la forme d’incisions d’un kilomètre de large et de 10 à 17 m de profondeur. Les incisions IS2 associées à la deuxième phase d’émersion sont légèrement plus larges (1 à 2 km) et sensiblement plus profondes (15 à 20 m), en particulier dans les zones distales (Jebel Madmar et bloc de données sismiques). A l’affleurement, les incisions IS1 comme IS2 ont une section relativement régulière.

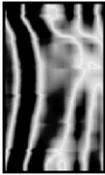
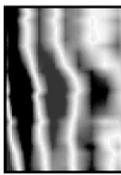
INCISION	LARGEUR	PROFON- -DEUR	MORPHOLOGY EN SECTION	ETENDUE	SINUOSITE	ORIENTATION	REMPLEISSAGE	EXPRESSION SISMIQUE
IS2	1-2km	12-20m	Régulière et symétrique	>45km	sinueuse (amplitude: 3-5km)	E-W and SE-NW	<ul style="list-style-type: none"> - Argileux dans la partie interne de la plate-forme - Plus carbonaté en direction de la bordure océanique de la plate-forme (J. Shams) - Dépôt résiduel basal (lag) - Argiles vertes confinées, dans la partie principale - Banc de mudstone-wackestone surmonté par un hardground au sommet 	 <ul style="list-style-type: none"> - Géométrie en "forme chenalisée", avec le sommet et la base résolus si le remplissage de l'incision est majoritairement argileux - Fort effet de "push down"
IS1	1km	10-15m	Régulière et symétrique	>35km	légèrement sinueuse (amplitude: 1-2km)	NE-SW	<ul style="list-style-type: none"> - Carbonaté - Complexe/Polyphasé - Dépôt résiduel basal (lag) - Mudstone confiné de faible énergie dans la partie inf. - Grainstone de forte énergie dans la partie sup. (remplissage de chenaux et barres de méandre) 	 <ul style="list-style-type: none"> - Variation d'amplitude et de fréquence au long de la réflexion IS1 - Léger effet de "push down"

Figure V-18 : Résumé des caractères principaux des incisions IS1 et IS2 et de leur remplissage.

Sur les cartes d'amplitude sismique, les incisions IS1 sont longues de 35 km et migrent latéralement sur une distance de 1 à 2 km. Les incisions IS2 sont longues d'au moins 45 km et migrent latéralement sur 3,5 à 4,5 km. Celles-ci présentent un degré de sinuosité légèrement plus fort que les incisions IS1, ce qui pourrait suggérer un profil topographique légèrement moins incliné. Cette interprétation est cohérente avec le remplissage progressif du bassin intrashelf proposé dans le modèle stratigraphique (*figs. IV-13 et IV-26*).

Les deux familles d'incisions présentent des méandres irréguliers, probablement contrôlés par des structures antérieures telles que des failles, des bombements d'origine diapirique ou des incisions antérieures, comme démontré dans le Jebel Madar.

Les premières incisions IS1 sont orientées NE-SW, parallèlement à la direction de progradation de la plate-forme. Elles s'interrompent immédiatement à l'est de la position de la bordure de la plate-forme au sommet de la séquence I-6. Les incisions IS2 sont orientées E-W et SE-NW, c'est à dire en direction du bassin intrashelf résiduel.

Les surfaces d'incisions sur la plate-forme sont latéralement équivalentes à des prismes de régression forcée sur la bordure du bassin intrashelf (*figs. IV-13 et IV-25*).

L'ensemble des incisions IS1 et IS2 sont comblées lors de la remontée du niveau marin relatif, soit par des dépôts à dominance carbonatée (IS1 dans les Foothills et IS2 dans le Jebel Shams), soit par des dépôts à dominance argileuse (IS2 dans les Foothills).

Le remplissage des incisions est relativement complexe et polyphasé. D'une manière générale, les premiers dépôts grossiers résiduels de haute énergie passent progressivement à des faciès confinés fins de faible énergie, soit carbonatés (IS1) soit argileux (IS2), qui laissent eux-même place à des dépôts carbonatés plus ouverts contenant une association de faune de plus en plus diversifiée.

Le sommet des incisions IS1 est caractérisé par des géométries relativement complexes résultant de conditions de dépôt de plus haute énergie : chenaux tidaux, barres de méandre, surfaces de ravinement tidal dans les zones proximales (i.e. Jebel Madar). La fin du remplissage des incisions IS2 est plus simple. Elle est marquée par une couche carbonatée dont le faciès témoigne d'un environnement marin peu profond de plate-forme interne.

Au tout début de la phase transgressive de la séquence II, enregistré par le remplissage des incisions IS2, le potentiel d'accommodation et le niveau marin relatif ne sont pas suffisamment élevés pour induire des processus de haute énergie (par la marée ou les vagues), ni pour permettre de développement d'une faune marine très diversifiée. Le flux terrigène argileux provenant du sud participe également à l'inhibition de la production carbonatée biogène. Ce n'est que dans le domaine septentrional (Jebel Shams) plus proche de la bordure océanique de la plate-forme et donc plus éloigné de la source terrigène, que les incisions IS2 sont comblées par des faciès à dominance carbonatée comparables à ceux du remplissage des incisions IS1 dans les Foothills.

2. ETUDE DES CHENAUX BIOCLASTIQUES SUR LA PLATE-FORME INTERNE DE LA FORMATION NATIH

Les incisions associées aux phases d'émersion qui viennent d'être décrites ne sont pas les seules structures érosives chenalisées identifiées sur la plate-forme carbonatée du Natih. Des systèmes de chenaux bioclastiques souvent associés à des barres sableuses bioclastiques se développent à différents niveaux stratigraphiques. L'étude de ces systèmes permet de caractériser les différents types de structures érosives présents dans ce domaine de plate-forme et de les comparer avec les véritables incisions.

Dans un premier temps, seront présentés les chenaux et barres bioclastiques associés au système de barrière de la séquence I. Nous ferons ensuite un bref rappel des caractéristiques des systèmes de chenaux décrits au sommet du remplissage des incisions, dans la partie supérieure de la séquence I. Enfin, nous étudierons les systèmes de chenaux et barres bioclastiques qui se développent en domaine de plate-forme interne, notamment au sommet de la séquence II.

2.1. Les systèmes de chenaux et barres bioclastiques en domaine de barrière

2.1.1. Position stratigraphique

Dans la Formation Natih, une barrière bioclastique à débris de rudistes se met en place à deux niveaux stratigraphiques : dans la partie supérieure de la séquence I (Natih E) et dans la partie supérieure de la séquence III (Natih A). Ces systèmes de barrière se développent préférentiellement dans les unités régressives progradantes des cycles de 3^{ème} ordre (*figs. III-15 et III-16* ; van Buchem *et al.*, 2002).

Dans la première séquence, les dépôts de barrière à haute énergie se mettent en place lorsque le profil sédimentaire devient suffisamment incliné entre un domaine de plate-forme interne (profil horizontal à très faiblement incliné) et un domaine de bassin intrashelf. Ces clinofformes ont un angle faible à fort (0,37° à 1,04° ; *fig. IV-13*). Les faciès de barrière se mettent alors en place au niveau de la « rupture de pente » au

sommet des cliniformes. Les barres et chenaux bioclastiques se développent au sommet des parties transgressives et dans les parties régressives progradantes des cycles de quatrième ordre.

Dans la séquence III, les faciès de barrière se trouvent également dans les séquences régressives progradantes du cortège de haut niveau marin et des prismes de régression forcée au sommet de la séquence III (*fig. III-16*).

Sur le terrain, les faciès de barrière du Natih E affleurent dans le Jebel Madmar, le Jebel Salakh et sur les flancs du Jebel Akhdar (*fig. V-19*). Ceux du Natih A affleurent principalement sur le flanc sud du Jebel Akhdar et dans le Jebel Qusaibah.

2.1.2. Description des chenaux associés à la barrière bioclastique

La barrière du Natih E est constituée de grainstone bioclastique fin à grossier, bien trié, à litage oblique de mégarides 2D d'échelle décimétrique à métrique (*fig. V-20*). La forme parfois sigmoïde de ces litages suggère une origine tidale (van Buchem *et al.*, 2002). Les grainstones sont composés de péloïdes, de foraminifères benthiques (orbitolines, miliolles) et de fragments de rudistes, coraux et échinodermes. La barrière est formée de la juxtaposition complexe d'un ensemble de barres et de chenaux. Les chenaux incisent des faciès de barre bioclastique et sont eux-mêmes remplis par des faciès bioclastiques, ce qui les rend souvent difficile à discerner à l'affleurement (*fig. V-20*). Ces chenaux sont larges de 1 à 300 m et profonds de moins de 5 m.

Ce type de corps sédimentaire affleure particulièrement bien sur la bordure sud-est du Jebel Madmar (Madmar S5 ; *fig. V-21*). L'intervalle stratigraphique étudié peut être suivi sur une centaine de mètres du sud vers le nord. Il est constitué d'une juxtaposition en « offlap » de corps de géométrie sigmoïde dont la base est nettement érosive et inclinée dans la partie sud de l'affleurement pour passer progressivement vers le nord à des surfaces de stratification plus tabulaires, non érosives (*fig. V-22*).

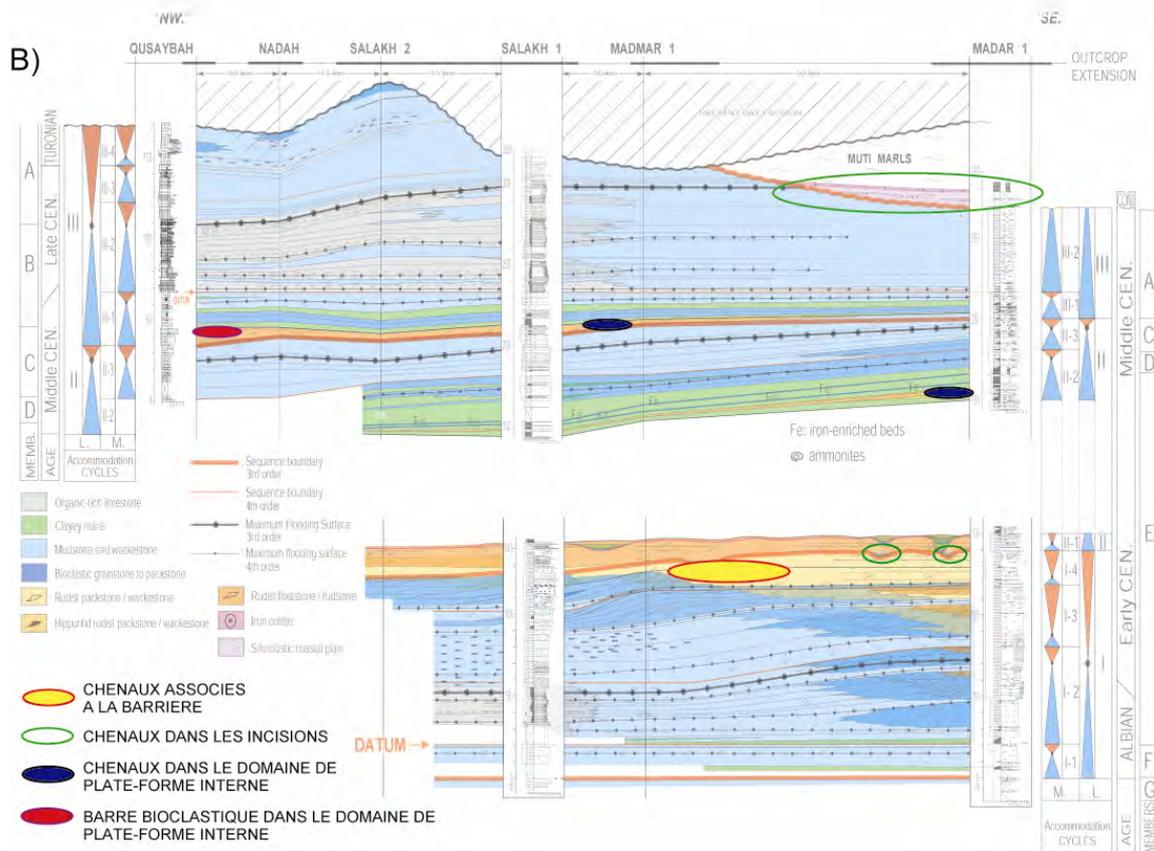
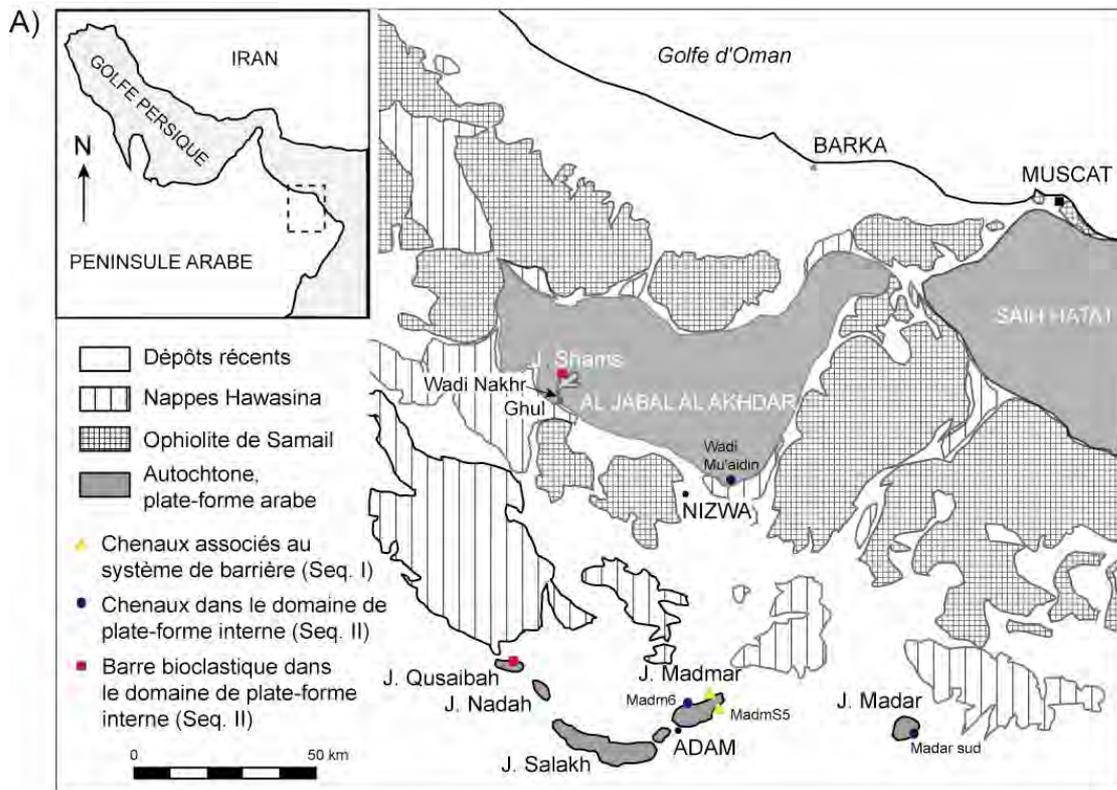


Figure V-19 : Les systèmes de chenaux et barres bioclastiques : localisation des affleurements étudiés. A) Localisation géographique. B) Localisation stratigraphique.

A)



B)



Figure V-20 : Les faciès de barrière bioclastique dans la Formation Natih (Jebel Madmar). A) Litages obliques de mégarides. B) Petit chenal (situé sous la boussole) incisant dans les faciès de barrière et rempli par le même type de faciès.

Des variations de faciès sont observées au sein de ces différentes unités sigmoïdes. Leur partie supérieure subhorizontale est principalement constituée de packstone bioturbé à rudistes, stromatopores et coraux. Le long des clinofformes, ces faciès passent progressivement à des grainstones moyens à grossiers à foraminifères benthiques (orbitolines) dans les unités inférieures et à des débris de rudistes dans les unités sus-jacentes. Le pied des sigmoïdes est formé de grainstone fin à péloïdes, foraminifères et débris de rudistes. Un intervalle dolomitisé et silicifié, riche en très larges orbitolinidés et délimité à la base et au sommet par un niveau à nodules siliceux se trouve au pied du dernier corps sigmoïde observé au nord.

On observe ainsi à l'échelle des unités sigmoïdes, une transition relativement rapide entre des faciès internes d'arrière barrière (packstone bioturbé à rudistes stromatopores et coraux) et les faciès de barre sableuse à haute énergie (grainstone bioclastique).

2.1.3. Interprétation sédimentologique et stratigraphique

Le système sédimentaire

Les systèmes de chenaux et barres bioclastiques associés à la barrière se forment dans des conditions de haute énergie, sous l'action des vagues et des courants de marée. Le transect C1A-C1B (**fig. V-22**) montre que les chenaux et les barres bioclastiques se trouvent dans un même environnement de dépôt. Les chenaux incisent les dépôts de barre sableuse de manière plus ou moins autocyclique et les dépressions formées par les chenaux sont remplies à leur tour par la migration des barres bioclastiques.

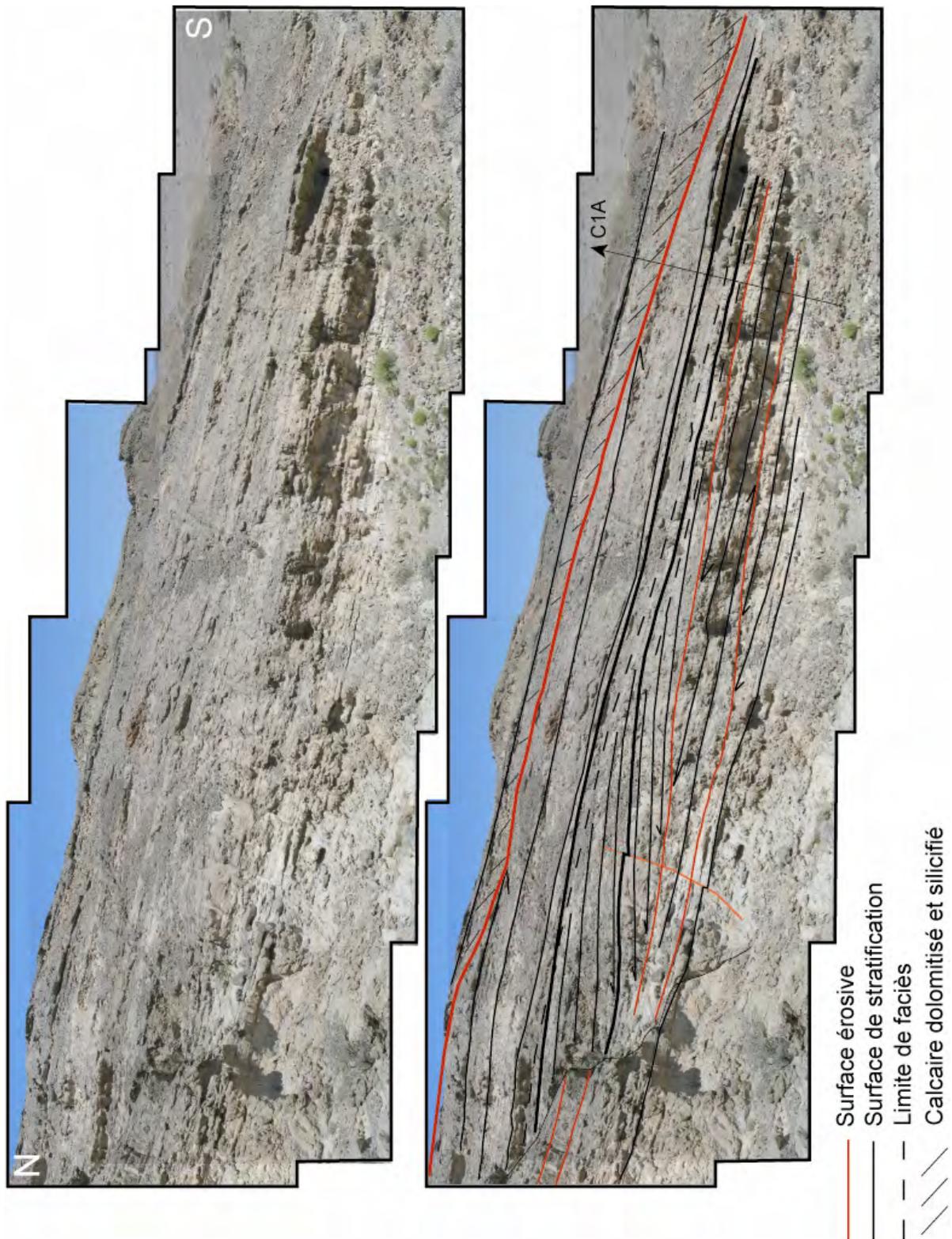


Figure V-21 : Panorama et interprétation de l’affleurement « Madmar S5 ». Les faciès de barrière dans la séquence I-6 (Natih E supérieur).

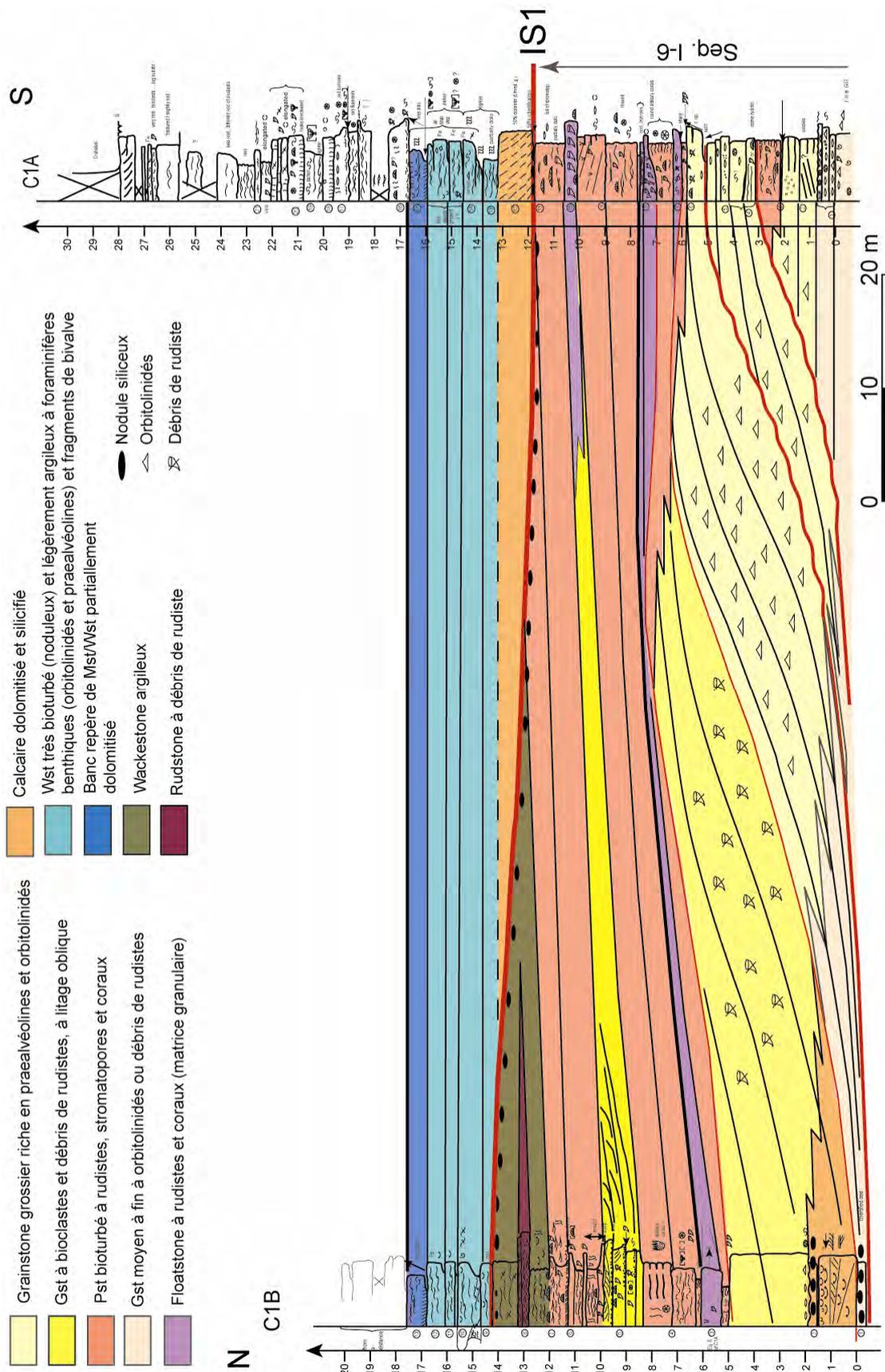


Figure V-22 : Transect de corrélations C1A-C1B illustrant les géométries complexes qui composent la barrière.

Les sédiments qui se déposent dans un premier temps dans le chenal sont principalement des grainstones à orbitolines (corps à base érosive) tandis que les barres bioclastiques qui viennent ensuite combler le chenal sont constituées de grainstone à débris de rudistes (corps à base non érosive). Les faciès grossiers à foraminifères benthiques à la base des chenaux suggèrent que ces derniers constituent un réseau de drainage sous-aquatique d'un domaine de plate-forme interne par les courants de marée. Par contre, les sables bioclastiques constituant les barres qui colmatent les chenaux, proviennent en grande partie d'une zone de production carbonatée d'arrière barrière où prolifèrent les rudistes, stromatopores et coraux. Ils semblent donc indiquer le développement de grands platiers à rudistes et une possible rétrogradation du système de barrière en réponse à une fluctuation transgressive à haute fréquence.

Les chenaux sont alors interprétés comme associés à des « tidal inlets » recoupant les barres littorales bioclastiques. Ils seraient particulièrement actifs lors des fluctuations transgressives de haute fréquence. Les barres résultent quant à elles d'une accumulation sous l'action de la dynamique littorale (vagues et courants de marée) des produits de destruction des platiers à rudistes et coraux qui se développent dans la zone d'arrière barrière et sur les bordures des chenaux. Ces barres viennent probablement colmater les chenaux en période de haut niveau marin en réponse à la rétrogradation de la barrière et à un taux de production maximal des platiers à rudistes.

Contexte stratigraphique des chenaux associés à la barrière bioclastique

Les chenaux décrits ici dans la séquence I sont associés à la dynamique d'une barrière bioclastique de haute énergie dont l'édification est favorisée par l'inclinaison progressive du profil de dépôt au cours de la phase transgressive de cette séquence. Ces chenaux fonctionnent ensuite globalement en période de haut niveau marin durant laquelle la plate-forme prograde vers le bassin intrashelf. Dans le détail, les relations complexes entre chenaux et barres pourraient être contrôlées par des fluctuations du niveau marin à haute fréquence en liaison avec la migration du système de barrière et les variations de la production carbonatée sur la plate-forme.

Dans le domaine étudié, seules les séquences I et III du Natih présentent de tels systèmes de barrière entre plate-forme et bassin intrashelf. La séquence II se caractérise en effet par un système de plate-forme interne et un profil de dépôt subhorizontal à l'échelle du nord de l'Oman (voir chapitre III).

2.2. Les chenaux dans le remplissage des incisions (Natih E et Natih A)

2.2.1. Position stratigraphique

Nous avons vu précédemment que des chenaux se développent dans le remplissage des incisions de la partie supérieure de la séquence I (IS1 et IS2) mais aussi dans celles qui recoupent la séquence IV du Natih. Ils se trouvent ainsi à la base des cortèges transgressifs qui surmontent les surfaces d'émersion majeures.

2.2.2. Description des chenaux dans les incisions

Remplissage des incisions IS1 et IS2

Les chenaux qui se développent au sommet du remplissage des incisions IS1 et IS2 ont été décrits en détail dans la partie précédente (chapitre V, §1).

L'étude des affleurements montre que dans certains cas des chenaux se mettent en place au cours du remplissage des incisions (IS1 : Jebel Madar et Jebel Madmar, IS2 : Jebel Shams). La base de ces chenaux correspond soit à une surface d'érosion simple et unique correspondant à une surface de ravinement tidal (IS1 Jebel Madar), soit à une succession de surfaces composites peu marquées traduisant une nette composante en aggradation (IS1 Jebel Madmar, IS2 Jebel Shams). Ces chenaux incisent des mudstones bioturbés à orbitolines déposés pendant la première phase de remplissage des incisions. Pendant les phases transgressives, le comblement des chenaux est assuré par des barres de packstone-grainstone-floatstone à rudistes, stromatopores et bioclastes qui migrent latéralement et se recoupent de manière plus ou moins complexe (Jebel Madmar et Jebel Shams). Pendant la phase d'ennoyage maximal de

la plate-forme interne, l'énergie dans les chenaux est maximale en relation avec le volume des masses d'eau en mouvement. Ils sont alors nettement érosifs et comblés par un assemblage complexe de barres de grainstone grossier à stratifications obliques et à base érosive. Dans les deux cas, des dépôts de wackestone-packstone à rudistes, pectens et stromatopores en position de vie s'accumulent en aggradation verticale sur les bordures des chenaux.

A la base du remplissage IS1 dans le Jebel Madmar (unité U1 Inf.), de petits corps chenalisés de grainstone, mesurant environ 50 m de large et moins de deux mètres d'épaisseur, se développent en onlap sur la surface d'incision (*fig. V-4*). Ces chenaux incisent des faciès boueux à rudistes. Plusieurs surfaces d'érosion se recoupent à leur base et sont soulignées par des terriers remplis par les grainstones sus-jacent. Cette surface d'érosion n'a pas une grande extension latérale et se perd dans les faciès boueux à rudistes sur les bordures du chenal. Ce type de chenal n'enregistre donc pas une réelle phase d'érosion mais correspond plutôt à un axe de drainage qui se développe pendant la phase d'aggradation du système de dépôt.

Remplissage des incisions au sommet de la Formation Natih

La grande incision du sommet du Natih a été mise en évidence sur la bordure sud du Jebel Akhdar par corrélation stratigraphique des différentes coupes (van Buchem *et al.*, 2002 ; *fig. III-16*). Le remplissage de ces incisions est assuré par un assemblage complexe d'unités carbonatées plus ou moins chenalisées et dont la géométrie est compliquée par une déformation tectonique synsédimentaire. De véritables chenaux bioclastiques peuvent toutefois être observés à l'échelle de l'affleurement comme par exemple dans le Wadi Mu'aidin (*fig. V-23*).

La surface d'incision majeure soulignée par un encroûtement d'oxyde de fer recoupe les faciès à rudistes de la séquence III du Natih. L'incision apparaît ici relativement profonde puisque plusieurs unités stratigraphiques sont absentes (ex : séquence IV du Natih). Le remplissage de l'incision (« séquence V ») débute par l'aggradation de dépôts argilo-carbonatés noduleux à faciès peu profond. Ces dépôts sont recoupés par la base d'un chenal de largeur pluri-hectométrique et de 5 m d'épaisseur maximale visible. Le remplissage du chenal est constitué de grainstone bioclastique à litage de

mégaride. Le sommet de cette dernière unité du Natih (Seq.V) est marqué par une couche d'oolithes ferrugineuses d'un mètre d'épaisseur directement surmontée par les marnes hémipélagiques profondes de la Formation Muti.

Des chenaux bioclastiques similaires sont également visibles plus à l'ouest au même niveau stratigraphique sur les coupes du Wadi Khamah, Wadi Sumayt et Wadi Tanuf.

Dans le Jebel Madar, la surface d'incision au sommet du Natih recoupe très profondément cette formation jusque dans les termes équivalents au membre Natih B (van Buchem *et al.*, 2002 ; *fig. III-15*). L'importance de l'érosion en ce point pourrait être liée à des mouvements positifs de cette structure diapirique à la fin du Cénomaniens – début du Turonien. La surface d'érosion est recouverte par une unité relativement mince (quelques mètres) constituée de corps lenticulaires de grès ferrugineux bioturbés à litage oblique, interprétés comme des faciès transgressifs estuariens. Ils sont ensuite directement recouverts par les marnes à foraminifères planctoniques de la Formation Muti. La présence de ces dépôts transgressifs silico-clastiques tend à confirmer l'origine continentale de la grande surface d'érosion du sommet du Natih qui précède la grande inondation provoquée de la flexuration de la plaque arabe au Turonien – Coniacien.

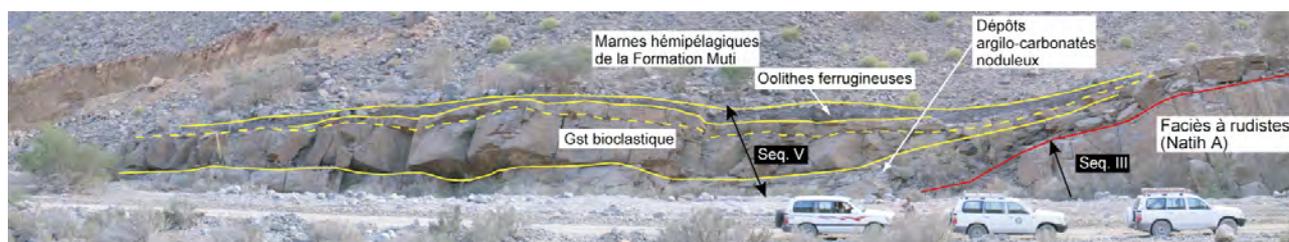


Figure V-23 : Panorama de l'affleurement du Wadi Mu'aidin illustrant la présence de chenaux bioclastiques dans le remplissage d'une incision au sommet de la séquence III (Natih A).

2.2.3. Signification stratigraphique des chenaux dans les incisions

Si les incisions résultent d'une émergence de la plate-forme en réponse à une chute du niveau relatif de la mer, les chenaux qui se développent dans le remplissage de ces incisions s'inscrivent dans le cortège transgressif à la base de la séquence suivante. Ils se forment donc lors d'une phase d'augmentation de la tranche d'eau sur la plate-forme interne et enregistrent alors une augmentation de l'énergie du milieu. Les chenaux à base érosive semblent se développer pendant les périodes de maximum d'inondation lorsque les masses d'eau impliquées dans les courants de marée ont un volume maximal. Les chenaux à base composite moins nette se mettent en place préférentiellement au cours des phases transgressives pendant lesquelles le niveau d'énergie du système est plus faible mais la composante en aggradation déjà relativement élevée.

2.3. Les chenaux bioclastiques de plate-forme interne (Natih D et Natih C)

2.3.1. Contexte stratigraphique : la deuxième séquence du Natih

Des systèmes de chenaux bioclastiques se développent à deux niveaux stratigraphiques dans la deuxième séquence de 3^{ème} ordre du Natih. Un premier système de chenaux se trouve dans la partie inférieure de la séquence II-1 (base Natih D) et un deuxième système de chenaux se trouve dans la partie supérieure de la séquence II-2 (sommet du Natih C). Dans ce deuxième niveau stratigraphique, les chenaux sont associés latéralement à un complexe de barres bioclastiques qui sont également analysées.

Les chenaux de la partie inférieure du Natih D affleurent sur le flanc sud du Jebel Madar (*fig. V-19A*). Le système de chenaux et barres bioclastiques de la partie supérieure du Natih C a été étudié dans le Jebel Madmar, le Jebel Qusaibah et sur le plateau du Jebel Shams. Plus précisément, la zone du Jebel Madmar en position plus proximale se caractérise par la présence des chenaux, tandis que les zones du Jebel

Qusaibah et du Jebel Shams en position plus distale sur la plate-forme interne sont caractérisées par le développement de barres bioclastiques (*fig. V-19B*).

La deuxième séquence de dépôt de la Formation Natih se caractérise dans une première partie par des couches argilo-carbonatées, puis carbonatées très tabulaires et continues à faciès de plate-forme interne. Elle se différencie des séquences I et III par l'absence de bassin intrashelf. Cette distinction est interprétée comme liée à un potentiel d'accommodation globalement plus faible par rapport aux grandes phases transgressives de la transition Albien-Cénomanién (séquence I) et du Cénomanién supérieur (séquence III), et/ou à un flux argileux plus important limitant la production carbonatée (van Buchem *et al.*, 2002).

Dans les Foothills, la séquence II est formée de deux séquences de 4^{ème} ordre : les séquences II-1 et II-2 (*fig. III-15*). La séquence II-1 débute avec le remplissage des incisions IS2 et se poursuit par un intervalle très continu sur plus de 160 km (J. Madar -Fahud) et relativement isopaque d'une dizaine de mètres d'épaisseur en moyenne, constitué d'une succession de trois bancs calcaires séparés par des marnes vertes à faciès lagunaires (*fig. V-24*). Ces trois bancs d'épaisseur métrique sont coiffés par des hardgrounds perforés constituant des surfaces de corrélation d'extension régionale. Le premier banc est constitué de mudstone-wackestone très bioturbé à orbitolinidés dans sa partie inférieure et à rudistes et gros gastéropodes dans sa partie supérieure. C'est dans la partie supérieure de cette barre que se développent des chenaux bioclastiques, tel celui que nous décrivons dans le Jebel Madar. Les deux bancs suivants sont formés de packstone-grainstone bioclastique riche en oxyde de fer de couleur brune. Cet intervalle est recouvert par une couche continue de 10 à 12 m d'argiles vertes à faciès lagunaire, surmontée d'une double barre calcaire d'une douzaine de mètres constituée de wackestone bioturbé à foraminifères benthiques, petits coraux, échinodermes et gastéropodes. Les deux derniers mètres de cette barre sont caractérisés par des faciès plus grossiers de packstone à rudistes. A l'instar des couches carbonatées sous-jacentes, cette barre d'extension régionale (J. Madar – Fahud ; > 160 km) est surmontée d'un hardground qui marque le sommet de la séquence II-1. Les corrélations régionales et certains critères diagénétiques tendent à montrer que cette discontinuité enregistre une phase d'émersion de la plate-forme (Vahrenkamp, com. pers.).

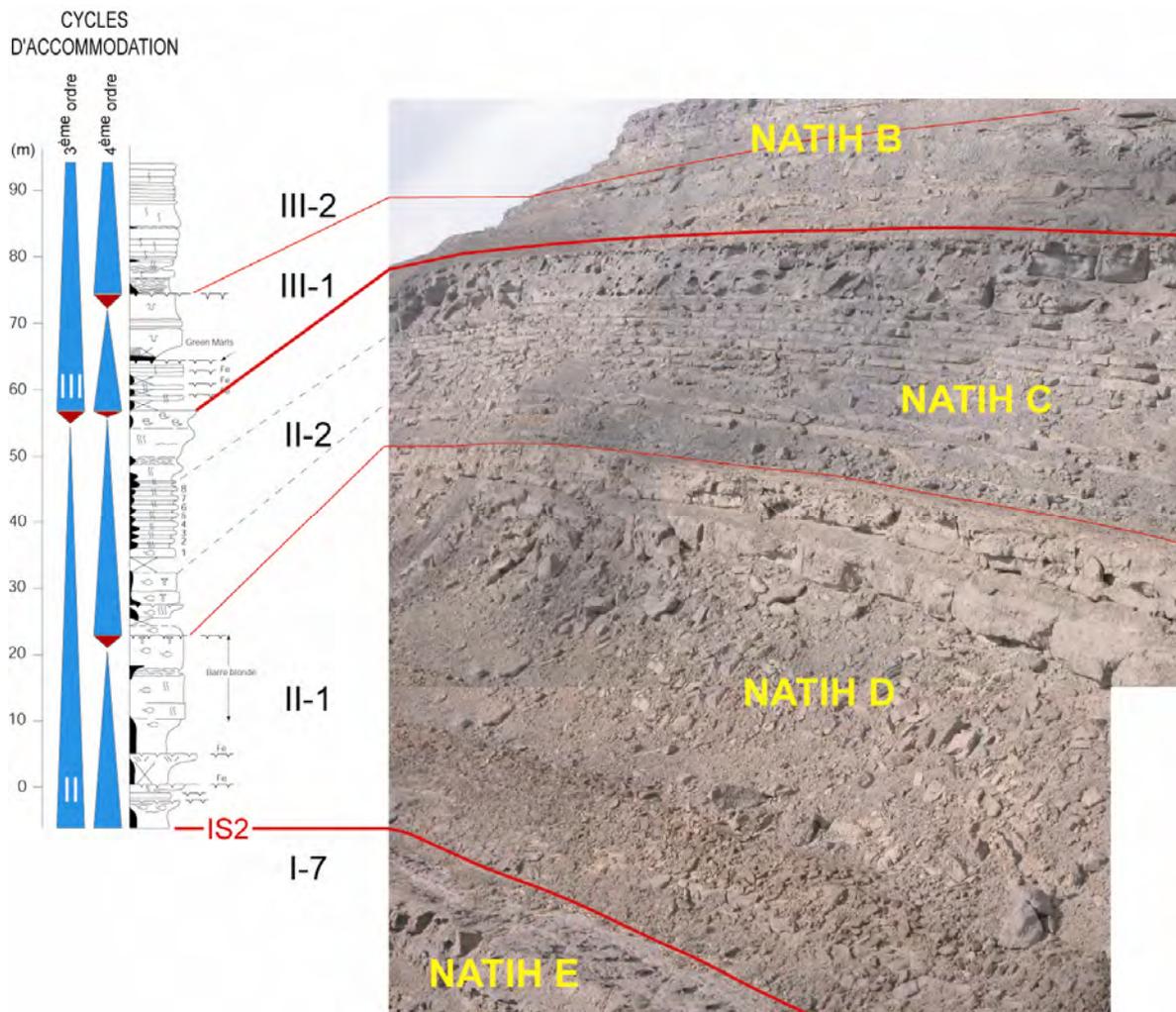


Figure V-24 : La séquence II de la Formation Natih dans les affleurements des Foothills : stratonomie et stratigraphie. Notez le caractère très asymétrique des cycles d'accommodation au sein de cette séquence.

Toujours dans les Foothills, la séquence II-2 débute par un intervalle argileux, suivi de huit bancs de wackestone bioturbés, tous d'épaisseur comparable (1,2 à 1,5 m), contenant des petits coraux solitaires et des débris de mollusques. Ces bancs sont séparés sans aucune discontinuité par de minces intervalles de calcaire argileux. Cette alternance de couches carbonatées d'épaisseur très régulière, de faciès homogène et de grande extension régionale (J. Madmar – Fahud) témoigne d'une aggradation continue et régulière de la plate-forme interne au cours d'une période d'augmentation de l'accommodation. Cet ensemble est surmonté de deux bancs plus épais d'environ 3,5 m chacun et toujours très continus, composés de wackestone-packstone très bioturbés à abondantes praealvéolines, rares rudistes et petits coraux solitaires. Au-dessus, en contact tantôt transitionnel, tantôt légèrement érosif, se trouve une couche

métrique de packstone-grainstone bioclastique grossier à débris de rudistes dominants. Enfin, ce banc passe progressivement à un intervalle plus boueux et très bioturbé et noduleux de wackestone-floatstone subrécifal riche en fossiles entiers : rudistes de type *Ichtyosarcholithes*, stromatopores, coraux et gros gastéropodes. Un complexe de chenaux et barres bioclastiques qui sera décrit ci-après se développe localement à ce niveau stratigraphique. Le sommet de cette couche est marqué par un hardground correspondant à la limite supérieure de la séquence II. Dans le Jebel Madar et le Jebel Qusaibah, des traces de racines et de pédogenèse ont été observées le long de cette discontinuité interprétée alors comme une surface d'émersion. Cette interprétation est confirmée par les corrélations régionales qui démontrent l'existence d'une troncature d'érosion au sommet de cette séquence (voir *figure V-29*).

La base de la séquence II-1 est caractérisée par un flux argileux qui réduit la production carbonatée au début de la phase transgressive. Quelques couches carbonatées très continues se déposent épisodiquement dans un environnement peu profond sur un très vaste domaine de plate-forme interne pendant les périodes d'inondation maximale des cycles de haute-fréquence. Les phases régressives de ces cycles haute-fréquence ne sont pas ou peu enregistrées et simplement représentées par des hardgrounds au sommet des bancs calcaires. Les faciès de la double barre sommitale de la séquence II-1 sont homogènes verticalement comme latéralement à l'échelle régionale et témoignent d'un environnement de dépôt subhorizontal peu profond, avec une production carbonatée qui compense l'augmentation d'accommodation. L'accentuation de l'énergie enregistrée par les faciès légèrement plus grossiers au sommet de la barre est interprétée comme résultant d'une augmentation de la tranche d'eau sur la plate-forme interne à la fin de la phase transgressive de la séquence II-1. Pas ou très peu de dépôts correspondants à la phase régressive de ce cycle de 4^{ème} ordre sont préservés.

Les faciès boueux de la base transgressive de la séquence II-2 se sont accumulés dans un très vaste domaine de plate-forme peu profonde et de faible énergie. La grande régularité d'épaisseur et de faciès des couches carbonatées et l'absence de discontinuité indique un système stable dans lequel la production carbonatée compense l'augmentation régulière de l'accommodation. Au fur et à mesure de l'élévation du niveau marin, les unités de dépôt carbonatées deviennent plus épaisses

et massives, et des dépôts bioclastiques de plus haute énergie se mettent en place lorsque la tranche d'eau est suffisante pour que puissent se développer des courants sur la plate-forme interne. Pendant la période d'inondation maximale et de haut niveau marin des platiers à rudistes, stromatopores, coraux et gastéropodes s'accumulent par aggradation d'un système protégé d'arrière barrière. L'enregistrement de la période régressive qui marque la fin de la séquence II est principalement enregistrée par un hardground. Cette séquence de plate-forme interne est classiquement très dissymétrique puisque pratiquement, seule la phase d'aggradation en période d'augmentation d'accommodation est enregistrée.

2.3.2. Les chenaux bioclastiques de la séquence II-1 (Natih D)

L'affleurement étudié qui se situe sur le flanc sud du Jebel Madar, permet d'observer un chenal bioclastique au sommet de la première séquence de haute fréquence de la séquence II-1, c'est à dire à la base du Natih D.

Cette séquence de haute fréquence reconnue à l'échelle de l'ensemble des Foothills débute par des argiles vertes lagunaires azoïques qui surmontent le hardground marquant le sommet du remplissage des incisions IS2 (« Top Natih E » ; van Buchem *et al.*, 2002). Ces argiles passent progressivement à des mudstones argileux très noduleux à orbitolinidés puis à une barre carbonatée de 4 m d'épaisseur constituée de wackestone noduleux à gastéropodes et lamellibranches, avec de nombreux gros rudistes (radiolitidés, puis caprinidés) en position de vie. L'évolution des associations de rudistes indique un milieu de plate-forme de plus en plus ouvert. Cette barre carbonatée est surmontée par un nouveau hardground d'extension régionale qui marque la limite supérieure de cette séquence de haute fréquence. Cette séquence enregistre ainsi le passage d'une sédimentation argileuse de milieu marin restreint à une sédimentation carbonatée de plate-forme interne de plus en plus ouverte dans un contexte transgressif. Cette séquence est extrêmement dissymétrique puisque la phase régressive du cycle n'est pratiquement enregistrée que par la surface de hardground.

Au niveau de l'affleurement étudié, un chenal bioclastique se développe dans la partie sommitale de cette séquence (*fig. V-25*). Sur la bordure du chenal, la surface d'érosion s'initie quelques décimètres sous le hardground sommital et vient ensuite

recouper l'ensemble de la séquence jusqu'à entailler les cycles péritidaux du sommet du Natih E (seq. I-7). Ce chenal a une largeur de l'ordre de 750 m et une profondeur maximale d'une dizaine de mètres. Il présente une section dissymétrique avec une bordure ouest plus raide que la bordure est.

Le remplissage de ce chenal est constitué d'un assemblage complexe de corps chenalisés principalement composés de grainstone fin à grossier à débris de rudistes, autres lamellibranches, coraux, échinodermes, etc. Ces faciès sableux présentent en général un litage plan ou un litage oblique de mégarides indiquant un courant dominant vers le nord-est. La forme sigmoïde des mégarides et la présence (rare) de drapages boueux sur certains faisceaux de lamines indiquent une influence tidale. Un niveau d'argile jaune ainsi qu'un niveau conglomératique composé de lithoclastes et de gros débris de coraux et rudistes forment le sommet de ce remplissage bioclastique. Des terriers verticaux dolomités sont visibles dans les intervalles plus fins et à la base des corps chenalisés.

Dans le détail, deux petites séquences présentant une évolution verticale de faciès similaire, peuvent être identifiées dans le remplissage (*fig. V-25*). Ces unités se recoupent légèrement et sont disposées en aggradation verticale dans le chenal. Elles débutent par une surface d'érosion surmontée en général par un « lag » grossier, puis des dépôts de grainstone fins à litage plan qui passent progressivement ou par contact érosif à des dépôts plus grossiers à litage oblique et stratification lenticulaire recoupés par de multiples surfaces d'érosion. Chacune de ces petites séquences enregistre donc clairement une augmentation de la vitesse des courants dans le chenal.

Sur la bordure est du chenal, la surface d'érosion basale devient de moins en moins nette et l'on observe un passage latéral de faciès entre les grainstones du sommet du remplissage du chenal et les wackestone à rudistes du banc encaissant. Cette disposition démontre bien que le chenal se met en place dans la partie supérieure de la première séquence de haute fréquence du Natih D.

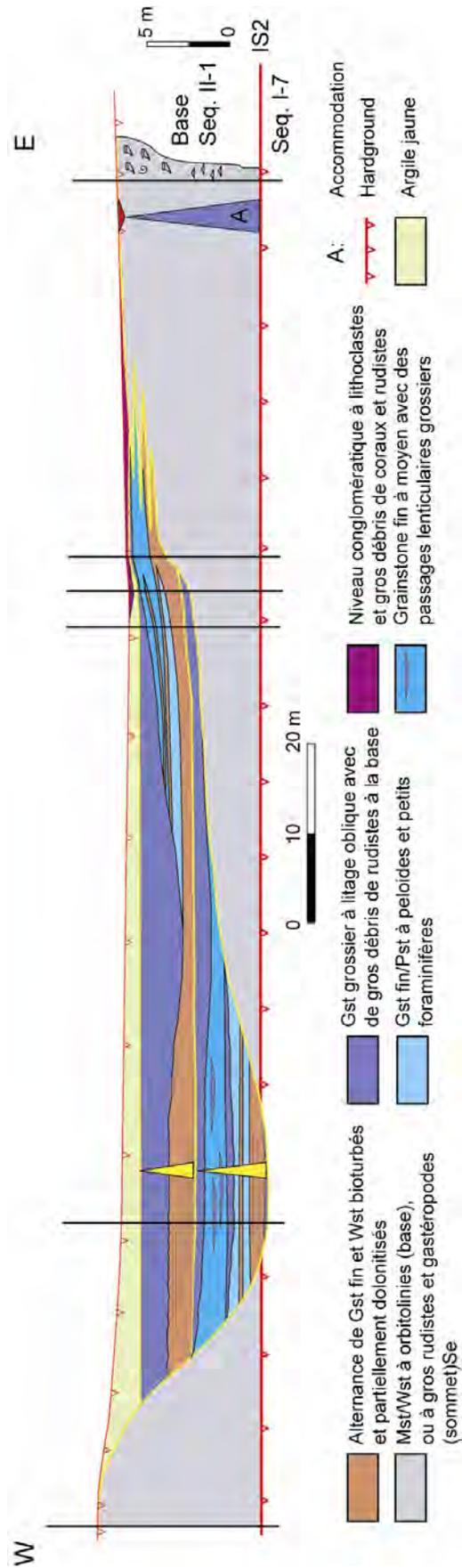


Figure V-25 : Transect de corrélations illustrant les géométries et faciès de remplissage d'un chenal qui se développe dans la partie basale de la séquence II-1 (« Madar Sud »).

Plusieurs chenaux de dimensions beaucoup plus réduites (100 m de large, 0,7 m d'épaisseur) se trouvent sur le même niveau stratigraphique à l'ouest du chenal principal dont ils sont séparés par des faciès de platier boueux à rudistes. Ils sont constitués de grainstone moyen à grossier à litage oblique refermant de gros débris de rudistes de type « *Ichtyosarcholithes* ».

- Interprétation

La succession des faciès dans la première séquence haute-fréquence du Natih D enregistre une tendance transgressive au cours de laquelle le système sédimentaire évolue d'un domaine marin restreint à sédimentation confinée argileuse vers un domaine de plate-forme interne carbonatée de plus en plus ouvert. C'est dans la partie supérieure de cette séquence de faciès que se met en place le chenal étudié. Cet objet sédimentaire qui incise les platiers boueux peu profonds à rudistes témoigne du développement de puissants courants de marée sur la plate-forme interne. Le développement de ces courants apparaît ici directement lié à l'ennoyage de la plate-forme et donc à une augmentation du volume d'eau en mouvement dans le système. Contrairement aux véritables incisions (IS1, IS2), cette structure érosive ne correspond donc pas à une chute mais à une remontée du niveau relatif de la mer. Dans le détail, le remplissage de ce chenal montre une évolution polyphasée. Plusieurs phases d'ennoyage et d'augmentation de l'énergie des courants sont enregistrées. La surface d'érosion basale du chenal est donc probablement légèrement diachrone, se formant au fur et à mesure de l'aggradation de la plate-forme (« chenal constructif / dépositionnel »).

**2.3.3. Le complexe de chenaux et barres au sommet de la séquence II
(« Top Natih C »)**

Jebel Madar

Dans le Jebel Madar, la limite supérieure de la séquence II (limite Natih C / Natih B) est soulignée par un intervalle très dolomitisé d'épaisseur métrique. Les corrélations détaillées à l'échelle du Jebel montrent que cette limite correspond à une troncature puisqu'une couche de 2 m disparaît par érosion entre le flanc est et le flanc ouest du

Jebel. Très localement, un chenal large de 20 m et constitué par 70 cm de grainstone fin dolomitisé affleure juste sous cette surface. Il incise des faciès peu profonds de plate-forme interne représentés par des wackestones bioturbés à praealvéolines et petits coraux solitaires.

Jebel Madmar

Dans la partie occidentale du Jebel Madmar (Madmar 6), un complexe de chenaux bioclastiques se développe dans la partie supérieure de la séquence II-2 (*fig. V-19*). Il est formé de la juxtaposition latérale en « offlap » vers l'est de corps lenticulaires chenalisés de 0,5 à 1 km de la large et de 3 à 4 m d'épaisseur maximale (*fig. V-26*). Cet ensemble de chenaux est localisé sur une zone d'extension limitée large de 2 à 3 km d'est en ouest. Ces chenaux incisent les faciès subrécifaux de plate-forme interne riches rudistes, coraux et stromatopores *in situ*, qui composent la dernière couche de la séquence II (cf supra).

Ces chenaux sont remplis de grainstone bioclastique grossier à débris de rudistes dominants pouvant passer latéralement et verticalement à des grainstone-packstone fins à nodules siliceux. Les faciès de grainstone présentent un litage oblique de mégarides 2D souvent mal exprimé à l'affleurement. D'une manière générale, ces faciès sont dolomitisés avec une intensité de la dolomitisation d'autant plus forte dans les faciès sont fins.

La géométrie de la surface d'érosion et les relations avec les faciès encaissant sont comparables à celles décrites précédemment pour le chenal du Natih D. La surface basale du chenal est faiblement inclinée (*fig. V-28*). Elle peut être très nettement érosive (bordure ouest du chenal) ou bien marquée par de multiples surfaces d'érosion mineures et des passages latéraux entre les faciès sableux de remplissage du chenal et les faciès boueux du platier à rudiste adjacent (bordure est) (*fig. V-26*). Cette surface est par endroit bioturbée et les terriers qui pénètrent dans l'unité sous-jacente sont remplis par les sables bioclastiques issus du remplissage du chenal (*fig. V-27A*). Cette observation montre que les dépôts sous-jacents n'étaient pas totalement lithifiés lors du fonctionnement du chenal. Ceci confirme l'absence de discontinuité importante entre le chenal et les faciès encaissants, contrairement aux véritables incisions.

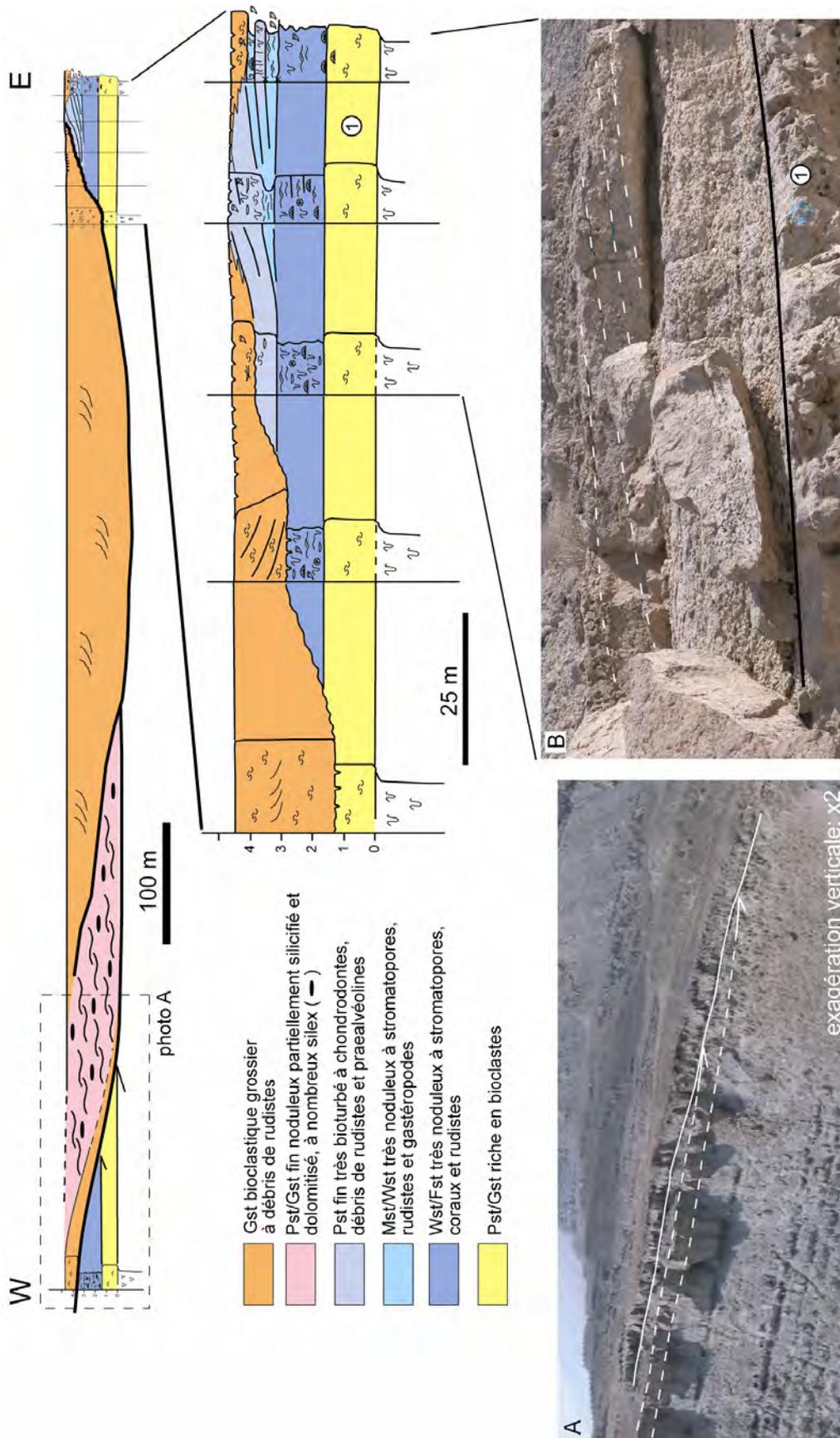


Figure V-26 : Transect de corrélations illustrant les géométries et les faciès d'un chenal qui se développe dans la partie supérieure de la séquence II-2 (Natih C, « Madmar 6 »).

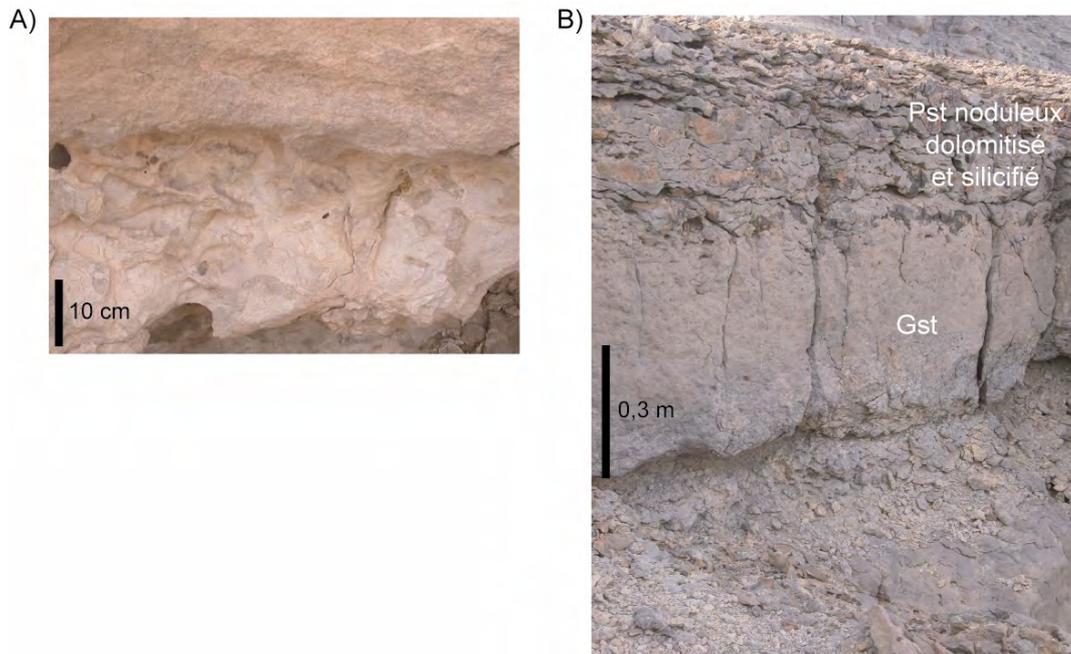


Figure V-27 : Les éléments particuliers qui caractérisent le chenal du sommet du Natih C dans l’affleurement du Jebel Madmar. A) La surface basale souvent bioturbée du chenal. Les terriers sont remplis du faciès de grainstone (en haut de la photo) qui constitue le remplissage du chenal. B) Passage latéral et vertical de faciès dans les dépôts de remplissage du chenal : d’un grainstone grossier (Gst) à un packstone d’aspect noduleux partiellement dolomitisé et silicifié (Pst).



Figure V-28 : Corps chenalisé constitué de grainstone grossier situé dans la partie supérieure du remplissage du chenal au sommet de la séquence II au Jebel Madmar.

Dans le détail, l'architecture de ce système de chenaux est relativement complexe (*fig. V-26*). Sur la bordure ouest, un premier corps sigmoïde de grainstone grossier moule la surface d'érosion. Ces faciès sableux passent latéralement et verticalement à un intervalle à faciès plus « boueux » bioturbé, dolomitisé et silicifié (*fig. V-27B*). Vers l'est, celui-ci est recoupé par la surface basale d'un deuxième chenal à remplissage bioclastique très grossier. La bordure est de ce chenal n'est pas tranchée. Elle est caractérisée par un passage latéral de faciès entre ces dépôts sableux grossiers et les dépôts boueux à rudistes. Cette transition s'effectue le long de grandes stratifications obliques suggérant un processus d'accrétion latérale sur la bordure du chenal (*figure V-26, photo B*).

La présence de ce système de chenaux dans la partie supérieure de la séquence II indique comme dans l'exemple précédent, le développement de courants importants lors de la période d'inondation maximale de la plate-forme interne. L'origine tidale de ces courants n'a pas pu être établie ici. Quoiqu'il en soit, les relations avec les dépôts encaissants montrent qu'à ce stade, les platiers boueux à rudistes et stromatopores sont drainés et incisés par des courants relativement puissants, canalisés dans ces chenaux plus ou moins érosifs et probablement sinueux comme semble indiquer les processus d'accrétion latérale. Ces caractères sont encore une fois bien différents de ceux des véritables incisions.

Cependant, la nature et la géométrie des dépôts de remplissage des chenaux présentent des analogies avec ceux du remplissage des incisions. En effet, un dépôt initial de grainstone passant à des mudstones bioturbés dolomitisés, eux-même recoupés par un chenal de grainstone à litage oblique constitue également le remplissage de l'incision IS1 au Jebel Madar (*fig. V-2A* ; voir chapitre V §1). Ces analogies montrent que les chenaux de la séquence II et l'incision IS1 sont comblés dans un contexte comparable, celui d'une phase transgressive permettant l'inondation de la plate-forme et le développement de processus de haute énergie.

Jebel Qusaibah

Dans le Jebel Qusaibah, une barre bioclastique de 3 à 4,5 m d'épaisseur affleure exactement au même niveau stratigraphique que les chenaux qui viennent d'être

décrits dans le Jebel Madmar dans la partie sommitale de la deuxième séquence du Natih (*fig. V-19*).

Cette séquence II dont on n'observe ici que la partie supérieure (Seq. II-2) présente les mêmes faciès et les mêmes unités stratigraphiques dans le Jebel Qusaibah que dans le Jebel Madmar situé 50 km plus à l'est (*fig. V-29*). Dans le Jebel Qusaibah, l'épaisseur des couches est légèrement plus grande, et la nature et la géométrie des faciès ne varient que dans la partie sommitale de la séquence.

L'équivalent de l'unité subrécifale de 3 m d'épaisseur où se développent les chenaux du Jebel Madmar correspond à une série de 9 m comprenant trois unités sur la coupe type : (1) une unité inférieure composée de packstone à préalvéolines, stromatopores et débris de rudistes, (2) une unité médiane en contact net sur la précédente, composée de packstone-grainstone très fin subrécifal à coraux coloniaux, stromatopores et rudistes (*Ichtyosarcholites*) et (3) une unité supérieure composée de wackestone très noduleux à foraminifères benthiques dont le sommet dolomitisé est marqué par des traces de racines (limite de la séquence II).

Latéralement vers le sud-ouest, l'unité médiane est constituée d'une barre bioclastique d'épaisseur plurimétrique (3 à 4,5 m) de même composition que les chenaux contemporains du Jebel Madmar : grainstone-rudstone à débris de rudistes et de chondrodontes. Cette barre est constituée de grands foresets inclinés de 20 à 25° allant du sommet à la base de la couche (dune de classe I de Ashley, 1990). Cette barre est néanmoins composite puisque, dans le détail, elle est formée de l'amalgame de plusieurs corps bioclastiques présentant des grands foresets d'orientations différentes et parfois opposées. La partie frontale de cette dune est fossilisée par les dépôts de grainstone fin subrécifaux décrit sur la coupe type, qui se disposent en « onlap » sur le dernier foreset (*fig. V-30*).

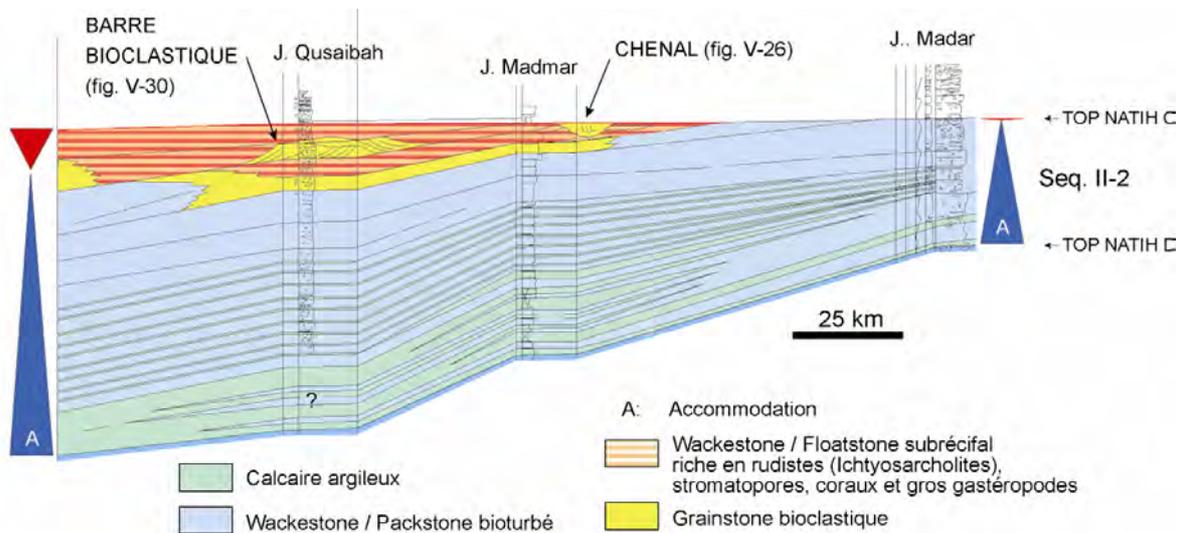


Figure V-29 : Transect de corrélations de la séquence II-2 entre les Jebels Madar, Madmar et Qusaibah, illustrant la position stratigraphique identique du chenal du Jebel Madmar et de la barre bioclastique du Jebel Qusaibah.

La géométrie de ces dépôts et le caractère multidirectionnel des courants suggèrent que ces structures aient été édifiées par de puissants courants tidaux. La taille de ces dunes bioclastiques indique une bathymétrie relativement élevée de l'ordre de 15 m sur ce domaine de plate-forme. Une telle bathymétrie confirme que le développement de ces barres bioclastiques se produit lors d'une phase d'inondation importante de la plate-forme. La succession des faciès au sein de la séquence II montre que cet intervalle stratigraphique représente la période d'inondation maximale. L'unité supérieure continue de wackestone noduleux à foraminifères atteste une diminution de la bathymétrie et correspond dès lors au cortège de haut-niveau marin. Cette tendance régressive s'accroît très fortement au sommet de cette unité puisque la présence de traces de racines indique alors une émergence de la plate-forme.

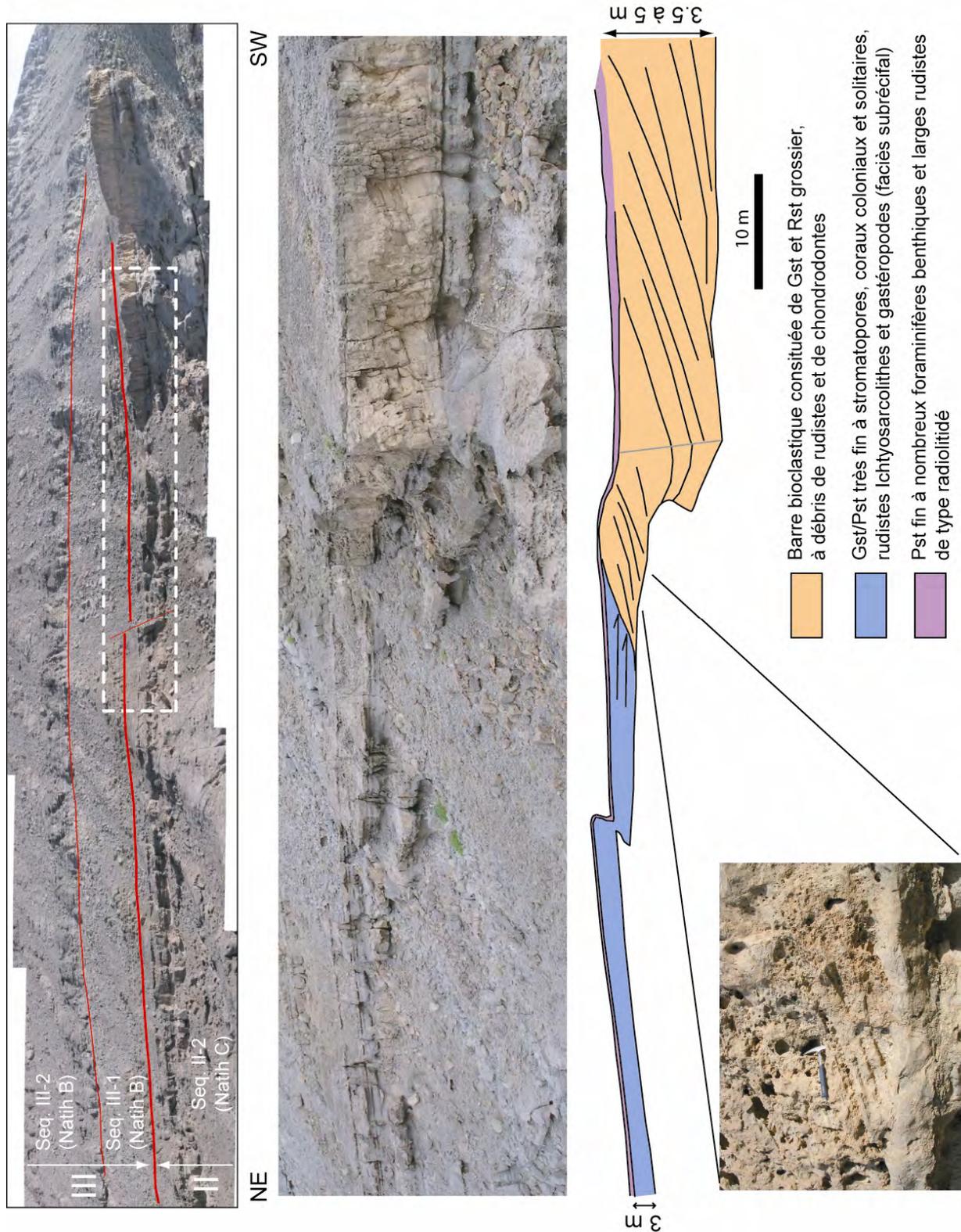


Figure V-30 : La barre bioclastique du Jebel Qusaibah développée dans la partie supérieure de la séquence II : faciès et géométries.

La présence de chenaux au même niveau stratigraphique que la barre bioclastique 50 km plus à l'est dans le Jebel Madmar témoigne probablement d'une bathymétrie plus faible conformément à la polarité est-ouest du système établi pour l'ensemble du Natih sur le transect des Foothills (van Buchem *et al.*, 2002). On voit dès lors que l'inclinaison du profil de dépôt sur la plate-forme reste extrêmement faible à cette période puisque la bathymétrie augmente au maximum d'une dizaine de mètres sur 50 km (0,01°). Quoiqu'il en soit, l'ensemble de ces corrélations confirme ici encore que le système de chenaux du Jebel Madmar se met en place pendant une phase d'inondation importante de la plate-forme interne.

Jebel Shams

La région du Jebel Shams correspond à un domaine paléogéographique plus proche de la bordure océanique de la plate-forme par rapport aux Foothills (*fig. V-19*). La séquence II-2 (Natih C) dont l'épaisseur se réduit ici à 13 m, a été analysée sur plusieurs coupes dans le canyon du Wadi Nakhr ainsi que sur le plateau du Jebel Shams (*fig. V-31*).

Sur la coupe de référence dite « du canyon » (*fig. V-32*), cette séquence est composée d'un premier ensemble de 4,5 m d'épaisseur constitué de deux couches de wackestone noduleux bioturbé à stromatopores séparées par un mince niveau de mudstone argileux. Le sommet de cet ensemble est marqué par une surface très bioturbée de type « firmground ». Elle est surmontée par un deuxième ensemble de 2,5 m d'épaisseur débutant par un niveau de mudstone dolomitisé (0,5 m) suivi d'une couche de mudstone noduleux bioturbé. Vient ensuite une couche de 7 m d'épaisseur dont la composition évolue rapidement d'un mudstone bioturbé légèrement argileux et dolomitisé à la base, à un grainstone bioclastique de plus en plus grossier, pour finir par un floatstone à grands rudistes. Une mince couche de grainstone fin (30 cm) coiffé d'un hardground perforé d'extension régionale marque le sommet de la séquence II.

Sur le plateau du Jebel Shams, à 3 km au sud-ouest de la coupe « du canyon », un système de barres bioclastiques se développe au-dessus du premier ensemble de wackestone à stromatopores. Ces barres constituent un corps sédimentaire d'une dizaine de mètres d'épaisseur pour 600 m de longueur, composé de grainstone très

grossier et rudstone à débris de rudistes roulés (*fig. V-32*). Ces dépôts de haute énergie se caractérisent par de grandes stratifications obliques avec des foresets d'amplitude pluri-métrique et une inclinaison allant jusqu'à 20°.

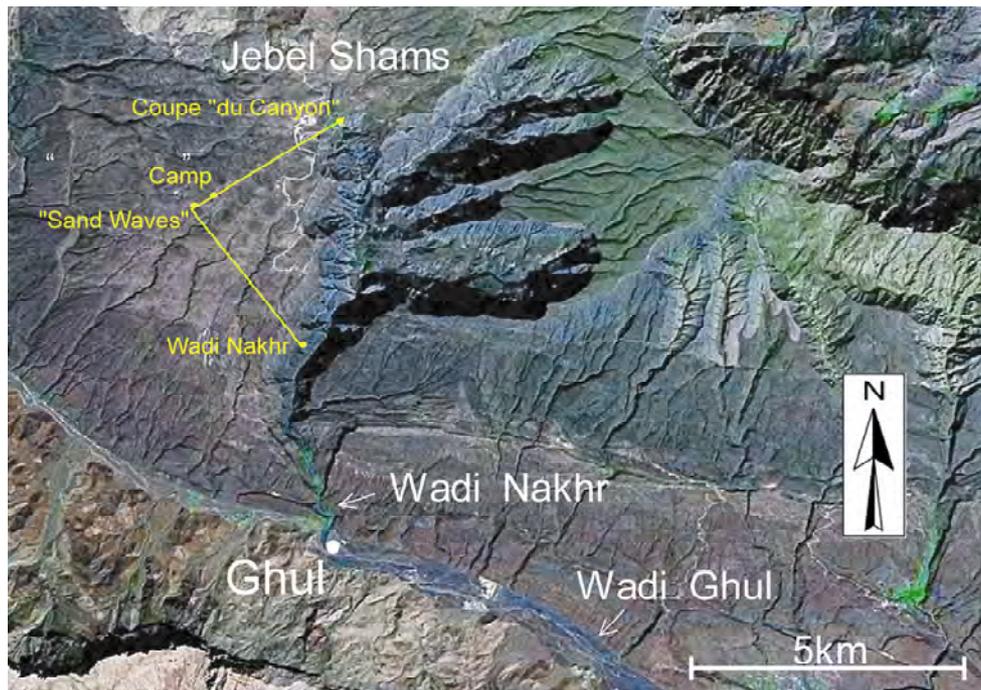


Figure V-31 : Localisation des coupes d'affleurement (points jaunes) et du transect de corrélations de la séquence II (trait jaune) au Jebel Shams.

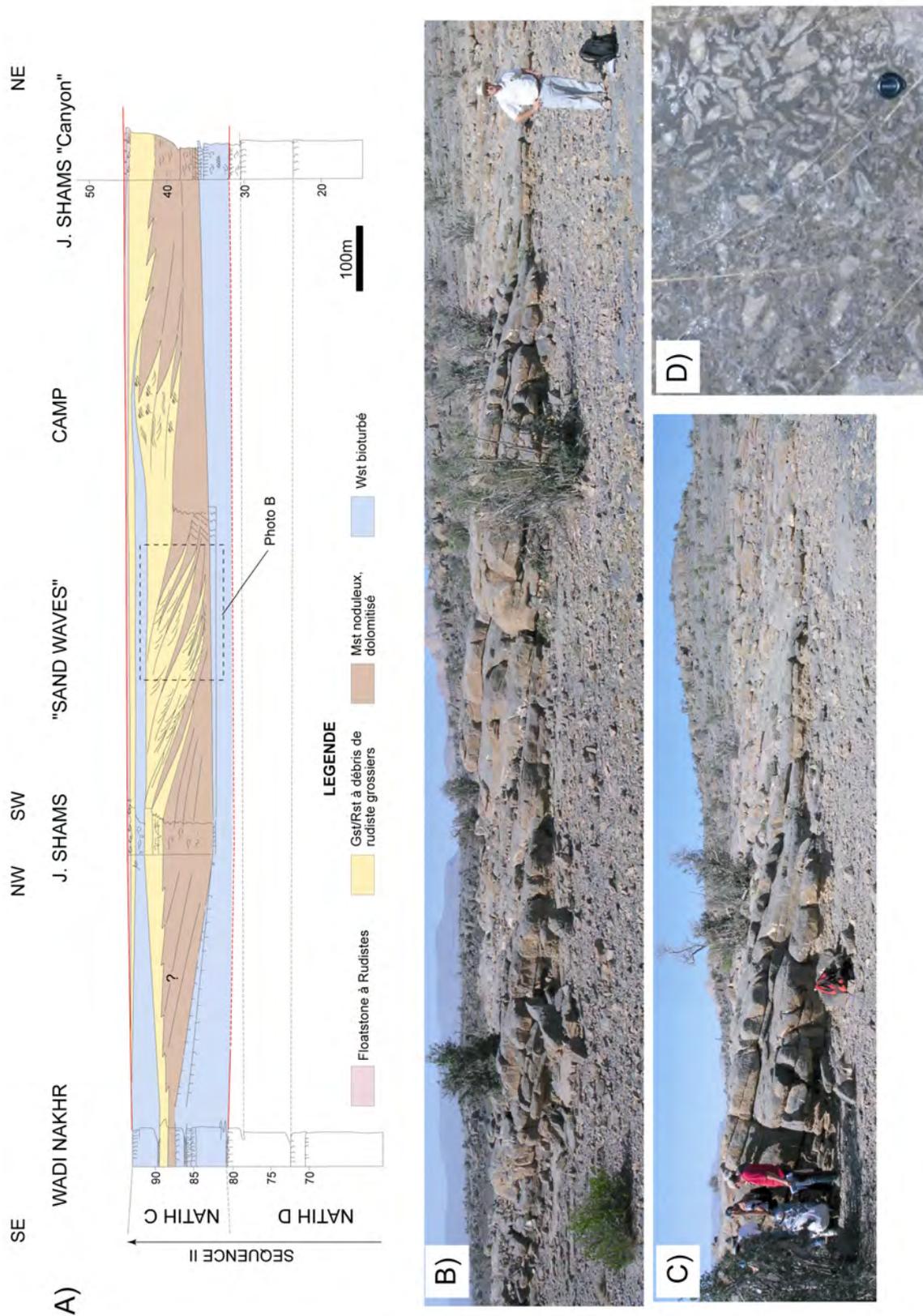


Figure V-32 : La barre bioclastique de la séquence II du Natih au Jebel Shams : géométries et faciès. A) Transect de corrélations B) Grands foresets sigmoïdes qui constituent la barre bioclastique C) Agrandissement de la photo A D) Faciès de rudstone très grossier à débris de rudistes subarrondis qui constitue le sommet des foresets sigmoïdes.

Dans le détail, ce corps sédimentaire est constitué d'une succession verticale et surtout latérale, du SW vers le NE, de plusieurs barres bioclastiques grossières séparées par des intervalles de grainstone-packstone plus fin, bioturbé et souvent légèrement dolomitisé. Cette barre bioclastique débute ainsi au sud-ouest par une unité inférieure constituée de packstone-grainstone très fin bioturbé et dolomitisé qui s'amincit très nettement vers le nord-est, constituant ainsi une paléotopographie initiale inclinée (*fig. V-32*). Cette géométrie peut résulter d'une aggradation différentielle des dépôts sur la plate-forme associée à une phase transgressive, ou bien correspondre à la terminaison de foresets d'une barre bioclastique que les conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer. Quatre à cinq corps bioclastiques grossiers de forme sigmoïde se juxtaposent ensuite vers le nord-est. Ils présentent de grandes stratifications obliques (« foreset ») le long desquelles les faciès évoluent du haut vers le bas de rudstone très grossier à débris de rudistes centimétriques subarrondis (« topset ») à des grainstones fins bioturbés dolomitisés (« bottomset »). La base des foresets est parfois érosive. Des litages obliques de mégarides 3D multidirectionnelles sont bien exprimés dans les faciès de grainstone le long des foresets. Ces quatre corps sigmoïdes passent ainsi vers le NE à des faciès fins dolomitisés de « bottomset » qui sont l'équivalent du niveau dolomitique de la coupe de référence. Un dernier corps plus tabulaire composé de rudstone / grainstone compense la géométrie de ce complexe de « sandwaves » (*fig. V-32*). Il est surmonté d'une couche métrique de mudstone noduleux à préalvéolines, elle-même surmontée d'une couche d'un mètre de grainstone grossier se terminant par un mince niveau repère de floatstone à grands rudistes entiers qui marque le sommet de la séquence.

Bien que d'épaisseur nettement plus réduite, la séquence II-2 dans le Jebel Shams montre globalement une évolution de faciès comparable à celle décrite dans les Foothills. En effet, la séquence débute ici par des faciès boueux à stromatopores caractéristiques d'un milieu lagunaire de faible énergie et se termine par des faciès granulaires grossiers à grands rudistes traduisant une augmentation d'énergie. Cette augmentation d'énergie conduit localement au développement de barres bioclastiques dont l'amplitude témoigne d'une tranche d'eau relativement importante sur la plate-forme interne. La mise en place et la migration de ces barres sont ainsi interprétées comme l'enregistrement d'une période d'inondation maximale de la plate-forme à l'échelle de la séquence II.

3. CONCLUSION SUR LES INCISIONS ET LES CHENAUX : CARACTERES COMMUNS ET DISTINCTIFS

La présence d'incisions sur le sommet d'une plate-forme carbonatée constitue un critère irréfutable d'émersion et permet d'identifier ainsi des limites de séquence de dépôt. Le développement d'incisions de profondeur limitée sur une plate-forme carbonatée pendant une phase d'émersion reste un phénomène rarement décrit voire recherché puisqu'il est classiquement admis que *les carbonates ne peuvent pas être érodés par les eaux météoriques, qui ont plutôt tendance à s'infiltrer par dissolution*. D'autre part, le développement de corps sédimentaires chenalisés est relativement fréquent en domaine de plate-forme interne, ce qui conduit à interpréter en général les corps chenalisés observés sur les plates-formes carbonatées comme des chenaux sous-aquatiques générés par des courants tidaux.

Toute la difficulté réside donc dans la reconnaissance univoque des corps chenalisés correspondant à des incisions et de les distinguer des chenaux tidaux qui se développent en domaine de plate-forme interne (*fig. V-33*).

Un des principaux critères de différenciation des incisions et des chenaux est le contexte stratigraphique dans lequel ils se développent.

- Les incisions se développent au sommet de séquences de faciès régressives, enregistrant en général une diminution d'énergie et une dégradation de la production carbonatée. A l'échelle régionale, les surfaces d'incisions sont contemporaines de prismes de régression forcée sur la bordure de la plate-forme.

- Contrairement aux incisions, l'ensemble des chenaux analysés se met en place au cours de phases d'ennoyage de la plate-forme interne. L'encaissant est alors caractérisé par une séquence de faciès transgressive qui enregistre une augmentation du taux d'accommodation sur la plate-forme, un accroissement du niveau d'énergie des processus de dépôt et le plus souvent une augmentation de la production carbonatée, généralement associée à l'aggradation de platiers « boueux » très étendus à rudistes, stromatopores, gastéropodes et coraux. A l'échelle régionale, les chenaux

peuvent être stratigraphiquement associés au développement de barres bioclastiques dans les parties plus distales de la plate-forme interne.

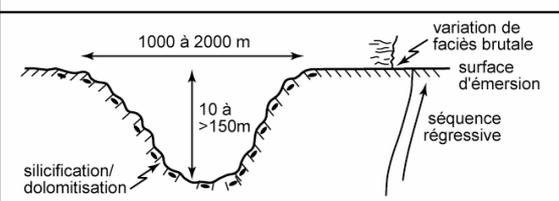
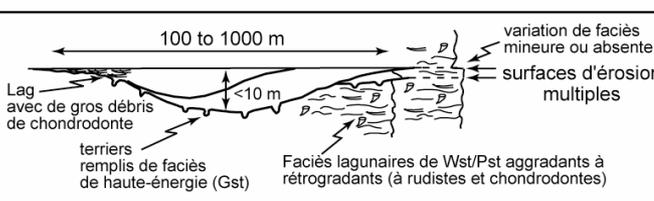
	INCISION	SYSTEME DE CHENAUX
CHARACTERES PRINCIPAUX		
	<ul style="list-style-type: none"> • Développement: pendant une phase d'émersion de la plate-forme • Remplissage: pendant la transgression suivante 	<ul style="list-style-type: none"> • Développement: pendant une phase d'inondation de la plate-forme interne (ravinement tidal) • Remplissage: pendant la transgression
POSITION STRATIGRAPHIQUE	<ul style="list-style-type: none"> • Partie supérieure du Natih E (IS1, IS2; Cénomaniens Inf.) • Sommet de la Formation Natih (Turonien) 	<ul style="list-style-type: none"> • Dans le remplissage des incisions du Natih E (Cénomaniens) • Base du Natih D (Cénomaniens moyen) • Partie supérieure du Natih C (Cénomaniens moyen) • Partie supérieure du Natih A (Turonien)
ETENDUE	Plus de 100 km de long	Moins de 30 km de long
REMPLISSAGE	<ul style="list-style-type: none"> • Juxtaposition complexe de corps carbonatés chenalisés de haute-énergie et basse-énergie (IS1 et Sommet Natih) • Remplissage argileux, lorsque la production carbonatée est inhibée (IS2) 	Dépôts de grainstone (haute-énergie) alternants avec des intervalles de wackestone noduleux (basse-énergie) subordonnés Géométries d'accrétion latérale
IMAGE SISMIQUE	Imagée par une légère variation d'amplitude au long de la réflexion (IS1) ou par une "géométrie chenalisée" avec la base et le sommet plus ou moins bien résolu, en fonction du type et de l'épaisseur du remplissage (IS2)	Non observé sur les données sismiques Remplissage trop peu épais ou caractérisé par un trop faible contraste d'impédance acoustique avec l'encaissant

Figure V-33 : Tableau comparatif résumant les principales caractéristiques (1) des incisions, qui se développent pendant les phases d'émersion et (2) des systèmes de chenaux, qui se développent pendant les phases d'inondation de la plate-forme interne.

Cette différence de contexte stratigraphique au moment du développement des incisions et des chenaux influe sur plusieurs paramètres et notamment sur la nature de leur surface d'érosion basale et sur les structures qui lui sont associées.

- La surface d'érosion à la base des incisions est très nette et unique, soulignée par des processus diagénetiques tels que silicification et dolomitisation, et par le remplissage systématique des terriers et des fissures, présents dans l'encaissant, par des cristaux de calcite sparitique.

- La surface d'érosion à la base des chenaux est souvent multiple et systématiquement bioturbée. Aucun phénomène diagénétique important n'est associé à ces surfaces, bien qu'une silicification et une dolomitisation des faciès fins *au sein* du remplissage soient parfois observées (ex. chenal au sommet de la séquence II, Natih C, J. Madmar). La surface d'érosion est souvent de moins en moins nette dans la partie supérieure du chenal, et notamment sur sa bordure la moins inclinée. On peut alors observer un passage graduel entre les faciès granulaires de remplissage du chenal et les faciès plus boueux de l'encaissant.

Les différences morphologiques entre incisions et chenaux sont plus subtiles.

Les chenaux sont généralement moins profonds (<5 m), mais peuvent toutefois atteindre des profondeurs comparables à celles des incisions (ex : 10 m pour le chenal à la base de la séquence II-1, Natih D, J. Madar). Leur largeur est très similaire, de l'ordre de 1 à 2 km.

- Les incisions présentent une section globalement symétrique et régulière, alors que les chenaux peuvent posséder une bordure plus fortement inclinée et érosive que l'autre.

- Les incisions observées sur les cartes d'amplitude sismique ont une morphologie légèrement sinueuse. Les chenaux n'ont pas été interprétés de manière univoque sur les données sismiques. Seules des cartes d'amplitude au niveau du sommet du membre Natih A mettent en évidence des réseaux de petits chenaux très sinueux (*fig. III-21* ; Droste et Van Steenwinkel, 2004), qui pourraient correspondre aux chenaux observés à l'affleurement. Les corps sédimentaires déposés selon de grandes stratifications obliques ou sigmoïdes au sein du remplissage des chenaux suggèrent en effet la présence de méandres et de barres en accrétion latérales.

- Les incisions ont une plus grande extension que les chenaux, puisqu'elles sont visibles sur plus de 100 km. Les chenaux sont plus difficilement corrélables entre les différents affleurements et ont une extension généralement inférieure à 30 km.

Enfin, le paramètre le moins diagnostique de différenciation entre incisions et chenaux correspond à leur remplissage. En effet, ces deux types de structures érosives sont remplis au cours de phases d'inondation de la plate-forme interne.

- Le remplissage des incisions a lieu au cours du ré-ennoyage de la plate-forme suivant la phase d'émersion. Il est globalement constitué d'un lag résiduel grossier, puis d'un intervalle de faciès fins, partiellement dolomitisé et silicifié, déposé dans un contexte de faible énergie, passant progressivement ou par contact érosif à un système de chenaux bioclastiques de plus haute énergie avec une composante en aggradation généralement plus développée dans les parties distales. L'émersion de la plate-forme carbonatée peut parfois entraîner l'inhibition de la production carbonatée (IS2), ce qui est alors enregistré dans le remplissage des incisions par un intervalle argileux, déposé dans un milieu lagunaire très confiné.

- Le creusement et le remplissage des chenaux se produisent au cours des phases transgressives, qui entraînent une élévation du niveau d'énergie par le développement de courants tidaux. Le remplissage est globalement constitué de faciès de haute énergie, grainstone ou rudstone, alternant parfois avec des faciès plus fins et souvent dolomitisés. Ces successions de faciès se font généralement au sein de minces séquences transgressives à très haute fréquence (ex. chenal de la base de la séquence II-1, Natih D, J. Madar). Les faciès de remplissage sont souvent très similaires aux faciès de l'encaissant, ce qui limite les contrastes d'impédance acoustique et donc la visualisation de ce type de corps chenalisé sur les données sismiques.

CHAPITRE VI

DISCUSSION

1. ORIGINE DES INCISIONS.....	195
1.1. MORPHOLOGIE ET EXTENSION DES INCISIONS.....	196
1.2. PREUVE STRATIGRAPHIQUE D'UNE PHASE D'EMERSION.....	196
2. LE REMPLISSAGE DES INCISIONS : NATURE ET PROCESSUS.....	197
2.1. REMPLISSAGE CARBONATE VS. REMPLISSAGE ARGILEUX.....	197
2.2. LE CONTENU BIOLOGIQUE ET LES CONDITIONS PALEOECOLOGIQUES.....	197
2.3. DYNAMIQUE ET PROCESSUS SEDIMENTAIRES.....	198
3. FACTEURS DE CONTROLE : VARIATIONS EUSTATIQUES ET CLIMAT.....	199
3.1. LES FLUCTUATIONS DU NIVEAU MARIN.....	199
3.2. LE PALEOCLIMAT.....	200
4. POSITION DE LA LIMITE DE SEQUENCE DE 3EME ORDRE.....	201

L'étude stratigraphique régionale intégrée de la première séquence de la Formation Natih a permis de mettre en évidence son architecture stratigraphique complexe, associée à la création par aggradation différentielle de topographies sous-marines pendant la phase transgressive de cette première séquence (chapitre IV). Le bassin intrashelf ainsi créé entre ces zones de production carbonatée élevée est progressivement comblé au cours de la période de haut-niveau marin par des cortèges sigmoïdes progradants d'inclinaison faible à forte. Les deux surfaces d'incision IS1 et IS2 reconnues à l'affleurement, ont été corrélées à des prismes de régression forcée reconnus en sismique sur les bordures du bassin intrashelf dans les zones orientales et occidentales étudiées. Entre les deux surfaces d'incision (séquence I-7), les profils de dépôt évoluent dans le bassin intrashelf résiduel. Des clinofformes sigmoïdes d'inclinaison très faible à faible caractérisent un premier cortège de dépôt interprété comme un prisme de bas niveau marin, puis une succession de clinofformes d'angle faible à fort correspondent aux cortèges transgressif et de haut niveau marin. Cette évolution des profils de dépôt montre bien une augmentation progressive du taux d'accommodation dans le bassin intrashelf puis sur l'ensemble de la plate-forme interne. Le ré-ennoyage de la plate-forme précédemment émergée se caractérise tout d'abord par le remplissage des incisions, puis par la mise en place de platiers à rudistes très étendus. Ces derniers fournissent des éléments bioclastiques pour la construction d'une barrière sur la rupture de pente des profils de dépôt. La deuxième surface d'incision IS2 a également été corrélée à des prismes de régression forcée qui se développent sur les bordures du bassin intrashelf, alors très réduit et probablement très peu profond. Les paléotopographies initiales sont alors quasiment comblées et le remplissage final du bassin comme celui des incisions IS2 est constitué d'argiles et d'alternances argilo-calcaires. Le système sédimentaire est alors profondément modifié, puisque se met en place à la base de la séquence II un système de plate-forme mixte carbonatée-terrigène.

L'étude intégrée des incisions à l'affleurement et en sismique (chapitre V) a montré qu'il s'agit de structures purement érosives, larges de 1 à 2 km et profondes de 12 à 19 m. Elles correspondent donc à de larges structures aux bordures faiblement inclinées, de l'ordre de 1,5°. Ces incisions sont orientées dans le sens de progradation de la plate-forme et semblent disparaître en se dichotomisant juste avant la bordure du bassin intrashelf. Elles sont légèrement sinueuses et sans affluent visible. Leur

remplissage se fait au cours de la phase transgressive qui succède à l'émersion de la plate-forme. Pendant cette même période, les cliniformes commencent à s'incliner plus fortement (angles très faibles à faibles) dans le bassin intrashelf. Les premiers dépôts à la base du remplissage correspondent à un lag résiduel plus ou moins grossier, puis à des faciès de faible énergie caractérisant un milieu confiné. Ces faciès correspondent à des mudstones noduleux à orbitolinidés dans le remplissage de IS1 et à des argiles vertes à sépiolite dans le remplissage de IS2. Cette différence de remplissage montre que la production carbonatée est fortement inhibée lors du remplissage de la deuxième incision, tandis qu'elle n'est qu'atténuée lors de la première phase d'émersion. Les faciès au sommet du remplissage des incisions IS1 correspondent au retour d'un milieu de forte énergie, avec le développement de courants tidaux et de systèmes de chenaux dans les dépressions résiduelles formées par les incisions. Cette élévation du niveau d'énergie semble donc directement liée à l'inondation de la plate-forme. Le sommet du remplissage de l'incision IS2 correspond à une reprise de la production carbonatée - qui reste cependant limitée - dans des conditions d'énergie limitée. Toutefois, dans les zones paléogéographiques proches de la bordure océanique de la plate-forme, la production carbonatée reprend immédiatement après la période d'émersion.

Dans ce chapitre, seront discutés l'origine des incisions et les facteurs qui contrôlent leur développement et leur remplissage. Nous verrons enfin les implications de notre étude sur le modèle stratigraphique de la séquence I.

1. ORIGINE DES INCISIONS

Les incisions sur une plate-forme carbonatée peuvent résulter de deux types de processus : (1) un ravinement tidal (Jindrich, 1969 ; Shinn *et al.*, 1969 ; Shinn, 1983 ; Boardman et Carney, 1991) ou (2) une érosion fluviale (Wilson, 1967 ; Esker *et al.*, 1998 ; Gomez-Perez *et al.*, 1998 ; Sarg, 1988 ; Ferro *et al.*, 1999 ; Rankey *et al.*, 1999 ; Stevensen et Mc Millan, 2004). Une série d'arguments tend à démontrer que les incisions IS1 et IS2 du sommet du Natih E ont une origine fluviale.

1.1. Morphologie et extension des incisions

Bien que la profondeur des incisions IS1 et IS2 soit significative, elle n'est pas diagnostique d'une origine fluviale puisque des chenaux tidaux de plus de 18 m de profondeur sont décrits sur la côte méridionale du Golfe Persique (Shinn, 1983). Toutefois, sur les cartes d'amplitude sismique, les incisions du Natih apparaissent comme des chenaux uniques sans affluent visible qui peuvent se suivre sur plus de 100 km (*fig. IV-14*). Une telle dimension et l'absence d'affluent s'accordent mal avec les caractéristiques de chenaux de marée, mais correspondent beaucoup plus à la morphologie d'incisions fluviales. D'autre part, les chenaux de marée sont classiquement caractérisés par une nette diminution de profondeur vers les zones proximales alors que les incisions IS1 et IS2 ne montrent pas de telles variations tout au long du profil de dépôt qui est très faiblement incliné.

1.2. Preuve stratigraphique d'une phase d'émersion

Des prismes de régression forcée disposés en « onlap » sur la limite de séquence IS1 ont été identifiés sur les images sismiques. Ils constituent une preuve de l'émersion de la plate-forme durant leur accumulation sur les bordures du bassin intrashelf (*fig. IV-25*). Les cartes d'amplitude sismique montrent d'autre part que les incisions IS1 et IS2 sont parallèles à la direction de progradation de la plate-forme et plus particulièrement des prismes de régression forcée.

Même si des structures spécifiques accompagnent systématiquement les surfaces d'incision (hardground, microbrèches, terriers et fentes à remplissage sparitique, dolomitisation et silicification), les preuves directes et évidentes d'une phase d'émersion telles que les microkarsts (IS2 ; *fig. V-6C*) sont très rarement observées à l'affleurement. Cette difficulté de trouver des éléments diagnostiques des phases d'émersion a déjà été soulignée par les travaux d'Immenhauser *et al.* (2000) et de Sattler *et al.* (2005) sur la caractérisation des discontinuités polygéniques qui se développent lors de périodes de chute rapide du niveau marin. Des hardgrounds d'origine sous-marine se surimposent en général aux surfaces d'érosion et altèrent ainsi les preuves pétrographiques directes de phénomènes liés à l'émersion.

2. LE REMPLISSAGE DES INCISIONS : NATURE ET PROCESSUS

2.1. Remplissage carbonaté vs. remplissage argileux

La principale différence entre les incisions IS1 et IS2 dans la zone des Foothills, réside dans la nature carbonatée ou argileuse de leur remplissage. Le remplissage des incisions IS1 est principalement carbonaté tandis que celui des incisions IS2 dans les Foothills est principalement argileux. Ceci montre que l'« usine à carbonate » recommence à fonctionner rapidement sur la plate-forme dès la remontée du niveau marin qui succède à la première phase d'incision (IS1), tandis qu'elle est durablement détruite après la deuxième phase d'incision (IS2). L'inhibition de l'« usine à carbonate » peut résulter à la fois de l'importance de l'émersion de la plate-forme dans l'espace et le temps et de l'influx terrigène argileux. Ces deux facteurs sont influencés par l'amplitude et la durée de la chute du niveau marin. Il apparaît donc probable que la deuxième chute du niveau marin soit plus importante que la première. La situation paléogéographique des incisions, et plus particulièrement leur position vis à vis de la source clastique et de la bordure océanique de la plate-forme, influence également la nature du remplissage qui est d'autant plus carbonatée que l'on se rapproche de la marge océanique et que l'on s'éloigne de la source terrigène.

2.2. Le contenu biologique et les conditions paléoécologiques

La succession des faciès dans le remplissage des incisions se caractérise par un dépôt résiduel à débris bioclastiques remaniés à la base, puis des faciès « boueux » carbonatés ou argileux très pauvres en fossiles, finalement surmontés par des faciès où vont progressivement apparaître des orbitolinidés puis se développer une faune de plus en plus abondante et diversifiée (rudistes, stromatopores, lamellibranches et gastéropodes). Cette évolution de la faune reflète celle des conditions paléoécologiques d'un environnement marin très confiné vers un environnement plus ouvert. Elle se produit en réponse à un ennoyage progressif de la plate-forme dans un contexte de début de transgression.

2.3. Dynamique et processus sédimentaires

Une même évolution de la dynamique sédimentaire a été reconnue pour le remplissage de toutes les incisions observées à l’affleurement.

Les dépôts résiduels grossiers à la base du remplissage indiquent l’existence de courants de relativement haute énergie. Ces courants pourraient correspondre aux courants fluviaux responsables de l’érosion pendant la période de chute du niveau marin et/ou à des courants tidaux qui accentueraient le ravinement au début de la phase transgressive.

Les dépôts de mudstone ou d’argile qui surmontent le niveau grossier de base et qui se caractérisent par l’absence de fossiles témoignent de conditions de basse énergie en milieu marin très restreint. De tels faciès sont décrits dans des environnements carbonatés récents sursalés et sont interprétés comme résultant en partie d’une précipitation inorganique (Shinn *et al.*, 1969 ; Boardman et Carney, 1991). Dans les environnements actuels, cette boue carbonatée est principalement composée d’aragonite et de calcite hautement magnésienne. Ces fortes teneurs originales en magnésium peuvent expliquer la fréquente dolomitisation observée dans cet intervalle stratigraphique. De la même manière, la présence d’argile magnésienne (sépiolite) dans le remplissage de la deuxième incision a probablement favorisé la dolomitisation partielle et non stratiforme du substratum sous la surface d’incision IS2. Les conditions de faible énergie qui caractérisent cette phase de remplissage des incisions peuvent être interprétées comme liées à une obstruction de l’embouchure du chenal par la migration de barres littorales pendant le processus de transgression, limitant ainsi l’action des courants de marée vers l’amont (Brown *et al.*, 1990 ; Boardman et Carney, 1991 ; Rankey, 2002).

Finalement, la fin du remplissage des incisions est souvent marquée par le développement de chenaux de marée qui traduisent des conditions de plus haute énergie. A ce stade, l’élévation du niveau marin provoque une inondation de la plateforme, impliquant un grand volume d’eau dans les courants de marée. Ces courants peuvent alors être relativement puissants surtout lorsqu’ils sont concentrés dans les dépressions résiduelles (incisions) qui contrôlent ainsi la position des chenaux de

marée. Ce processus est localement responsable du ravinement tidal des dépôts précédents (ex: IS1 dans le Jebel Madar).

L'architecture complexe du remplissage des incisions montre toutefois qu'il existe un fort contrôle autocyclique de la distribution et de la géométrie des dépôts pendant la phase transgressive. L'augmentation du potentiel d'accommodation favorise une meilleure préservation des cycles de haute fréquence et ainsi une plus grande complexité de l'architecture stratigraphique des dépôts.

3. FACTEURS DE CONTROLE : VARIATIONS EUSTATIQUES ET CLIMAT

Les observations stratigraphiques et sédimentologiques réalisées permettent de mettre en évidence des similitudes entre, d'une part, les incisions et chenaux de marée associés sur la plate-forme carbonatée du Natih et, d'autre part, les vallées incisées et les systèmes estuariens silico-clastiques (Dalrymple *et al.*, 1992 ; Dalrymple *et al.*, 1994 ; Plint et Wadsworth, 2003).

3.1. Les fluctuations du niveau marin

Comme indiqué précédemment la nature et la distribution des faciès dans le remplissage des incisions sont largement contrôlées par des facteurs autocycliques comme la migration de chenaux tidaux ou le développement de barres littorales à l'embouchure des incisions. Par contre, la formation des différentes générations d'incisions résulte de processus allocycliques, les chutes du niveau relatif de la mer au cours du Cénomanién inférieur. La première surface d'incision enregistre une chute du niveau relatif de la mer d'une amplitude de l'ordre de 20 m tandis que la deuxième surface d'incision qui se forme moins de 500 ka après (van Buchem *et al.*, 2002) témoigne d'une chute de plus de 30 m d'amplitude. L'absence de déformation tectonique significative durant cette période de l'Albien supérieur – Cénomanién inférieur dans le domaine étudié suggère que ces surfaces d'incisions IS1 et IS2 enregistrent deux chutes du niveau marin d'origine eustatique plutôt qu'un soulèvement régional de cette partie de la plaque arabe.

Des variations du niveau marin de fréquence (400 ka) et d'amplitude comparable (> 24 m) ont déjà été interprétées dans le Cénomaniens de l'ouest du Canada, d'Inde et d'Iran à partir de la reconnaissance de vallées incisées et de prismes de régression forcée (Gale *et al.*, 2002 ; Plint et Wadsworth, 2003 ; van Buchem *et al.*, 2005 ; Taati, 2005). Gale *et al.* (2002) et Plint et Wadsworth (2003) suggèrent une origine glacio-eustatique pour ces variations du niveau marin du Cénomaniens (Price, 1999).

3.2. Le paléoclimat

Malgré toutes les données disponibles sur le système sédimentaire du Natih et le contexte régional, les caractéristiques précises du paléoclimat de l'époque sont très imprécises. L'absence d'affluent préservé et de phénomènes de karstification sur la plate-forme reste par exemple inexplicable. Des affluents peu profonds pourraient avoir été effacés par le ravinement transgressif intervenant au cours de la phase d'inondation suivante, et, en conséquence, seules les incisions principales les plus profondes, seraient préservées. Cependant, aucune évidence d'érosion significative n'est visible sur les interfluviaux des incisions, ce qui rend cette hypothèse fortement improbable.

Une autre hypothèse est que l'eau météorique qui coule dans ces incisions provienne de zones très éloignées et soit véhiculée vers le bassin intrashelf dans ce réseau de drainage simple. L'absence de phénomène karstique important et probablement de couvert végétal sur le domaine de plate-forme émergé suggère également une quantité limitée et peut-être éphémère de précipitations à cette époque sur la plate-forme elle-même. Jusqu'ici, aucune évidence de développement de sol ou de débris végétaux n'a été observée dans les incisions IS1 et IS2. Or la présence de sol sur substrat carbonaté constitue un facteur essentiel pour les processus de karstification (Salomon, 2000). En effet, le développement de sols facilite l'infiltration d'eau par bréchification et acidifie également l'eau infiltrée du fait de la concentration de CO₂ dans le sol, favorisant ainsi la dissolution des carbonates. De plus, la surface d'émergence et les séries sous-jacentes étaient quasiment horizontales et faiblement fracturées, ce qui n'améliorait pas l'infiltration d'eau vers le sous-sol. Dans un tel contexte, un système de drainage, plutôt que d'infiltration semble privilégié. Si les pluies étaient importantes, les eaux

météoriques devaient s'écouler sous forme de cours d'eau ou de nappes d'eau éphémères sur le sommet de la plate-forme. Les incisions sont alors préférentiellement localisées dans les zones fracturées ou sur des irrégularités topographiques, comme dans le cas du Jebel Madar.

Pendant les phases d'émergence de la plate-forme du Natih, la présence d'un réseau de drainage montre qu'une source d'eau météorique était disponible sur la plaque arabe. L'absence de végétation et de karst préservé sur cette plate-forme carbonatée indique que les précipitations étaient cependant très réduites sur la plate-forme elle-même. D'autre part, l'absence totale d'évaporite dans la Formation Natih indique qu'un niveau d'humidité suffisamment élevé régnait sur la plate-forme. Du bois fossile a été trouvé en Arabie Saoudite dans les séries fluviatiles d'âge équivalent (Razin, obs. pers.). Pendant les phases d'émergence, l'essentiel du volume d'eau à l'origine des incisions provenait probablement de zones éloignées vers l'amont. La plate-forme était néanmoins soumise à des précipitations suffisantes pour empêcher une intense évaporation. En l'absence d'analogie récente pour ce type de plate-forme carbonatée très étendue, périodiquement émergée, sans couvert végétal et possédant peu ou pas de relief, il reste difficile de déterminer avec plus de précision le contexte hydro-climatique du système. Il sera alors intéressant de déterminer si réellement ce type d'incision est spécifique à la Formation Natih, puisque aucune incision de ce type n'a été jusqu'ici décrite sur les autres plates-formes carbonatées émergentes de la plaque arabe.

4. POSITION DE LA LIMITE DE SEQUENCE DE 3^{EME} ORDRE

Les surfaces IS1 et IS2 correspondent à des surfaces d'émergence et s'accompagnent chacune d'une migration des systèmes sédimentaires carbonatés en direction du bassin intrashelf. La limite supérieure de la séquence I a été initialement interprétée au niveau du premier « downward shift » qui correspond à la première surface d'incision IS1 (van Buchem *et al.*, 2002). Cette interprétation implique que les dépôts compris entre IS1 et IS2 s'inscrivent dans un cortège aggrado-progradant de bas niveau marin de 3^{ème} ordre. Une série d'arguments tend au contraire à montrer que la surface IS2 correspond à la limite de séquence majeure : (1) la partie supérieure du prisme

carbonaté compris entre IS1 et IS2 est marquée par les faciès les plus régressifs de l'ensemble de la séquence (cycles péritidaux) ; (2) des prismes de régression forcée qui se terminent en onlap sur IS2 ont également été reconnus sur les bordures du bassin intrashelf résiduel (voir chapitre IV) ; (3) contrairement à IS1, la surface IS2 s'accompagne d'une large destruction de la production carbonatée sur la plate-forme ; (4) cette seconde phase d'émersion est suivie d'un flux clastique majeur.

La limite de séquence IS1 doit donc être considérée comme une limite de séquence d'ordre inférieur (4^{ème} ordre), dans le contexte globalement régressif de la partie supérieure de la séquence de 3^{ème} ordre limitée par IS2.

CONCLUSIONS

La géométrie des plates-formes carbonatées en domaine interne apparaît globalement tabulaire à l'échelle des cycles de 3^{ème} ordre mais leur architecture s'avère bien plus complexe dans le détail. Lors de périodes de forte augmentation du taux d'accommodation, des géométries très faiblement à fortement (3°) inclinées se développent progressivement sur la plate-forme. Des cortèges de clinofformes se succèdent dans l'espace et dans le temps, tout en comblant et compensant progressivement les topographies créées précédemment. A ce canevas stratigraphique général complexe se surimposent des structures particulières associées notamment à des chutes du niveau relatif de la mer en dessous du sommet de la plate-forme. Des incisions se développent alors sur la plate-forme émergée et des prismes de régression forcée et de bas niveau marin se mettent en place localement sur les bordures de bassins intrashelf.

La reconnaissance de surfaces d'émersion sur les plates-formes carbonatées peut être relativement aisée lorsque ces surfaces s'accompagnent d'une karstification ou de phénomènes diagénétiques, mais elle est beaucoup plus problématique lorsque aucune structure pétrographique univoque ne les caractérise. L'identification d'incisions le long de surfaces d'émersion, à l'affleurement ou en sismique, aide à la reconnaissance et la caractérisation de ces surfaces. De plus, l'analyse comparative du remplissage des incisions fournit des éléments d'interprétation des limites de séquences de dépôt et leur hiérarchisation, dans un contexte paléogéographique établi.

L'image sismique des incisions est souvent subtile et dépend à la fois de l'épaisseur et de la lithologie qui caractérisent leur remplissage. La reconnaissance, la caractérisation et la quantification des incisions sur les données sismiques nécessitent la réalisation de cartes d'attribut sismique et de profils sismiques synthétiques issus d'une modélisation sismique.

Les incisions qui se développent le long de limites de séquence de différents ordres constituent des hétérogénéités à l'échelle des réservoirs dans les systèmes carbonatés. Ces incisions se différencient des autres corps chenalisés, relativement fréquents en

domaine de plate-forme interne, par leur position stratigraphique, les caractères de leur surface d'érosion basale et par leur morphologie.

Dans la Formation Natih d'Oman (Albien supérieur - Turonien inférieur), deux surfaces d'incision successives se trouvent au sein d'un prisme globalement progradant dans la partie supérieure de la première séquence de dépôt de 3^{ème} ordre. Elles marquent également la fin d'un grand cycle transgression – régression de 2^{ème} ordre, Albien inférieur – Cénonamien inférieur, rassemblant les formations Nahr Umr et Natih G, F, E. La position stratigraphique de chacune de ces incisions et la nature de leur remplissage montrent que la deuxième phase de chute du niveau marin relatif est la plus importante, et donc que la deuxième surface d'incision IS2 correspond à la limite de séquence de dépôt de 3^{ème} ordre (séquence I). Le début de la séquence suivante (séquence II) s'accompagne en effet d'une modification importante du système sédimentaire, caractérisé notamment par un flux terrigène argileux.

Les incisions IS1 et IS2 sont enregistrées dans la série sédimentaire par des cordons singuliers légèrement sinueux, sans affluent, qui peuvent être suivis sur plus de 100 km parallèlement à la direction de progradation de la plate-forme. Ces incisions sont le résultat de chutes eustatiques du niveau marin de 20 à 30 m et sont associées à la progradation de prismes de régression forcée sur les bordures du bassin intrashelf. Elles sont comblées pendant la remontée du niveau marin suivante, par des faciès intertidaux à subtidaux, dominés soit par des carbonates, soit par des argiles, en fonction notamment du taux de destruction de l'usine à carbonate et de l'amplitude et la durée de la chute du niveau marin qui les a générées.

Pendant les périodes d'émersion de la plate-forme, le développement de phénomènes de dissolution était limité, probablement du fait de la conjonction de différents facteurs : absence de couvert végétal et de sol, températures élevées, faible gradient hydraulique (20-30 m), profils de dépôt très faiblement inclinés, très faible fracturation, etc. La Formation Natih en Oman correspond à une plate-forme carbonatée très étendue, plane, périodiquement émergée et incisée qui s'est développée dans un contexte climatique tropical et trop humide pour permettre la formation d'évaporites. Toutefois le régime hydro-climatologique de ce type de domaine n'est pas précisément connu, faute d'analogie actuel.

Les perspectives de recherche qui s'inscrivent dans la continuité de ce travail de thèse portent notamment sur les processus diagénétiques associés à ces phases d'émergence et d'incision successives, maintenant bien contraintes d'un point de vue stratigraphique. Les phénomènes de dolomitisation, silicification et le remplissage sparitique des terriers et des fissures au niveau et sous les surfaces d'émergence peuvent-ils constituer des critères de reconnaissance diagnostiques des phases d'émergence ? A quels stades de la séquence paragéométrique ces phénomènes se produisent-ils ? Une étude géochimique détaillée de ces surfaces polygéniques d'émergence-inondation pourrait de plus fournir des renseignements complémentaires quant au paléoclimat global mais aussi local qui régnait pendant les périodes d'émergence et plus globalement pendant le dépôt de la Formation Natih au Cénomani.

L'intégration de données d'affleurement et de données sismiques a permis, dans l'étude présentée ici, de bien documenter la présence d'incisions sur le sommet périodiquement émergé de la plate-forme carbonatée Natih. Ce processus d'incision sur les plates-formes carbonatées émergées, d'amplitude limitée et n'impliquant pas de flux terrigène significatif, n'est certainement pas un cas unique. Les critères de distinction de ces incisions, notamment vis à vis des chenaux tidaux de plate-forme interne établis dans notre étude peuvent être utilisés pour mettre en évidence ce type de structures dans d'autres systèmes de plate-forme carbonatée, d'âge équivalent ou non. Une analyse étendue à l'échelle de la plaque arabe serait d'un intérêt majeur afin de mieux contraindre les facteurs locaux et régionaux qui contrôlent le développement et le remplissage de ces incisions. Des prismes de régression forcée ont en effet été mis en évidence au sein de la Formation Sarvak en Iran, au même niveau stratigraphique que les incisions étudiées (van Buchem *et al.*, 2005). L'étude de ces structures revêt non seulement un intérêt stratigraphique et sédimentologique mais fournit des éléments importants sur l'architecture et les caractéristiques complexes des réservoirs sur les plates-formes carbonatées soumises à des phases d'émergence.

BIBLIOGRAPHIE

- Ahr, W.M., 1973**, The carbonate ramp: an alternative to the shelf model: Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies, v. 23, p. 221-225.
- Al-Ja'aidi, O.S., Al-Siyabi, H., Al-Saadi, Y., 2002**, Natih unconventional play: reviving a dormant play: AAPG meeting 2002, Cairo, Egypt, Abstract 43.
- Allan, J.R., et Matthews, R.K., 1982**, Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis: Sedimentology, v. 29, p. 797-817.
- Alsharhan, A.S., 1995**, Facies variations, diagenesis, and exploration potential of the Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Arabian Gulf: AAPG Bulletin, v. 79, p. 531-550.
- Alsharhan, A.S., et Nairn, A.E.M., 1986**, A review of the Cretaceous Formations in the Arabian Peninsula and Gulf - Part I. Lower Cretaceous (Thamama Group) stratigraphy and paleogeography: Journal of Petroleum Geology, v. 9, p. 365-392.
- Alsharhan, A.S., et Nairn, A.E.M., 1988**, A review of the Cretaceous Formations in the Arabian Peninsula and Gulf - Part II. Mid-Cretaceous (Wasia Group) stratigraphy and paleogeography: Journal of Petroleum Geology, v. 11, p. 89-112.
- Al-Siyabi, H.A., Al-Habsi, A.H., Partington, M., 2002**, A new look at an old play: an integrated evaluation approach targeting Natih stratigraphic opportunities, Geo-2002 Conference Abstract: GeoArabia, v. 7, p. 204.
- Anselmetti, F.J., et Eberli, G.P., 1997**, Sonic velocity in carbonate sediments and rocks, *in* : Palaz, I., et Marfurt, F.J., eds., Carbonate Seismology: SEG Development Series, v. 6, p. 53-74.
- Anselmetti, F.S., Eberli, G.P., et Bernoulli, D., 1997**, Seismic modeling of a carbonate platform margin (Montagna della Maiella, Italy): variations in seismic facies and implications for sequence stratigraphy, *in*: Palaz, I., et Marfurt, F.J., eds., Carbonate Seismology: SEG Development Series, v. 6, p. 373-406.
- Arnaud-Vanneau, A., et Arnaud, H., 1990**, Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and Northern Subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura), *in*: Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.R., and Read, J.F., eds., Carbonate Platforms, Facies, Sequences and Evolution: International Association of Sedimentologists Special Publication 9, p. 203-233.
- Ashley, G.M., 1990**, Classification of large-scale subaqueous bedforms : a new look at an old problem: Journal of Sedimentary Petrologie, v. 60, p. 160-172.
- Bain, R.J., et Foos, A.M., 1993**, Carbonate microfabrics related to subaerial exposure and paleosol formation, *in*: Rezak, R., et Lavoie, D., eds., Carbonate Microfabrics: New York, Springer-Verlag, Frontiers in Sedimentology, p. 19-27.
- Barthel, K.W., 1974**, Black pebbles, fossil and recent, on and near coral islands: Proc. Soc. Intern. Coral Reef Symposium, v. 2, p. 395-399.
- Bathurst, R.G.C., 1975**, Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in Sedimentology 12, Elsevier, Amsterdam, 620 p.
- Bathurst, R.G.C., 1987**, Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction: Sedimentology, v. 34, p. 749-778.
- Béchenec, F., Le Métour, J. et Roger, J., 1993**, Geological map of the Sultanate of Oman, scale 1:1,000,000, with Explanatory Notes: Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Béchenec, F., Le Métour, J., Rabu, D., Bourdillon-Jeudy de Grissac, C., De Wever, P., Beurrier, M., et Villey, M., 1990**, The Hawasina Nappes: stratigraphy, palaeogeography and structural evolution of a fragment of the south-Tethyan passive continental margin,

- in*: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., et Ries, A.C., eds., The Geology and Tectonics of the Oman Region: Geological Society of London, Special Publication 49, p. 213-223.
- Béchenec, F., Le Métour, J., Rabu, D., Villey, M., et Beurrier, M., 1988**, The Hawasina Basin: a fragment of starved, passive, continental margin thrust over the Arabian Platform during obduction of the Samail Nappe: Tectonophysics, v. 151, p. 323-343.
- Béchenec, F., Wyns, R., Roger, J., Le Métour, J., et Chevrel, S., 1992**, Explanatory Notes to the Geological map of Nazwa, Sheet NF40-07: Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Berkhout, A.J., 1980**, Seismic migration: Amsterdam, Elsevier, p. 291-296.
- Bertoni, C., et Cartwright, J., 2005**, 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean): Basin Research, v. 17, p. 43-62.
- Beurrier, M., 1987**, Géologie de la Nappe ophiolitique de Samail dans les parties orientale et centrale des Montagnes d'Oman: Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, France, 412 p.
- Bhattacharyya, A., et Chakraborty, C., 2000**, Analysis of sedimentary successions: a field manual: A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield (International edition).
- Biddle, K.T., Schlager, W., Rudolph, K.W., et Bush, T.L., 1992**, Seismic model of a progradational carbonate platform, Picco de Vallandro, the Dolomites, northern Italy: AAPG Bulletin, v. 76/1, p. 14-30.
- Boardman, M.R., et Carney, C., 1991**, Origin and accumulation of lime mud in ooid tidal channels, Bahamas: Journal of Sedimentary Petrology, v. 61, p. 661-680.
- Bond, G.C., Kominz, M.A., et Beavan, J., 1991**, Evidence for orbital forcing of Middle Cambrian peritidal cycles: Wah Wah range, south-central Utah, *in*: Franseen, E.K., Watney, W.L., Kendall, C.G.St.C., et Ross, W., eds., Sedimentary Modeling: Computer Simulations and Methods for Improved Parameter Definition: Kansas Geological Survey, Bulletin 233, p. 293-318.
- Bosak, P., Ford, D.C., Glazek, J., et Horacek, I., eds., 1989**, Paleokarst. A systematic and regional review: Elsevier, Amsterdam, 725 p.
- Boudier, F., Bouchez, J.L., Nicolas, A., Canat, M., Ceuleneer, G., Misseri, M., et Montigny, R., 1985**, Kinematics of oceanic thrusting in the Oman Ophiolites. Model of plate convergence: Earth and Planetary Science Letters, v. 75, p. 215-222.
- Boulvain, F., 2004**, www.ulg.ac.be/geolsed/sedim/compl_sedim
- Bracco Gartner, G.L., et Schlager, W., 1999**, Discrimination between onlap and lithologic interfingering in seismic models of outcrops: AAPG Bulletin, v. 83/6, p. 952-971.
- Breton, J-P., Béchenec, F., Le Métour, J., Moen-Maurel, L., et Razin, P., 2004**, Eoalpine (Cretaceous) evolution of the Oman Tethyan continental margin: insights from a structural field study in Jabal Akhdar (Oman Mountains): GeoArabia, v. 9, p. 41-58.
- Brown, M.A., Archer, A.W., et Kvale, E.P., 1990**, Neap-spring tidal cyclicity in laminated carbonate-channel fill deposits and its implications: Salem limestone (Mississippian), South-Central Indiana, U.S.A.: Journal of Sedimentary Petrology, v. 60, p. 152-159.
- Budd, D.A., Gaswirth, S.B., et Oliver, W.L., 2002**, Quantification of macroscopic subaerial exposure features in carbonate rocks: Journal of Sedimentary Research, v. 72, p. 917-928.
- Budd, D.A., Saller, A.H., et Harris, P.M., 1995**, Unconformities and porosity in carbonate strata: AAPG, Memoir 63, 313 p.
- Burchette, T.P., 1993**, Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), Southern Arabian Gulf: Carbonate platform growth along a cratonic basin margin, *in*: Simo, J.A.T., Scott, R.W., et Masse, J.P., eds., Cretaceous carbonate platforms, AAPG Memoir, v. 56, p. 185-199.
- Burchette, T.P., et Wright, P., 1992**, Carbonate ramp depositional systems: Sedimentary Geology, v. 79, p. 3-57.
- Buxton, T.M., et Sibley, D.F., 1981**, Pressure solution features in a shallow buried limestone: Journal of Sedimentary Petrology, v. 51, p. 19-26.
- Campbell, A.E., et Stafleu, J., 1992**, Seismic modelling of an Early Jurassic, drowned carbonate platform: the Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco: AAPG Bulletin, v. 76/11, p. 1760-1777.

- Carrio-Schaffhauser, E., 2004**, La diagenèse en domaine carbonaté, *in*: Preat, A., Arnaud-Vanneau, A., Carrio, E., Arnaud, H., et Ferry, S., Ecole d'été: carbonates récifaux et de plate-forme, Grenoble 2004: Publ. Ass. Sédiment. Français, Paris, v. 45, 171 p.
- Choquette, P.W., et James, N. P., eds., 1988**, Paleokarst: Springer-Verlag, New York, p. 1–21.
- Clari, P.A., Dela Pierre, F., et Martire, L., 1995**, Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples: *Sedimentary Geology*, v. 100, p. 97-121.
- Cooke, S. et Rohling, E.J., 2001**, Stable isotopes in foraminiferal carbonate: Southampton Oceanography Centre Internal Document, v. 72, 56p. (Unpublished manuscript)
- Cortis, A.L., Asyee, W.H., Borgomano, J., Foster, K.A., Godfrey, S., Harris, K., Lawati, M., Masaferrero, J.L., van Konijnenburg, J.H., et Vizamora, A., 2001**, Comparative seismo-stratigraphic architecture of two Cretaceous carbonate platform sequences: influence of local tectonics and sea-level fluctuations on development of reservoir architecture: Society of Petroleum Engineers (SPE) publication, no. 68145.
- Crevello, P.D., et Schlager, W., 1980**, Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p. 1121-1148.
- da Silva, A.C., et Boulvain, F., 2002**, Sedimentology, magnetic susceptibility and isotopes of a Middle Frasnian carbonate platform: Tailfer section, Belgium: *Facies*, v. 46, p. 89-102.
- Dabrio, C.J., Esteban, M., et Martin, J.M., 1981**, The coral reef of Nijar, Messinian (uppermost Miocene), Almeria Province, SE Spain: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 521-539.
- Dalrymple, R.W., Boyd, R., et Zaitlin, B.A., eds., 1994**, Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences: SEPM, Special Publication 51, 391p.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., et Boyd, R., 1992**, Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 1130-1146.
- Davies, R.J., Cartwright, J.A., Stewart, S.A., Lappin, M., et Underhill, J.R., eds., 2004**, 3D Seismic Technology: Application to the Exploration of Sedimentary Basins, Geological Society of London, Memoir 29, 355 p.
- Driese, S.G., Srinivasan, K., Mora, C.I., et Stapor, F.W., 1994**, Paleoweathering of Mississippian Monteagle Limestone preceding development of a lower Chesterian transgressive systems tract and sequence boundary, middle Tennessee and northern Alabama: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 106, p. 866–878.
- Droste, H., et Van Steenwinkel, M., 2004**, Stratal geometries and patterns of platform carbonates: The Cretaceous of Oman, *in*: Eberli, G., Masaferrero, J.L., et Sarg, J.F.R., eds., *Seismic imaging of Carbonate Reservoirs and Systems*, AAPG Memoir, v. 81.
- Droste, H., 1990**, Depositional cycles and source rock development in an epeiric intra-platform basin: the Hanifa Formation of the Arabian Peninsula: *Sedimentary Geology*, v. 61, p. 281-296.
- Droste, H., 2004**, Field guide to wadi Mi'aidin, unpublished.
- Eberli, G.P., Baechle, G.T., Anselmetti, F.S., et Incze, M.L., 2003**, Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks: *The Leading Edge*, v. 22, p. 654-660.
- Elrick, M., et Read, J.F., 1991**, Cyclic ramp-to-basin carbonate deposits, Lower Mississippian, Wyoming and Montana: a combined field and computer modeling study, *in*: Fisher, A.G., et Botjer, D.J., eds., *Orbital forcing and sedimentary sequences*: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61, p. 1194-1224.
- Elvebakk, G., Hunt, D.W., et Stemmerik, L., 2002**, From isolated build-ups to buildup mosaics: 3D seismic sheds new light on upper Carboniferous-Permian fault controlled carbonate build ups, Norwegian Barents Sea: *Sedimentary Geology*, v. 152, p. 7-17.
- Emery, D., et Myers, K., 1996**, *Sequence stratigraphy*: Blackwell Science, 297 p.
- Esker, D., Eberli, G.P., et McNeill, D., 1998**, The structural and sedimentological controls on reoccupation of Quaternary incised valleys, Belize Southern Lagoon: *AAPG Bulletin*, v. 82, p. 2075-2109.

- Esteban, M., et Klappa, C.F., 1983**, Subaerial exposure environment, *in*: Scholle, P.A., Bebout, D.B., et Moore, C.H., eds., Carbonate depositional environments: AAPG Memoir, v. 33, p. 1-54.
- Ferreri, V., Weissert, H., D'Argenio, B., et Buonocunto, F.P., 1997**, Carbon-isotope stratigraphy: a tool for basin to carbonate platform correlation: *Terra Nova*, v. 9, p. 57-61.
- Ferro, C.E., Droxler, A.W., Anderson, J.B., et Mucciarone, D., 1999**, Late Quaternary shift of mixed siliclastic - carbonate environments induced by glacial eustatic sea-level fluctuations in Belize, *in*: Harris, P.M., Saller, A.H., et Simo, J.A.T., eds., Recent advances in carbonate sequence stratigraphy: applications to reservoirs, outcrops, and models: SEPM, Special Publication 63, p. 385-411.
- Flügel, E., 1982**, Microfacies analysis of limestones, translated by K. Christenson, Springer-Verlag, New York, 633 p.
- Föllmi, K.B., Weissert, H., Bisping, M., et Funk, H., 1994**, Phosphogenesis, carbon isotope stratigraphy, and carbonate platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 106, p. 729-746.
- Ford, D.C., et Williams, P.W., 1989**, Karst geomorphology and hydrology, Unwin Hyman, London.
- Fouke, B.W., Everts, A.W., Zwart, E.W., Schlager, W., Smalley, P.C., et Weissert, H., 1995**, Subaerial exposure unconformities on the Vercors carbonate platform (SE France) and their sequence stratigraphic significance, *in*: Howell, J.A., et Aitken, J.F., eds, High resolution sequence stratigraphy: Innovations and Applications: Geological Society Special publication, v. 104, p. 295-320.
- Friedman, G.M., 1964**, Early diagenesis and lithification in carbonate sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 34, p. 777-813.
- Gale, A.S., Hardenbol, J., Hathway, B., Kennedy, W.J., Young, J.R., and Phansalkar, V., 2002**, Global correlation of Cenomanian (Upper Cretaceous) sequences: evidence for Milankovitch control on sea level: *Geology*, v. 30, p. 291-294.
- Glennie, K.W., Boeuf, M.G.A., Hughes-Clarke, M.W., Moody-Stuart, M., Pilaar W., et Reinhardt, B.M., 1974**, Geology of the Oman Mountains: Koninklijk Nederlands Geologisch en Mijnbouwkundig Genootschap, Transactions, v. 31.
- Goldhammer, R.K., et Harris, M.T., 1989**, Eustatic controls on the stratigraphy and geometry of the Latemar buildup (Middle Triassic), the Dolomites of northern Italy, *in*: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F., et Read, J.F., eds., Controls on carbonate platform and basin development: *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, v. 44, p. 323-338.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., et Dunn, P.A., 1993**, The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Gp, west Texas): constraints from outcrop data and stratigraphic modeling: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 318-359.
- Goldhammer, R.K., Oswald, E.J., et Dunn, P.A., 1991**, Hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Middle Pennsylvanian shelf carbonates of the Paradox Basin, *in*: Franseen, E.K., Watney, W.L., Kendall, C.G.St.C., et Ross, W., eds., *Sedimentary Modeling: Computer Simulations and Methods for Improved Parameter Definition*: Kansas Geological Survey, Bulletin, v. 233, p. 361-413.
- Golonka, J., Ross, M.I., et Scotese, C.R., 1994**, Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps, *in*: Embry, A.F., Beauchamp, B., et Glass, D.J., eds., *Pangea: Global Environments and Resources*: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 17, p. 1-48.
- Gomez-Perez, I., Fernandez-Mendiola, P.A., et Garcia-Mondejar, J., 1998**, Constructional dynamics for a lower Cretaceous carbonate ramp, *in*: Wright, V.P., et Burchette, T.P., eds., *Carbonate Ramps*: Geological Society of London, Special Publication 149, p. 229-252.
- Goudie, 1973**, Duricrusts in tropical and subtropical landscapes, Oxford: Clarendon, 174 p.
- Grélaud, C., Schwab, A.M., Homewood, P.W., Droste, H., van Buchem, F., et Razin, P., 2005**, The Natih Formation of Oman (Late Albian, Early Turonian) : sedimentology, high resolution sequence stratigraphy and seismic modelling of Carbonate Platform and

- Intrashelf Basin deposits : Field guide BF2, 24th IAS meeting of sedimentology, Mascate, Oman.
- Hanna, S.S., 1990**, The Alpine deformation of the Central Oman Mountains, *in* : Robertson, A.H.F., Searle, M.P., et Ries, A.C., eds., The Geology and Tectonics of the Oman region : Geological Society of London, Special Publication 49.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., et Vail, P.R., 1988**, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change, *in*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.StC., Posamentier, H.W., Ross, C.A., et Van Wagoner, J.C., eds., Sea Level Changes: An Integrated Approach: SEPM Special Publication 42, p.71-108.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Martin, B., Jacquin, Th., de Graciansky, P-Ch., et Vail, P.R., 1998**, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, *in*: de Graciansky, P-Ch., Hardenbol, J., Jacquin, Th., et Vail, P.R., eds., Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins: SEPM Special Publication 60, p. 3-14.
- Heckel, P.H., 1980**, Paleogeography of eustatic model for deposition of midcontinent Upper Pennsylvanian cyclothems, *in*: Fouch, T.D., et Magathan, E.R., eds., Paleozoic paleogeography of west-central United States Paleogeography symposium 1. Rocky Mountain Section: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 197-215.
- Heckel, P.H., 1994**, Evaluation of evidence for glacio-eustatic control over marine Pennsylvanian cyclothems in North America and consideration of possible tectonic effects, *in*: Tectonic and eustatic controls on sedimentary cycles: SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 4, Society for Sedimentary Geology, p. 65-87.
- Helland-Hansen, W., Helle, H.B., et Sunde, K., 1994**, Seismic modeling of Tertiary sandstone clinothems, Spitsbergen: Basin Research, v. 6, p. 181-191.
- Hillgärtner, H., 1998**, Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland): Journal of Sedimentary Research, v. 68, p. 1093-1108.
- Holland, S.M. et Patzkowsky, M.E., 1998**, Sequence stratigraphy and relative sea-level history of the Middle and Upper Ordovician of the Nashville Dome, Tennessee: Journal of Sedimentary Research, v. 68, p. 684-699.
- Homewood, P.W., Al Ja'aidi, O., Razin, P., et Schwab, A.M., 2002**, When carbonate platforms emerge: hints of the missing record from the Cretaceous Natih Formation in Oman (abstract): 16th International Sedimentological Congress, Rand Afrikaans University, Johannesburg, South Africa, p. 160-161.
- Homewood, P.W., Mauriaud, P., et Lafont, F., 2000**, Best practices in Sequence Stratigraphy for explorationists and reservoir engineers. [Vade-mecum de Stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir]. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Memoir 25, 81 p., 50 fig.
- Hughes-Clarke, M.W., 1988**, Stratigraphy and rock unit nomenclature in the oil producing area of interior Oman: Journal of Petroleum Geology, v. 11, p. 5-60.
- Hunt, D., et Tucker, M.E., 1992**, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract; deposition during base-level fall: Sedimentary Geology, v. 81, p. 1-9.
- Hunt, D., et Tucker, M.E., 1993**, Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France, *in*: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., et Allen, G.P., eds., Sequence Stratigraphy and Facies Associations: Spec. Pubs Int. Ass. Sediment., v. 18, p. 307-341.
- Immenhauser, A., Creusen, A., Esteban, M., et Vonhof, H.B., 2000**, Recognition and interpretation of polygenic discontinuity surfaces in the Middle Cretaceous Shuaiba, Nahr Umr, and Natih Formations of northern Oman: GeoArabia, v. 5, p. 299-322.
- Immenhauser, A., Hillgärtner, H., Sattler, U., Bertotti, G., Van der Kooij, B., Van Bentum, E., Van Koppen, J., Verwer, K., Immenhauser-Potthast, I., Schoepfer, P., Vahrenkamp, V., Hoogerduijn-Strating, E., Peters, J., Homewood, P., Droste, H.J., Swinkels, W., Steuber, T., Masse, J.P., et Al Maskery, S.A.J., 2004**, The Barremian-Lower Aptian Qishn Formation (Huqf Area, Oman): an outcrop analogue for Kharai/Shuaiba Subsurface Reservoirs: GeoArabia, v. 9, p. 153-194.

- Immenhauser, A., Kenter, J.A.M., Ganssen, G., Bahamonde, J.R., Van Vliet, A., et Saher, M.H., 2002**, Origin and significance of isotope shifts in Pennsylvanian carbonates (Asturias, NW Spain): *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 82-94.
- Immenhauser, A., Schlager, W., Burns, S.J., Scott, T., Geel, R.W., Lehmann, J., van der Gaast, S. et Bolder-Schrijver, L.J.A., 1999**, Late Aptian to Late Albian sea-level fluctuations constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Fm, Oman): *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, p. 434-446.
- James, N.P., et Choquette, P.W., eds., 1988**, *Paleokarst*, New York: Springer-Verlag, 416 p.
- Jennings, J.N., 1968**, Syngenetic karst in Australia, *in*: Williams, P.W., et Jennings, J.N., eds., *Contributions to the study of karst*, Canberra, Australia: Australian National University Research School of Pacific Studies Publication G5, p. 41-110.
- Jindrich, V., 1969**, Recent carbonate sedimentation by tidal channels in the Lower Florida Keys: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 39, p. 531-553.
- Joachimski, M.M., 1994**, Subaerial exposure and deposition of shallowing-up sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura mountains: *Sedimentology*, v. 41, p. 805-824.
- Kearey, P., et Brooks, M., 1991**, *An introduction to geophysical exploration*: Blackwell Science, 254 p.
- Keating, J., 2001**, The application of volume visualization and attribute analysis to the characterization of Cretaceous carbonate systems, north Oman: *Proceedings of the 1st Petroleum Development Oman Seismic for Enhance Reservoir Characterization International Seminar*, paper no. 9, 12p.
- Kennedy, W.J., et Simmons, M.D., 1991**, Mid-Cretaceous ammonites and associated microfossils from the central Oman Mountains: *Newsletter in Stratigraphy*, v. 25, p. 127-154.
- Kenter, J.A.M., Bracco Gartner, G.L., et Schlager, W., 2001**, Seismic models of a mixed carbonate-siliciclastic shelf margin: Permian upper San Andres Formation, Last Chance Canyon, New Mexico: *Geophysics*, v. 66, p. 1744-1748.
- Kenter, J.A.M., Podladchikov, F.F., Reinders, M., Van der Gaast, S.J., Fouke, B.W., et Sonnenfeld, M.D., 1997**, Parameters controlling sonic velocities in a mixed carbonate-siliciclastic Permian shelf-margin (upper San Andres formation, Last Chance Canyon, New Mexico): *Geophysics*, v. 62, p. 505-520.
- Koerschner, W.F., et Read, J.F., 1989**, Field and modelling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p. 654-687.
- Kolla, V., Bourges, P., Urruty, J.M., et Safa, P., 2001**, Evolution of deep-water Tertiary sinuous channels offshore Angola (West Africa) and implications for reservoir architecture: *AAPG Bull.*, v. 85, p. 1373-1405.
- Kolla, V., Posamentier, H.W., et Eichenseer, H., 1995**, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract : deposition during base-level fall-discussion : *Sedimentary Geology*, v. 95, p. 139-145.
- Konert, G., Afifi, A.M., Al-Hajri, S.A., Droste, H. J., 2001**, Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian Plate : *GeoArabia*, v. 6, p. 407-442.
- Kyle, R.J., 1983**, Economic aspects of subaerial carbonates, *in*: Scholle, P.A., Bebout, D.B., et Moore, C.H., eds., *Carbonate depositional environments*: AAPG, Memoir 33, p. 73-92.
- Labaume, P., Carrio-Schaffhauser, E., Gamond, J.F., et Renard, F., 2004**, Deformation and fluid driven mass transfers in the recent fault zones of the Corinth Rift (Greece), *in*: Cornet, F., et Moretti, I, eds., *The Corinth Rift Laboratory*, C.R. Geoscience, v. 336, p. 375-383.
- Le Métour, J., Michel, J.C., Béchenec, F., Platel, J.P., et Roger, J., 1995**, *Geology and mineral wealth of the Sultanate of Oman*: Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 285 p.
- Le Métour, J., Rabu, D., Tegye, M., Béchenec, F., Beurrier, M., et Villey, M., 1990**, Subduction and obduction: two stages in the Eo-Alpine tectonometamorphic evolution of the Oman Mountains, *in*: Robertson, A.H.F, Searle, M. P., et Ries, A.C., eds., *The*

- Geology and Tectonics of the Oman Region: Geological Society of London, Special Publication 49, p. 327-340.
- Lebec, A., 2004**, Architecture et dynamique des systèmes carbonatés de la plate-forme crétacée inférieure du Sultanat d'Oman: corrélations entre données de sismique et d'affleurements: Thèse de doctorat de l'Université de Bordeaux 3, 267 p.
- LeBlanc, R.J., O'Brien, G.D., Barwis, J.H., et Buettner, C.E.J., 1987**, Book Cliffs, Utah, *in*: Bally, A.W., ed., Atlas of seismic stratigraphy: AAPG Studies in Geology, v. 27, p. 130-133.
- Longman, M.W., 1980**, Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments: AAPG Bulletin, v. 63, p. 461-487.
- Loosveld, R.J.H., Bell, A., et Terken, J.J.M., 1996**, The tectonic evolution of interior Oman : GeoArabia, v. 1, p. 28-51.
- Mansour, W., 2005**, Rapport interne Petroleum Development Oman (PDO), non-publié.
- Masafiero, J.L., Bourne, R., et Jauffred, J.C., 2003**, 3D visualization of carbonate reservoirs: The Leading Edge, January, p. 18-25.
- Meyers, W.J., et Lohmann, K.C., 1985**, Isotope geochemistry of regionally extensive calcite cement zones and marine components in Mississippian limestones, *in*: Schneiderman, N., et Harris, P.M., eds., Carbonate Cements: Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 36, p. 223-239.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., et Sangree, J.B., 1977**, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, *in*: Payton, C.E., ed., Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir 26, p. 117-133.
- Moore, C.F.Jr., 1979**, Porosity in carbonate rock sequences, *in*: Geology of carbonate porosity: AAPG continuing education course note series 11, p. A1-A124.
- Moore, C.H., 2001**, Carbonate reservoirs-porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework: Developments in sedimentology 55, Elsevier, 444 p.
- Morse, J.W., et Mackenzie, F.T., 1990**, Geochemistry of Sedimentary Carbonates: New York, Elsevier, Developments in Sedimentology 48, 707 p.
- Moshier, S.O., Handford, C.R., Scott, R.W., et Boutell, R.D., 1988**, Giant gas accumulation in a "chalky"-textured micritic limestone, Lower Cretaceous Shuaiba Formation, eastern United Arab Emirates, *in*: Lomando, A.J., et Harris, P.M., eds., Giant Oil and Gas Fields: SEPM, Core Workshop 12, p. 229-272.
- Moss, S.J., et Tucker, M.E., 1996**, Dolomitization associated with transgressive surfaces - a mid-Cretaceous example: Sedimentary Geology, v. 107, p. 11-20.
- Murris, R.J., 1980**, Middle East: Stratigraphic evolution and oil habitat: AAPG Bulletin, v. 64, p. 597-618.
- Myroie, J.E., et Carew, J.L., 1995**, Karst development on carbonate islands, *in*: Budd, D.A., Saller, A.H., et Harris, P.A., eds., Unconformities in Carbonate Strata – Their Recognition and the Significance of Associated Porosity: AAPG Memoir 63, p. 55-76.
- Nolan, S.C., Skelton, P.W., Clissold, B.P., et Smewing, J.D., 1990**, Maastrichtian to early Tertiary stratigraphy and palaeogeography of the Central and Northern Oman Mountains, *in*: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., et Ries, A.C., eds., The Geology and Tectonics of the Oman Region: Geological Society of London, Special Publication 49, p. 307-325, p. 495-520.
- Nordfjord, S., Goff, J.A., Austin, J.A.Jr., et Sommerfield, C.K., 2005**, Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey outer shelf: assessing past environmental conditions: Marine Geology, v. 214, p. 339-364.
- Pascoe, R.P., Evans, N.P., et Harland, T.L., 1995**, The generation of unconformities within the Mishrif and Laffan Formations of Dubai and adjacent areas: applications to exploration and production, *in*: Al-Husseini, M.I., ed., Middle East Petroleum Geosciences GEO '94, v. 2, p. 749-760.
- Patton, T.L., et Connor, S.J.O., 1988**, Cretaceous flexural history of northern Oman Mountain foredeep, United Arab Emirates: AAPG Bulletin, v. 72, p. 797-809.

- Payton, C.E., 1977**, ed., Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir 26, 516 p.
- Philip, J., Borgomano, J., et Al-Maskiry, S., 1995**, Cenomanian-Early Turonian carbonate platform of Northern Oman: stratigraphy and palaeo-environments: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 119, p. 77-92.
- Pillevuit, A., 1993**, Les Blocs Exotiques du Sultanat d'Oman: Evolution paléogéographique d'une marge passive flexurale: *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, v. 17, 249 p.
- Platel, J.P., Béchenec, F., Berthiaux, A., Dubreuilh, J., Le Métour, J., Roger, J., et Wyns, R., 1992**, Geological map of Duqm and Madraca, Sheets NE 40-03/07, scale 1:250,000: Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Plint, A.G., et Wadsworth, J.A., 2003**, Sedimentology and palaeogeomorphology of four large valley systems incising delta plains, western Canada Foreland Basin: implications for mid-Cretaceous sea-level changes: *Sedimentology*, v. 50, p. 1147-1186.
- Pomar, L., 2001**, Types of carbonate platforms, a genetic approach: *Basin Research*, v. 13, p. 313-334.
- Posamentier, H.W., 2004**, Seismic geomorphology: imaging elements of depositional systems from shelf to deep basin using 3D seismic data: implications for exploration and development, *in*: Davies, R.J., Cartwright, J., Stewart, S.A., Underhill, J.R., et Lappin, M., eds., 3D Seismic Technology: Application to the Exploration of Sedimentary Basins, Geol. Soc. London, Memoir 29, p. 11-24.
- Posamentier, H.W., et James, D.P., 1993**, An overview of sequence stratigraphic concepts: uses and abuses: *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, v. 8, p. 3-18.
- Posamentier, H.W., et Vail, P.R., 1988**, Eustatic controls on clastic deposition, II, Sequence and systems tract models, *in*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.StC., Posamentier, H.W., Ross, C.A., et Van Wagoner, J.C., eds., Sea Level Changes: an Integrated Approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 125-154.
- Posamentier, H.W., et Venkatarathnan, K., 2003**, Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep water settings: *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 367-388.
- Pratt, B.R., et Smewing, J.D., 1993**, Early Cretaceous platform-margin configuration and evolution in the central Oman Mountains, Arabian Peninsula: *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 225-244.
- Preat, A., Arnaud-Vanneau, A., Carrio, E., Arnaud, H., et Ferry, S., 2004**, Ecole d'été: carbonates récifaux et de plate-forme, Grenoble 2004: Publication de l'Association des Sédimentologues Français, Paris, v. 45, 171 p.
- Price, G.D., 1999**, The evidence and implications of Mesozoic polar ice: *Earth-Science Reviews*, v. 48, p. 183-210.
- Rabu, D., 1987**, Géologie de l'Autochtone des Montagnes d'Oman: la fenêtre du Jabal Akhdar. La semelle métamorphique de la Nappe ophiolitique de Samail dans les parties orientale et centrale des Montagnes d'Oman: une revue: Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 582 p.
- Rabu, D., Le Métour, J., Béchenec, F., Beurrier, M., Villey, M., et Bourdillon-de Grissac, C., 1990**, Sedimentary aspects of the Eo-Alpine cycle on the northeast edge of the Arabian Platform (Oman Mountains), *in*: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., et Ries, A.C., eds., The Geology and Tectonics of the Oman Region: Geological Society of London, Special Publication 49, p. 49-68.
- Rankey, E.C., 2002**, Carbonate-filled channel complexes on carbonate ramps: an example from the Peerless Park Member [Keokuk Limestone, Viséan, Lower Carboniferous (Mississippian)], St. Louis, MO, USA: *Sedimentary geology*, v. 155, p. 45-61.
- Rankey, E.C., et Bachtel, S.L., 1998**, Subaerial exposure surfaces in carbonate sequences: their recognition and significance, *in*: Cox, D.M., ed., Upper Pennsylvanian and Wolfcampian mixed carbonate-siliciclastic systems, Sacramento Mountains, New Mexico: West Texas Geological Society Publication, v. 98-104, Midland, Texas, p. 115-136.

- Rankey, E.C., Bachtel, S.L., et Kaufman, J., 1999**, Controls on stratigraphic architecture of icehouse mixed carbonate – siliciclastic systems: a case study from the Holder Formation (Pennsylvanian, Virgilian), Sacramento Mountains, New Mexico, *in*: Harris, P.M., Saller, A.H., et Simo, J.A.T., eds., *Recent Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Applications to Reservoirs, Outcrops, and Models*: SEPM, Special Publication 63, p. 127-150.
- Rasmussen, K.A., et Neumann, A.C., 1988**, Holocene overprints of Pleistocene paleokarst: Bight of Abaco, Bahamas, *in*: James, N.P., et Choquette, P.W., eds., *Paleokarst*: Berlin, Springer-Verlag, p. 132–148.
- Razin, P., van Buchem, F.S.P., Lebec, A., Grélaud, C., Hillgärtner, H., Homewood, P., Schwab, A., et Droste, H., 2005**, The Cretaceous carbonate platform in Oman : sequence stratigraphy, stratal geometries and controlling factors : Abstract, 24th IAS meeting of sedimentology, Muscat, Oman.
- Read, J.F., et Horbury, A.D., 1993**, Eustatic and tectonic controls on porosity evolution beneath sequence-bounding unconformities and parasequence disconformities on carbonate platforms, *in*: Robinson, A.G. et Horbury, A.D., *Diagenesis and basin development*, AAPG Studies in Geology, v. 36, p. 155-197.
- Read, J.F., 1998**, Phanerozoic carbonate ramps from greenhouse, transitional and ice-house worlds: clues from field and modelling studies, *in*: Wright, V.P., et Burchette, T.P., eds., *Carbonate Ramps*, Geological Society, London, Special Publication 149, p. 107-135.
- Robertson, A.H.F., Searle, M.P., et Ries, A.C., eds., 1990**, *The Geology and Tectonics of the Oman region*: Geological Society of London, Special Publication 49.
- Rouchy, J.M., 1982**, La g n se des  vaporites messiniennes de Méditerranée: M m. Mus um Nat. Hist. Nat., Série C, Sciences de la Terre, Tome L., p. 1-267.
- Rousseau, M., 2004**, Volumes et transferts des sédiments carbonatés du Jurassique Moyen sur la Péninsule Arabique : Thèse de doctorat de l'Université Claude Bernard, Lyon1, 300 p.
- Rudolph, K.W., Schlager, W., et Biddle, K.T., 1989**, Seismic models of a carbonate foreslope-to-basin transition, Picco di Vallandro, Dolomite Alps, northern Italy, *Geology*, v. 17, p. 453-456.
- Salomon, J.-N., 2000**, *Pr cis de karstologie*, Presse Universitaire de Bordeaux, Pessac, 246 p.
- Sarg, J.F., 1988**, Carbonate sequence stratigraphy, *in*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., et Van Wagoner, J.C., eds., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*: SEPM, Special Publication 42, p. 155-182.
- Sattler, U., Immenhauser, A., Hillgärtner, H., et Esteban, M., 2005**, Characterization, lateral variability and lateral extent of discontinuity surfaces on a Carbonate Platform (Barremian to Lower Aptian, Oman): *Sedimentology*, v. 52, p. 339-361.
- Schlager, W., 1991**, Depositional bias and environmental change - important factors in sequence stratigraphy: *Sedimentary Geology*, v. 70, p. 109–130.
- Schlager, W., 1993**, Accommodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences, *Sedimentary Geology*, v. 86, p. 111-136.
- Schlager, W., Biddle, K.T., et Stafleu, J., 1991**, Picco di Vallandro (D rrenstein) - a platform-basin transition in outcrop and seismic model: Dolomieu Conference, p. 1–22.
- Schwab, A.M., et Pince, J.-M., 1996**, Oligocene-Miocene shallow carbonates in offshore Tunisia: a composite case study for a stratigraphic seismic forward model: *Bull. Soc. Géol. France*, v. 5, p. 234-246.
- Schwab, A.M., 2003**, Improved seismic stratigraphic interpretation of carbonates using outcrop data, Ph.D. Thesis, Aberdeen University, Aberdeen, 209 p.
- Schwab, A.M., et Eberli, G.P., 2000**, Synthetic seismic model of the Miette buildup margin: a comparison to the subsurface seismic section of the Redwater reef margin, *in*: Homewood, P.W., et Eberli, G.P., eds., *Genetic stratigraphy on the exploration and production scales: case studies from the Pennsylvanian of the Paradox Basin and the upper Devonian of Alberta*: Mem. 24 Bull. Elf Aquitaine, p. 203-223.

- Schwab, A.M., Homewood, P.W., van Buchem, F.S.P., et Razin, P., 2005**, Seismic forward model of a Natih Formation outcrop: the Adam Foothills Transect (northern Oman): *GeoArabia*, v. 10, p. 17-44.
- Scott, R.W., 1990**, Chronostratigraphy of the Cretaceous carbonate shelf, southeastern Arabia, *in*: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., et Ries, A.C., eds., *The Geology and Tectonics of the Oman Region*: Geological Society of London, Special Publication 49, p. 89-108.
- Seyfried, H., 1980**, Über die Bildungsbereiche mediterraner Jurasedimente am Beispiel der Betschen Kordillere (Südost-Spanien). *Geol. Rdsch.*, v. 69, p. 149-178.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., et Simmons, M.D., 2001**, Arabian plate sequence stratigraphy: *GeoArabia*, Special Publication 2, 371 p.
- Sheriff, R.E., 1976**, Inferring stratigraphy from seismic data: *AAPG Bulletin*, v. 60, p.528-542.
- Sheriff, R.E., 1977**, Resolution of seismic reflections, *in*: Payton, C.E., ed., *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*: AAPG Memoir 26: p. 3-14.
- Sheriff, R.E., 1985**, Aspects of seismic resolution, *in*: Berg, O.R., et Woolverton, D.G., eds., *Seismic Stratigraphy II*, AAPG Memoir 39, p. 1-10.
- Sheriff, R.E., 1997**, Seismic Resolution a key element: *AAPG Explorer*, Interpreter's corner.
- Shinn, E.A., 1983**, Tidal flat environments, *in*: Scholle, P.A., Bebout, D.B., et Moore, C.H., eds., *Carbonate Depositional Environments*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33, p. 171-210.
- Shinn, E.A., Lloyd, R.M., et Ginsburg, R.N., 1969**, Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 39, p. 1202-1228.
- Simmons, M.D., et Hart, M.B., 1987**, The biostratigraphy and microfacies of the Early to mid-Cretaceous carbonates of Wadi Mu'aydin, Central Oman Mountains, *in*: Hart, M.B., ed., *Micropalaeontology of Carbonate Environments*: Ellis Horwood Ltd., Chichester, p. 176-207.
- Smart, P.L., et Whitaker, F.F., 1990**, Controls on the rate and distribution of carbonate bedrock dissolution in the Bahamas, *in*: Mylroie, J.E., ed., *Proceedings of the Fourth Symposium on the Geology of the Bahamas*, p. 313-321.
- Smart, P.L., et Whitaker, F.F., 1991**, Karst processes, hydrology, and porosity evolution, *in*: Wright, V.P., Esteban, M., et Smart, P.L., eds., *Palaeokarsts and palaeokarstic reservoirs*: Reading England, Postgraduate Research Institute for Sedimentology, University of Reading, p. 1-55.
- Smith, A.B., Simmons, M.D., et Hart, M.B., 1990**, Cenomanian echinoids, larger foraminifera, and calcareous algae from the Natih Formation, central Oman Mountains: *Cretaceous Research*, v. 11, p. 29-69.
- Smith, D.I., et Atkinson, T.C., 1976**, Process, landforms and climate in limestone regions, *in*: Derbyshire, E., ed., *Geomorphology and climate*: John Wiley, London, p. 367-409.
- Smith, L.B.Jr., et Read, J.F., 2001**, Discrimination of local and global effects on upper mississippian stratigraphy, Illinois Basin, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, p. 985–1002.
- Stafleu, J., 1994**, Seismic models of outcrops as an aid in seismic interpretation, Ph.D. Thesis: Vrije University, Amsterdam, 223 p.
- Stafleu, J., et Schlager, W., 1993**, Pseudo-toplap in seismic models of the Schlern-Raibl contact (Sella platform, northern Italy): *Basin Research*, v. 5, p. 55-65.
- Stafleu, J., et Sonnenfeld, M.D., 1994**, Seismic models of a shelf-margin depositional sequence: Upper San Andres Formation of Last Chance Canyon, New Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, p. 481-499.
- Stafleu, J., Everts, A.J.W., et Kenter, J.A.M. 1994**, Seismic models of a prograding carbonate platform: Vercors, southeast France. *Marine Petroleum Geol.*, 11/5: p. 514-527.
- Stevenson, I.R., et McMillan, I.K., 2004**, Incised valley fill stratigraphy of the Upper Cretaceous succession, proximal Orange Basin, Atlantic margin of southern Africa: *Journal of the Geological Society of London*, v. 161, p. 185-208.

- Strasser, A., 1991**, Lagoonal–peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes, *in*: Einsele, G., Ricken, W., et Seilacher, A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*: New York, Springer, p. 709-721.
- Taati, F., 2005**, Stratigraphie séquentielle des systèmes carbonatés dans un contexte de tectonique active: le groupe de Bangestan (Albien-Turonien) dans le Zagros central (Iran) : Thèse de l'Université de Bordeaux, France, 256 p.
- Terken, J.M.J., 1999**, The Natih petroleum system of North Oman, *GeoArabia*, v. 4, p. 157-180.
- Trudgill, S.T., 1976**, Rock weathering and climate: quantitative and experimental aspects, *in*: Derbyshire, E., ed., *Geomorphology and climate*, John Wiley, London, p. 59-99.
- Trudgill, S.T., 1985**, *Limestone geomorphology*: Longman, London.
- Tucker, M.E., et Wright, V.P., 1990**, *Carbonate Sedimentology*: Oxford, Blackwell, 482 p.
- Tucker, M.E., 1993**, Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy, *in*: Wright, P., ed., *Sedimentology Review I*: Blackwell Science, Glasgow, p. 51-72.
- Vahrenkamp, V., 1996**, Carbon isotope stratigraphy of the Upper Kharaib and Shuaiba Formations: implications for the Early Cretaceous evolution of the Early Cretaceous evolution of the Arabian Gulf Region: *AAPG Bull.*, v. 80, p. 647-662.
- Vail, P.R., et Mitchum, R.M.Jr., 1977**, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part. 1: overview, *in*: Payton, C.E., ed., *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*: AAPG Memoir 26, p. 51-52.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. Jr., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S.III, Sangree, J.B., Budd, J.N., et Hatlelid, W.G., 1977**, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, *in*: Payton, C.E., ed., *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*: AAPG Memoir 26, p. 49-212.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., et Perez-Cruz, G., 1991**, The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy, and sedimentology –an overview, *in*: Einsele, G., Ricken, W., et Seilacher, A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*: Berlin (Springer), p. 617–659.
- van Buchem, F.S.P., Razin, P., Homewood, P.W., Oterdoom, H., et Philip, J., 2002**, Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih Formation (middle Cretaceous) of northern Oman: *AAPG Bulletin*, v. 86, p. 21-53.
- van Buchem, F.S.P., Pittet, B., Hillgärtner, H., Al Mansouri, A., Billing, I., Droste, H., Grötsch, J., et Oterdoom, H., 2002b**, Regional sequence stratigraphic model for the Kharaib and Shuaiba formations (Barremian,Aptian) in northern Oman and the U.A.E.-depositional geometries and ecological change: *GeoArabia*, v. 7, p. 461-500.
- van Buchem, F.S.P., Razin, P., Homewood, P.W., Philip, J.M., Eberli, G.P., Platel, J.-P., Roger, J., Eschard, R., Desaubliaux, G.M.J., Boisseau, T., Leduc, J.-P., Labourdette, R., et Cantaloube, S., 1996**, High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian/Turonian) in Northern Oman: Distribution of source rocks and reservoir facies: *GeoArabia*, v. 1, p. 65-91.
- van Buchem, F.S.P., Taati, F., et Razin, P., 2005**, Intrashelf basin development in the Cenomanian/Turonian carbonate platforms of Iran and Oman (Sarvak and Natih Formations) –Mechanisms and causes-: 24th IAS meeting of sedimentology, Muscat 2005, Abstract.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R., Sarg, F.J., Loutit, T.T., et Hardenbol, J., 1988**, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, *in*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.StC., Posamentier, H.W., Ross, C.A., et Van Wagoner, J.C., eds., *Sea Level Changes: an Integrated Approach*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 39-45.
- Vanstone, S.D., 1996**, The influence of climatic change on exposure surface development: a case study from the Late Dinantian of England and Wales, *in*: Strogon, P., Somerville, I.D., et Jones, G.L.L., *Recent advances in Carboniferous geology*: Geol. Soc. Spec. Publ. 107, p. 281-301.

- Vanstone, S.D., 1998**, Late Dinantian palaeokarst of England and Wales: implication for exposure surface development: *Sedimentology*, v. 45, p. 19-38.
- Videtich, P.E., et Matthews, R.K., 1980**, Origin of discontinuity surfaces in limestones: isotopic and petrographic data, Pleistocene of Barbados, West Indies: *Journal of Petroleum Geology*, v. 50, p. 971–980.
- Watney, W.L., Wong, J.C., et French, J.A.Jr., 1991**, Computer simulation of Upper Pennsylvanian (Missourian) carbonate-dominated cycles in western Kansas, *in*: Franseen, E.K., Watney, W.L., Kendall, C.G.StC., et Ross, W., eds., *Sedimentary Modelling*: Kansas Geological Survey Bulletin, v. 233, p. 415-430.
- Webb, G.E., 1994**, Paleokarst, paleosol, and rocky-shore deposits at the Mississippian Pennsylvanian unconformity, northwestern Arkansas: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 634-648.
- Webb, J.A., et Golding, S.D., 1998**, Geochemical mass-balance and oxygen-isotope constraints on silcrete formation and its paleoclimatic implications in southern Australia: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 981-993.
- White, W.B., 1984**, Rate processes: chemical kinetics and karst landforms development, *in*: LaFleur, R.G., ed., *Groundwater as a geomorphic agent*: Allen and Unwin, London, p. 227-248.
- Wilson, J.L., 1967**, Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 78, p. 805-818.
- Wright, L.D., et Coleman, J.M., 1973**, Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes : *AAPG Memoir 57*, 377 p.
- Wright, V.P., et Tucker, M.E., 1991**, Calcretes, an introduction: *Int. Assoc. Sed. Repr. Ser.*, v. 2, p. 1-22.
- Wright, V.P., 1988**, Paleokarsts and paleosols as indicators of paleoclimate and porosity evolution, *in*: James, N.P., et Choquette, P.W., eds., *Paleokarst*: Berlin, Springer-Verlag, p. 329–341.
- Wright, V.P., 1994**, Paleosols in shallow marine carbonate sequences: *Earth-Science Reviews*, v. 35, p. 367–395.
- Wright, V.P., Vanstone, S.D., et Marshall, J.D., 1997**, Contrasting flooding histories of Mississippian carbonate platforms revealed by marine alteration effects in palaeosols: *Sedimentology*, v. 44, p. 825–842.
- Yilmaz, O., 1987**, *Seismic data processing*: Society of Exploration Geophysicists, 526 p.
- Yilmaz, O., 2001**, *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data*: SEG Investigations in Geophysics, v. 10, 2027 p.
- Zampetti, V., Schlager, W., van Konijnenburg, J.-H., et Everst, A.-J., 2004**, Architecture and growth history of a Miocene carbonate platform from 3D seismic reflection data; Luconia Province, offshore Sarawak, Malaysia: *Mar. Petrol. Geol.*, v. 21 ,p. 517-534.
- Zeng, H., et Kerans, C. 2003**, Seismic frequency control on carbonate seismic stratigraphy: a case study of the Kingdom Abo sequence, west Texas: *AAPG Bulletin*, v. 87/2, p. 273-293.
- Ziegler, M.A., 2001**, Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences: *GeoArabia*, v. 6, p. 445-504.

ANNEXE 1

CALCUL DE L'INTERVALLE D'ERREUR ASSOCIE A LA MESURE DE L'INCLINAISON DES CLINOFORMES SUR LES LIGNES SISMIQUES

INTRODUCTION.....	2
METHODE.....	2
RESULTATS.....	3
APPLICATION.....	5

INTRODUCTION

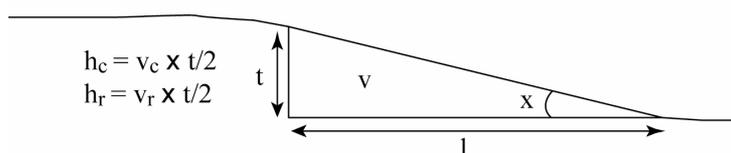
Pour l'étude d'un système carbonaté, la configuration et la mesure de l'inclinaison des cliniformes ont une grande importance puisqu'ils fournissent des enseignements sur l'espace disponible dans le bassin et sur la plate-forme (niveau marin relatif) et sur la production carbonatée.

Mesurer l'angle de cliniformes à partir d'images sismiques n'est pas direct. La mesure peut être biaisée par plusieurs facteurs, dont l'erreur liée à la différence entre la vitesse réelle dans le corps du cliniforme et la vitesse utilisée pour faire la conversion temps/profondeur nécessaire pour le calcul des angles. Dans cette annexe, nous proposons une méthode pour retrouver l'éventail de valeurs d'angle « réelles » possibles à partir des valeurs d'angles « fictives » calculées à partir des mesures sur les profils sismiques.

METHODE

Pour mesurer l'inclinaison des cliniformes sur les profils sismiques, il est nécessaire de mesurer leur hauteur (h), leur longueur (l), puis d'en déduire l'angle (x) grâce à la formule :

$$\tan x = \frac{h}{l}$$



- t: temps double mesuré sur la ligne sismique
- l: longueur du cliniforme
- x: inclinaison du cliniforme (angle)
- h_c: hauteur calculée avec la vitesse sismique choisie (v_c)
- h_r: hauteur réelle, correspondant à la vitesse sismique réelle (v_r)

Figure A-1 : Paramètres nécessaires pour le calcul de l'inclinaison d'un cliniforme sur des données sismiques.

La longueur (l) peut être mesurée directement sur le profil sismique, à partir du point de mesure de la hauteur (h) jusqu'au point de « downlap » du cliniforme (*fig. A-1*). Par contre, la valeur de la hauteur (h) ne peut pas être mesurée directement, puisque l'échelle verticale sismique est en temps (seconde). Il est donc nécessaire dans un premier temps de faire une conversion temps/épaisseur pour calculer h. Cette conversion nécessite une donnée supplémentaire : la vitesse de propagation des ondes dans l'intervalle considéré. Cette vitesse peut être connue, si des données de puits sont accessibles dans la zone étudiée, mais dans la plupart des cas, une vitesse

approximative est utilisée, entraînant de potentielles erreurs dans la valeur finale de l'angle obtenue.

Dans cette annexe, nous avons calculé l'éventail d'erreur lié à l'écart entre la vitesse sismique utilisée pour le calcul de l'angle et la vitesse sismique réelle.

Détail de la formule utilisée :

- Angle réel : x_r

$$\tan(x_r) = \frac{h_r}{l} = \frac{v_r \times t}{2l} \Rightarrow x_r = \arctan\left(\frac{v_r \times t}{2l}\right) \quad (1)$$

$$\text{(puisque } h_r = \frac{v_r \times t}{2} \text{)}$$

- Angle calculé (fictif) : x_c

$$\tan(x_c) = \frac{h_c}{l} = \frac{v_c \times t}{2l} \Rightarrow l = \frac{v_c \times t}{2 \tan(x_c)} \quad (2)$$

- Ainsi, en remplaçant l dans l'équation (1) :

$$x_r = \arctan\left(\frac{v_r \times t \times 2 \times \tan(x_c)}{2 \times v_c \times t}\right) = \arctan\left(\frac{v_r}{v_c} \times \tan(x_c)\right) \quad (3)$$

Cette formule (3) permet de calculer l'éventail de valeurs d'angles réelles (x_r) qui peuvent correspondre à la valeur d'angle calculée (x_c), en fonction de la vitesse sismique utilisée pour la conversion temps/épaisseur (v_c) et de la vitesse sismique réelle (v_r).

RESULTATS

Les tableaux suivants ont été réalisés pour des angles réels de $0,1^\circ$; $0,5^\circ$; 1° ; 2° et 3° et pour des vitesses sismiques ($V_{choisie}$ et $V_{réelle}$) comprises entre 2000 et 5000m/s.

Par exemple, le tableau 3 montre qu'un clinforme dont l'angle calculé est de $0,5^\circ$ peut correspondre, en réalité, à un angle de $0,2^\circ$ à $1,25^\circ$ du fait de l'erreur sur la vitesse sismique utilisée.

TABLEAU 1 : angle calculé=0,1°

Vréelle\Vchoisie	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000
2000	0.10°	0.08°	0.07°	0.06°	0.05°	0.04°	0.04°
2500	0.12°	0.10°	0.08°	0.07°	0.06°	0.06°	0.05°
3000	0.15°	0.12°	0.10°	0.09°	0.08°	0.07°	0.06°
3500	0.17°	0.14°	0.12°	0.10°	0.09°	0.08°	0.07°
4000	0.20°	0.16°	0.13°	0.11°	0.10°	0.09°	0.08°
4500	0.22°	0.18°	0.15°	0.13°	0.11°	0.10°	0.09°
5000	0.25°	0.20°	0.17°	0.14°	0.12°	0.11°	0.10°

TABLEAU 2 : angle calculé=0,5°

Vréelle\Vchoisie	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000
2000	0.50°	0.40°	0.33°	0.29°	0.25°	0.22°	0.20°
2500	0.62°	0.50°	0.42°	0.36°	0.31°	0.28°	0.25°
3000	0.75°	0.60°	0.50°	0.43°	0.38°	0.33°	0.30°
3500	0.87°	0.70°	0.58°	0.50°	0.44°	0.39°	0.35°
4000	1.00°	0.80°	0.67°	0.57°	0.50°	0.44°	0.40°
4500	1.12°	0.90°	0.75°	0.64°	0.56°	0.50°	0.45°
5000	1.25°	1.00°	0.83°	0.71°	0.62°	0.56°	0.50°

TABLEAU 3 : angle calculé=1°

Vréelle\Vchoisie	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000
2000	1.00°	0.80°	0.67°	0.57°	0.50°	0.44°	0.40°
2500	1.25°	1.00°	0.83°	0.71°	0.63°	0.56°	0.50°
3000	1.50°	1.20°	1.00°	0.86°	0.75°	0.67°	0.60°
3500	1.75°	1.40°	1.17°	1.00°	0.88°	0.78°	0.70°
4000	2.00°	1.60°	1.33°	1.14°	1.00°	0.89°	0.80°
4500	2.25°	1.80°	1.50°	1.29°	1.12°	1.00°	0.90°
5000	2.50°	2.00°	1.67°	1.43°	1.25°	1.11°	1.00°

TABLEAU 4 : angle calculé=2°

Vréelle\Vchoisie	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000
2000	2.00°	1.60°	1.33°	1.14°	1.00°	0.89°	0.80°
2500	2.50°	2.00°	1.67°	1.43°	1.25°	1.11°	1.00°
3000	3.00°	2.40°	2.00°	1.71°	1.50°	1.33°	1.20°
3500	3.50°	2.80°	2.33°	2.00°	1.75°	1.56°	1.40°
4000	4.00°	3.20°	2.67°	2.29°	2.00°	1.78°	1.60°
4500	4.49°	3.60°	3.00°	2.57°	2.25°	2.00°	1.80°
5000	4.99°	4.00°	3.33°	2.86°	2.50°	2.22°	2.00°

TABLEAU 5 : angle calculé=3°

Vréelle\Vchoisie	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000
2000	3.00°	2.40°	2.00°	1.72°	1.50°	1.33°	1.20°
2500	3.75°	3.00°	2.50°	2.14°	1.88°	1.67°	1.50°
3000	4.49°	3.60°	3.00°	2.57°	2.25°	2.00°	1.80°
3500	5.24°	4.20°	3.50°	3.00°	2.63°	2.33°	2.10°
4000	5.98°	4.79°	4.00°	3.43°	3.00°	2.67°	2.40°
4500	6.73°	5.39°	4.49°	3.85°	3.37°	3.00°	2.70°
5000	7.46°	5.98°	4.99°	4.28°	3.75°	3.33°	3.00°

APPLICATION

Dans ce mémoire, la vitesse utilisée pour calculer les angles des cliniformes est : 3700m/s. Le tableau suivant (tableau 6) correspond aux valeurs d'angle réelles pouvant correspondre à un éventail d'angles calculés à partir de cette vitesse sismique, en fonction de la vitesse réelle.

TABLEAU 6 :

angle calculé	0.05	0.1	0.15	0.2	0.22	0.25	0.3	0.35	0.4	0.45	0.5	0.55
Vréelle\Vchoisie	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700
1000	0.01	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09	0.11	0.12	0.14	0.15
1500	0.02	0.04	0.06	0.08	0.09	0.10	0.12	0.14	0.16	0.18	0.20	0.22
2000	0.03	0.05	0.08	0.11	0.12	0.14	0.16	0.19	0.22	0.24	0.27	0.30
2500	0.03	0.07	0.10	0.14	0.15	0.17	0.20	0.24	0.27	0.30	0.34	0.37
3000	0.04	0.08	0.12	0.16	0.18	0.20	0.24	0.28	0.32	0.36	0.41	0.45
3500	0.05	0.09	0.14	0.19	0.21	0.24	0.28	0.33	0.38	0.43	0.47	0.52
4000	0.05	0.11	0.16	0.22	0.24	0.27	0.32	0.38	0.43	0.49	0.54	0.59
4500	0.06	0.12	0.18	0.24	0.27	0.30	0.36	0.43	0.49	0.55	0.61	0.67
5000	0.07	0.14	0.20	0.27	0.30	0.34	0.41	0.47	0.54	0.61	0.68	0.74

angle calculé	0.6	0.65	0.7	0.75	0.77	0.8	0.85	0.9	0.95	1	1.1	1.2
Vréelle\Vchoisie	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700
1000	0.16	0.18	0.19	0.20	0.21	0.22	0.23	0.24	0.26	0.27	0.30	0.32
1500	0.24	0.26	0.28	0.30	0.31	0.32	0.34	0.36	0.39	0.41	0.45	0.49
2000	0.32	0.35	0.38	0.41	0.42	0.43	0.46	0.49	0.51	0.54	0.59	0.65
2500	0.41	0.44	0.47	0.51	0.52	0.54	0.57	0.61	0.64	0.68	0.74	0.81
3000	0.49	0.53	0.57	0.61	0.62	0.65	0.69	0.73	0.77	0.81	0.89	0.97
3500	0.57	0.61	0.66	0.71	0.73	0.76	0.80	0.85	0.90	0.95	1.04	1.14
4000	0.65	0.70	0.76	0.81	0.83	0.86	0.92	0.97	1.03	1.08	1.19	1.30
4500	0.73	0.79	0.85	0.91	0.94	0.97	1.03	1.09	1.16	1.22	1.34	1.46
5000	0.81	0.88	0.95	1.01	1.04	1.08	1.15	1.22	1.28	1.35	1.49	1.62

angle calculé	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2	2.2	2.4	2.52
Vréelle\Vchoisie	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700
1000	0.35	0.38	0.41	0.43	0.46	0.49	0.51	0.54	0.59	0.65	0.68
1500	0.53	0.57	0.61	0.65	0.69	0.73	0.77	0.81	0.89	0.97	1.02
2000	0.70	0.76	0.81	0.87	0.92	0.97	1.03	1.08	1.19	1.30	1.36
2500	0.88	0.95	1.01	1.08	1.15	1.22	1.28	1.35	1.49	1.62	1.70
3000	1.05	1.14	1.22	1.30	1.38	1.46	1.54	1.62	1.78	1.95	2.04
3500	1.23	1.32	1.42	1.51	1.61	1.70	1.80	1.89	2.08	2.27	2.38
4000	1.41	1.51	1.62	1.73	1.84	1.95	2.05	2.16	2.38	2.59	2.72
4500	1.58	1.70	1.82	1.95	2.07	2.19	2.31	2.43	2.68	2.92	3.06
5000	1.76	1.89	2.03	2.16	2.30	2.43	2.57	2.70	2.97	3.24	3.40

angle calculé	2.6	2.8	3	3.2	3.29	3.4	3.6	3.8	4	5	6
Vréelle\Vchoisie	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700	3700
1000	0.70	0.76	0.81	0.87	0.89	0.92	0.97	1.03	1.08	1.35	1.63
1500	1.05	1.14	1.22	1.30	1.34	1.38	1.46	1.54	1.62	2.03	2.44
2000	1.41	1.51	1.62	1.73	1.78	1.84	1.95	2.06	2.16	2.71	3.25
2500	1.76	1.89	2.03	2.16	2.22	2.30	2.43	2.57	2.71	3.38	4.06
3000	2.11	2.27	2.43	2.60	2.67	2.76	2.92	3.08	3.25	4.06	4.87
3500	2.46	2.65	2.84	3.03	3.11	3.22	3.41	3.60	3.78	4.73	5.68
4000	2.81	3.03	3.24	3.46	3.56	3.67	3.89	4.11	4.32	5.40	6.48
4500	3.16	3.40	3.65	3.89	4.00	4.13	4.38	4.62	4.86	6.07	7.28
5000	3.51	3.78	4.05	4.32	4.44	4.59	4.86	5.13	5.40	6.74	8.08

Dans notre étude, trois grands types de cliniformes ont été définis (voir chapitre IV) :

- Cliniforme sigmoïde à angle très faible
- Cliniforme sigmoïde à angle faible à fort
- Cliniforme oblique à angle fort

Pour ces cliniformes, les calculs d'angles obtenus par mesures sur les lignes sismiques et utilisation de la vitesse : 3700m/s pour la conversion temps/épaisseur sont résumés dans le tableau suivant.

TABLEAU 7 :

	angle min. calculé	angle max. calculé
Cliniforme à angle fort	2,52°	3,29°
Cliniforme à angle faible à fort	0,55°	0,77°
Cliniforme à angle très faible	0,1°	0,22°

En utilisant le tableau 6, il est possible de retrouver l'éventail de valeurs d'angles réels auquel ces valeurs calculées peuvent correspondre. Seules les vitesses réelles comprises entre 2500 et 5000 m/s ont été considérées, compte tenu des valeurs moyennes mesurées dans les puits à proximité. Les valeurs présentées dans le tableau 8 sont celles qui ont été utilisées pour décrire l'inclinaison des cliniformes dans ce mémoire (voir chapitre IV).

TABLEAU 8 :

	angle min. réel	angle max. réel
Clinoforme à angle fort	1,7°	4,44°
Clinoforme à angle faible à fort	0,37°	1,04°
Clinoforme à angle très faible	0,07°	0,3°

ANNEXE 2

MODELISATION SISMIQUE DE CORPS SEDIMENTAIRES CHENALISES

UN OUTIL POUR MIEUX INTERPRETER ET QUANTIFIER LES IMAGES SISMIQUES DE CORPS CHENALISES

1. INTRODUCTION.....	9
2. METHODOLOGIE	10
2.1. MODÉLISATION SISMIQUE	10
2.2. MODÈLE D'IMPÉDANCE DE BASE.....	10
2.3. MODÈLES	13
3. RESULTATS.....	13
3.1. EPAISSEUR ET REMPLISSAGE	13
3.1.1. <i>Effet de l'épaisseur du corps chenalisé</i>	13
3.1.2. <i>Effet du type de remplissage</i>	13
3.1.3. <i>Effet combiné de l'épaisseur et du remplissage d'un corps chenalisé</i>	16
3.2. ARTÉFACTS GÉNÉRÉS SOUS LES BORDURES DES CORPS CHENALISÉS	16
4. APPLICATION.....	19

*LE LOGICIEL GX2 (GXTECHNOLOGY) A ETE UTILISE POUR LA REALISATION
DE TOUS LES MODELES SISMIQUES PRESENTES DANS CETTE ANNEXE*

1. INTRODUCTION

Des corps sédimentaires chenalisés terrigènes comme carbonatés peuvent se former dans des environnements très variés le long d'un profil de dépôt. Ainsi retrouve-t-on des corps chenalisés préservés dans les séries sédimentaires, à l'affleurement et en subsurface. A l'affleurement, la caractérisation des chenaux est facilement accessible, puisqu'il est possible d'étudier et de quantifier leurs différents paramètres en les mesurant directement ou par le biais de corrélations. En subsurface, la reconnaissance et la quantification des paramètres de corps chenalisés est indirecte, puisqu'elle se fait généralement par l'étude d'images sismiques dont la résolution est bien inférieure aux données d'affleurement, et de données de puits, ponctuelles et souvent insuffisantes pour quantifier des géométries à l'échelle du réservoir. Cependant, afin de modéliser les réservoirs et d'appréhender leur développement optimal, il est nécessaire de quantifier les géométries des corps sédimentaires qui les constituent.

La modélisation sismique (« forward seismic modelling ») permet d'étudier l'image sismique d'éléments géologiques et ainsi de mieux comprendre et hiérarchiser les paramètres qui influent sur leur réponse sismique. De nombreux modèles sismiques ont été réalisés et sont documentés dans la littérature (Le Blanc *et al.*, 1987 ; Rudolph *et al.*, 1989 ; Biddle *et al.*, 1992 ; Campbell et Stafleu, 1992 ; Stafleu et Schlager, 1993 ; Helland-Hansen *et al.*, 1994 ; Stafleu *et al.*, 1994 ; Stafleu et Sonnenfeld, 1994 ; Schwab et Pince, 1996 ; Anselmetti *et al.*, 1997 ; Bracco Gartner et Schlager, 1999 ; Schwab et Eberli, 2000 ; Zeng et Kerans, 2003 ; Schwab *et al.*, 2005), mais la plupart présentent des modèles complets d'affleurement, dont la réponse sismique correspond à la combinaison des effets de nombreuses géométries et contrastes. Ce type de modèle ne permet pas d'étudier en détail la réponse d'un seul corps sédimentaire et de ses paramètres.

En section, un corps chenalisé est caractérisé par sa morphologie et son type de remplissage. La morphologie d'un corps chenalisé est définie par trois paramètres principaux : sa largeur, son épaisseur et ses angles de bordures (*fig. A-2*). Le remplissage peut être simple avec un seul type de faciès, ou complexe avec des géométries internes et de multiples faciès. Chacun de ces paramètres va jouer un rôle particulier sur la manière dont le chenal est imagé sur une ligne sismique. Le but de la présente étude est de quantifier ce rôle pour chaque paramètre et pour certaines combinaisons de paramètres (ex : épaisseur et type de remplissage).

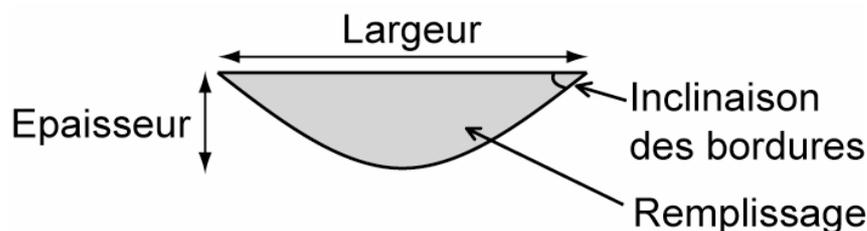


Figure A-2 : Paramètres caractérisant les corps sédimentaires chenalisés. Chaque paramètre va influencer avec plus ou moins d'intensité sur l'image sismique de ce corps chenalisé.

2. METHODOLOGIE

2.1. Modélisation sismique

La modélisation sismique consiste à simuler la réponse sismique d'un modèle géologique. Le modèle géologique est tout d'abord converti en un modèle d'impédance, dans lequel des valeurs d'impédance acoustique (vitesse x densité) sont assignées aux différentes couches lithologiques. Des rayons sismiques virtuels sont ensuite générés à partir de points sources au sommet du modèle d'impédance, puis tracés à travers le modèle et réfléchis avec plus ou moins d'intensité sur les réflecteurs séparant les couches d'impédances acoustiques différentes. Dans cette étude, la technique de « zero-offset ray tracing » est utilisée pour générer les profils sismiques synthétiques. Les rayons sont ensuite réceptionnés et enregistrés sur les points récepteurs, équivalents à des géophones virtuels. Pour la technique de « zero-offset ray tracing », les points sources et les points récepteurs sont confondus. Les angles d'incidence et de réflexion sont donc nuls relativement à la normale. Des coefficients de réflexion sont calculés et ensuite convolués avec une impulsion sismique (« wavelet ») pour générer les traces sismiques finales qui constituent le profil sismique synthétique. Dans cette étude, une impulsion sismique de type Ricker de phase nulle est utilisée.

Les profils sismiques synthétiques résultant sont équivalents à des lignes sismiques traitées, après stack et migration complète. Ils sont donc directement comparables aux profils sismiques interprétés dans l'industrie, sur lesquels les effets de diffraction sont filtrés et éliminés par le processus de migration.

Une série de modèles a également été réalisée en utilisant des rayons à incidence normale, dont les résultats sont comparables à des lignes sismiques après stack, mais avant migration. Des effets particuliers liés à la géométrie des corps chenalisés ont ainsi pu être mis en évidence. Des reliquats de ces effets sont parfois visibles sur les profils sismiques migrés.

2.2. Modèle d'impédance de base

Le modèle d'impédance de base utilisé pour modéliser les corps chenalisés mesure 12 km de long et 2,8 km d'épaisseur (*fig. A-3*). La Formation Natih est représentée au centre du modèle avec ses unités stratigraphiques simplifiées, formant les différentes couches. Au-dessus de la Formation Natih, un intervalle de 1,5 km d'épaisseur est ajouté au modèle. Il correspond à l'épaisseur de sédiments qui recouvre la Formation Natih dans la zone couverte par le bloc de sismique 3D utilisé pour appliquer les résultats de cette étude. Quatre couches d'une épaisseur totale de 1 km sont également ajoutées sous l'intervalle correspondant à la Formation Natih, de sorte que les effets potentiels des corps chenalisés sur les réflexions sous-jacentes puissent être analysés.

Les valeurs de vitesse sismiques assignées à chaque unité correspondent à des valeurs moyennes calculées à partir de données de puits (*fig. A-4*) et les valeurs de densité ont été calculées par la loi de Gardner.

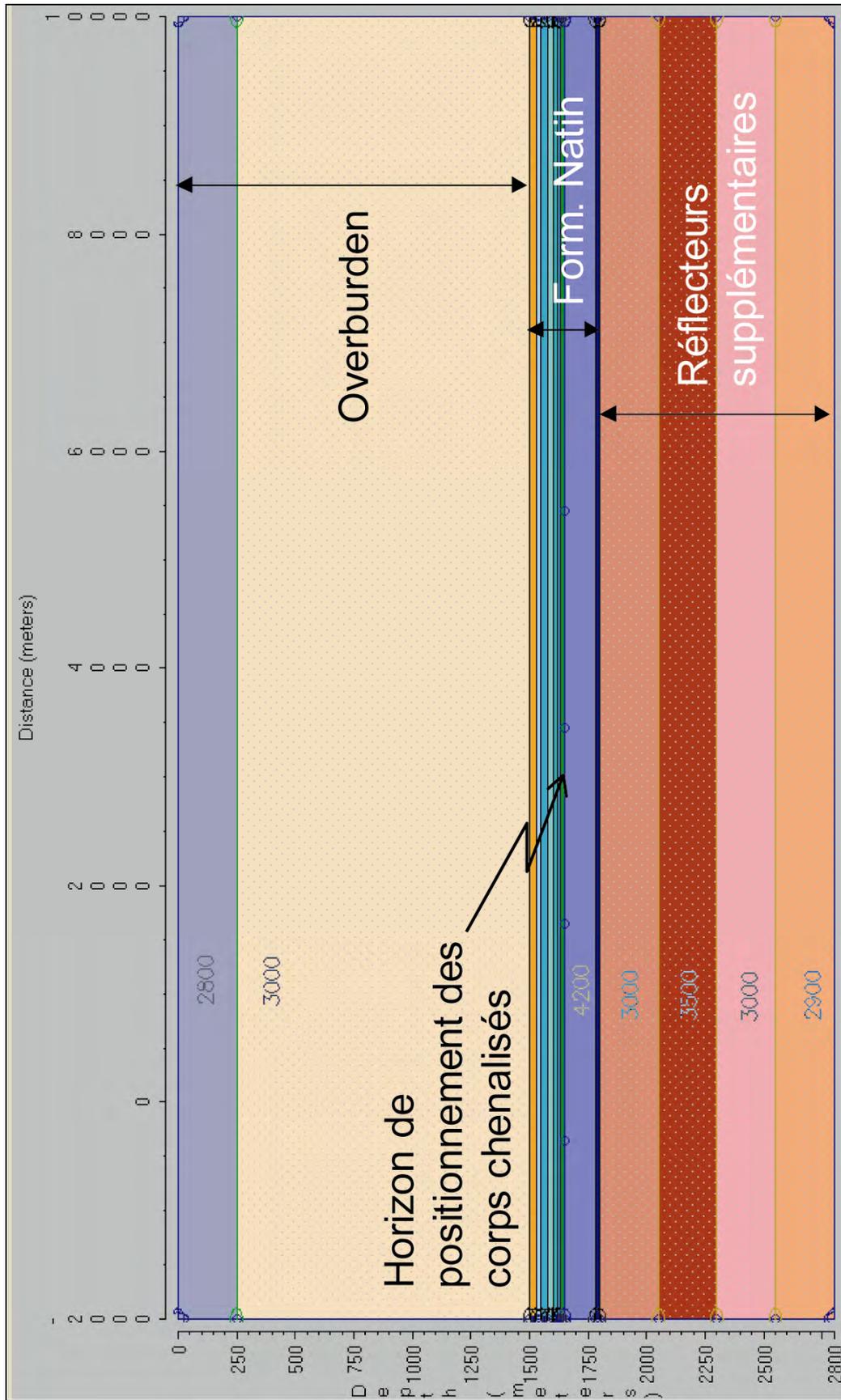


Figure A-3 : Modèle de vitesses utilisé comme base pour réaliser l'ensemble des modèles de corps chenalisés. Les nombres dans les couches correspondent aux vitesses de propagation des ondes sismiques.

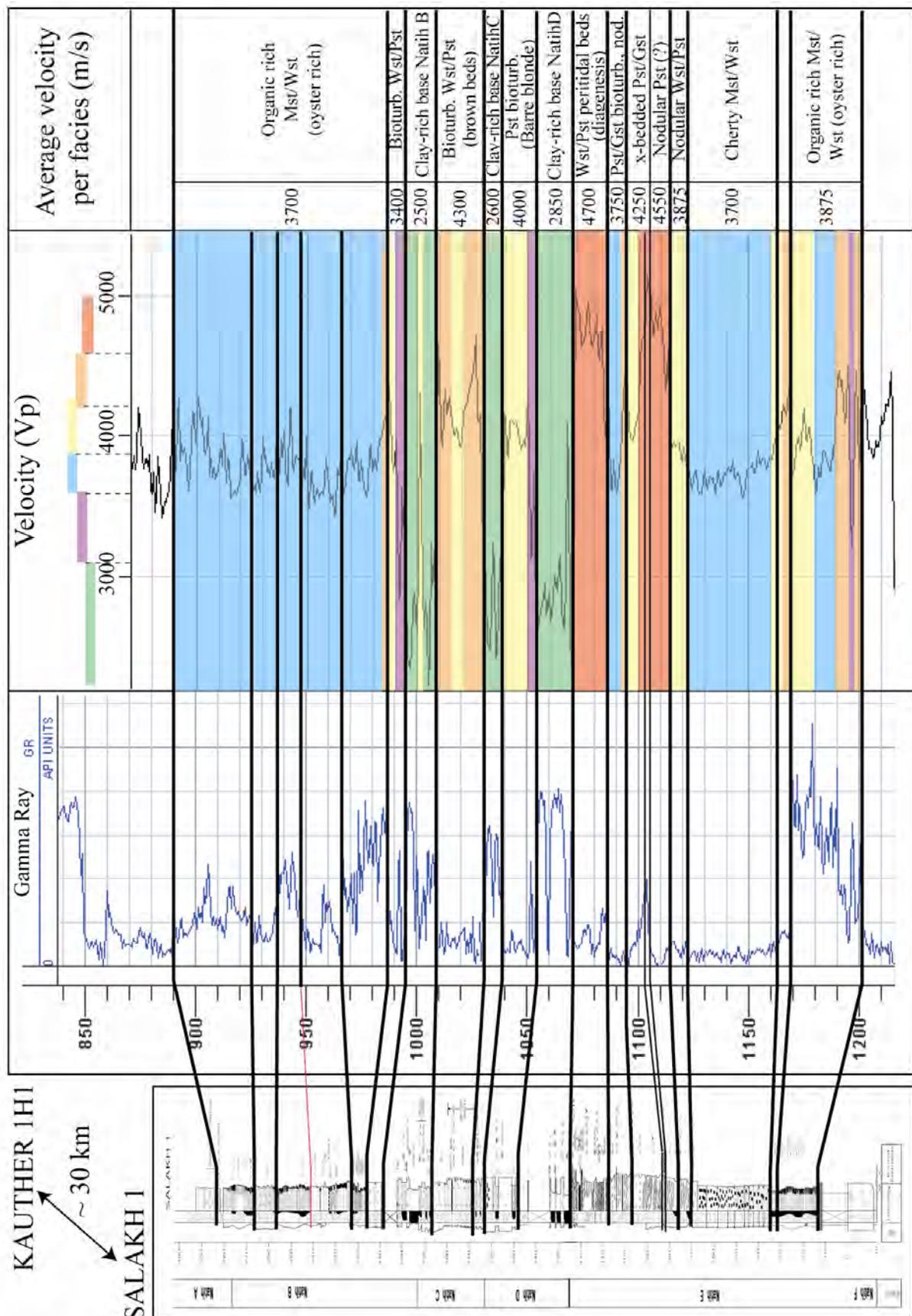


Figure A-4 : Les vitesses de propagation des ondes sismiques au sein de la Formation Natih. Les vitesses obtenues par diagraphie dans le puits ont été corrélées aux faciès décrits sur le terrain par l'intermédiaire de la diagraphie Gamma-ray.

Le même modèle de base est utilisé pour générer tous les modèles créés pour cette étude, afin de pouvoir éliminer ses effets lors des comparaisons entre les différents modèles. Ce modèle de base est construit de manière neutre, afin que les variations observées soient seulement liées aux variations des paramètres des corps chenalisés. Par exemple, les géométries complexes telles que les cliniformes ne sont pas représentées à l'intérieur ou entre les différentes unités stratigraphiques.

Dans les tableaux réalisés à partir des résultats de ces modélisations (*Pl. 1 à 28*), l'unité utilisée pour caractériser le remplissage des corps chenalisés est le contraste de vitesse de propagation entre le remplissage du corps chenalisé et la couche encaissante dans laquelle le corps chenalisé érode. Si la vitesse sismique du remplissage est inférieure à celle de la couche encaissante, le contraste sera positif et inversement. Les résultats peuvent ainsi être appliqués à différents types de corps chenalisés dans toutes sortes de contextes (carbonaté, terrigène, fluvial, turbiditique, etc...), puisqu'un large éventail de contrastes de vitesses a été modélisé.

2.3. Modèles

Une première série de modèles a été réalisée avec des corps chenalisés d'épaisseur variable et possédant le même contraste de vitesse entre le remplissage et l'encaissant et ceci pour un éventail de fréquence de 20 Hz à 100 Hz. Une deuxième série de modèles a été réalisée avec les mêmes corps chenalisés, en faisant varier les contrastes de vitesse entre le remplissage et l'encaissant.

3. RESULTATS

3.1. Epaisseur et remplissage

3.1.1. Effet de l'épaisseur du corps chenalisé

L'épaisseur d'un corps chenalisé influe sur l'épaisseur en temps (temps double) de son image sismique sur les profils (*fig. A-5*). Plus son épaisseur est grande, mieux le chenal est imagé. Pour un type de remplissage donné, il est possible de définir une épaisseur limite au-dessus de laquelle le sommet et la base du corps chenalisé seront résolus, c'est à dire imagés par deux réflexions distinctes. Cette valeur dépend de la fréquence moyenne utilisée, qui contrôle la résolution verticale des profils sismiques.

3.1.2. Effet du type de remplissage

La valeur d'impédance du remplissage d'un corps chenalisé, principalement contrôlée par sa vitesse de propagation sismique influe également sur l'épaisseur en temps de son image sismique sur les profils (*fig. A-6*). Plus la vitesse de propagation dans le remplissage est lente, c'est à dire plus le contraste positif de vitesses est élevé, plus le corps chenalisé apparaîtra épais sur l'échelle en temps des profils sismiques et vice-versa.

Le contraste de vitesses sismiques entre le remplissage d'un corps chenalisé et son encaissant a également un effet indirect sur l'image des réflecteurs situés au-dessous du corps chenalisé. Ce contraste entraîne en effet la formation d'inflexion vers le haut ou vers le bas des réflexions situées sous l'image du corps chenalisé (*fig. A-7*).

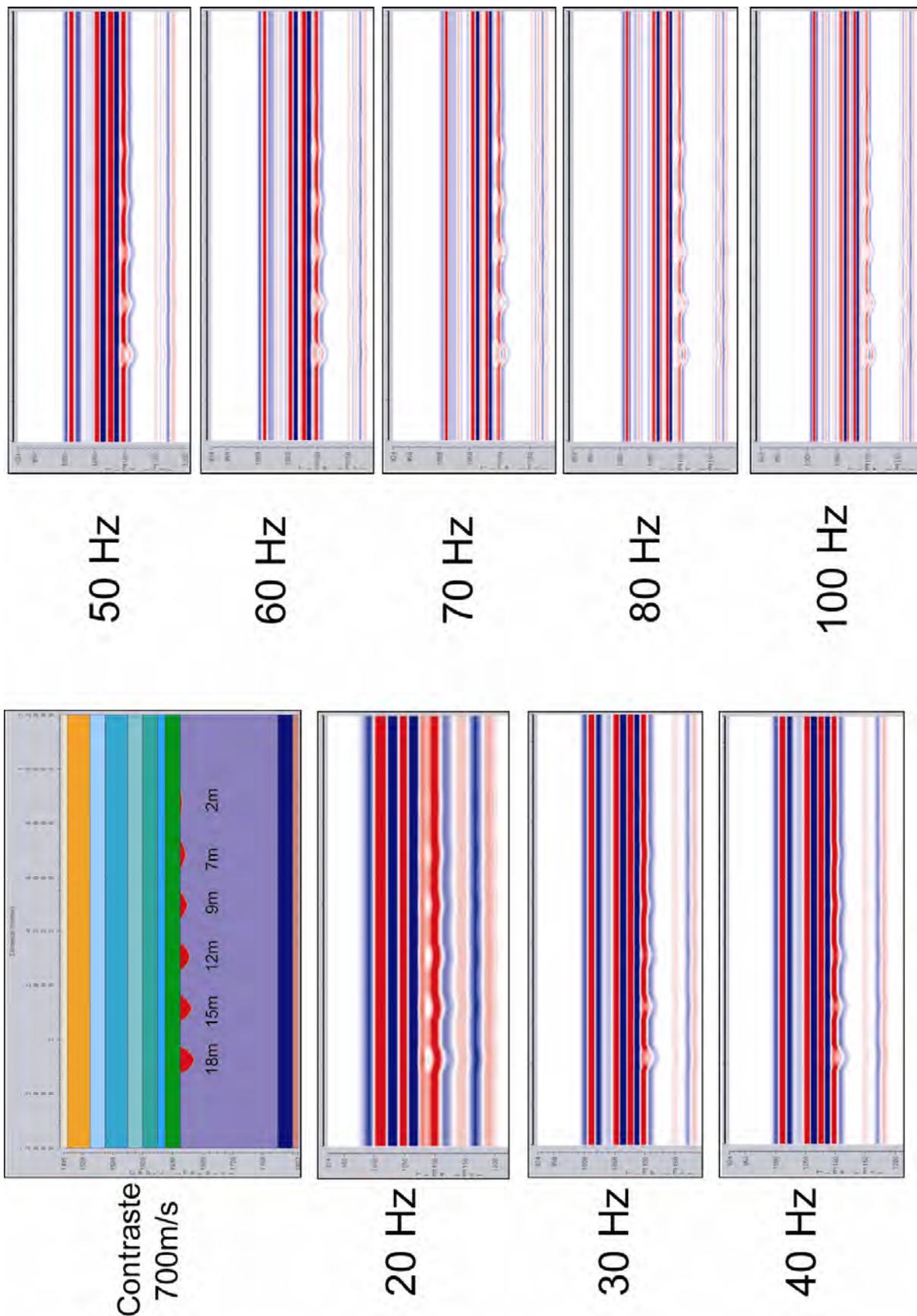


Figure A-5 : Influence de l'épaisseur du remplissage d'un corps chenalisé sur son image sismique. Le contraste de vitesses entre le remplissage et l'encaissant est le même pour tous les corps chenalisés (700 m/s).

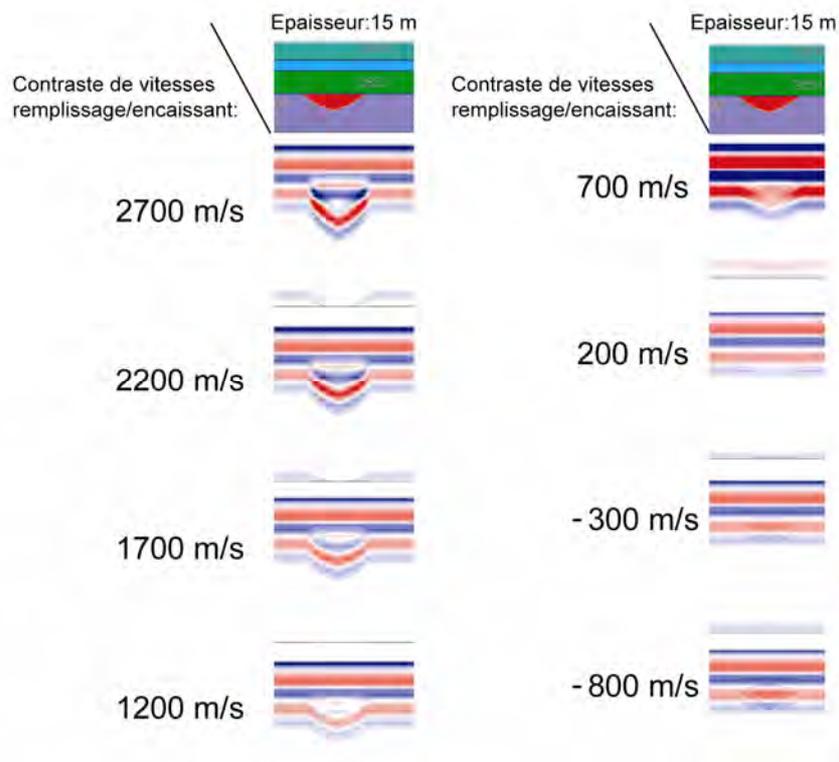


Figure A-6 : Influence de la lithologie (impédance sismique) du remplissage d'un corps chenalisé sur son image sismique

Ces effets, appelés « push-down » (inflexion vers le bas) et « pull-up » (inflexion vers le haut) sont les conséquences respectives du retard et de l'avance que possèdent les ondes sismiques après avoir traversé le corps chenalisé par rapport aux ondes sismiques qui ne l'ont pas traversé.

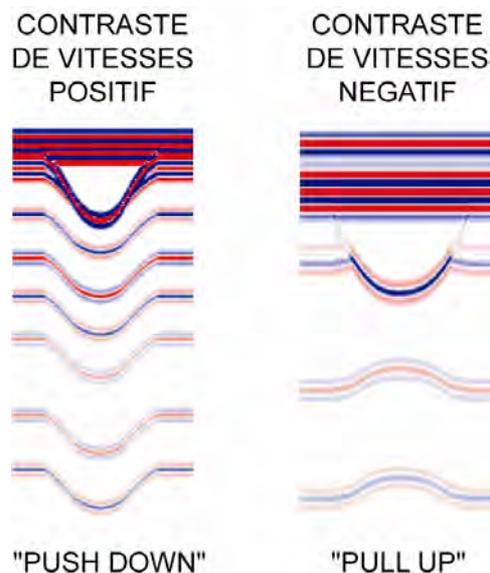


Figure A-7 : Les effets « push down » et « pull up » sur les réflexions sous-jacentes au chenal. Ces effets sont générés respectivement pour de forts contrastes de vitesses positifs et négatifs entre le remplissage du corps chenalisé et les séries encaissantes.

Le contraste de vitesse entre le remplissage du corps chenalisé et les séries encaissantes influe également sur l'amplitude de la réflexion correspondant au réflecteur basal du corps chenalisé. Plus la valeur absolue du contraste est élevée, plus l'amplitude de la réflexion est forte.

3.1.3. Effet combiné de l'épaisseur et du remplissage d'un corps chenalisé

Les modèles précédents montrent que ces deux paramètres : l'épaisseur et le type de remplissage d'un corps chenalisé ont chacun une influence comparable sur l'épaisseur en temps de l'image de ce corps chenalisé sur les lignes sismiques synthétiques. Afin de prendre en compte ces deux paramètres pour l'interprétation et la quantification des corps chenalisés sur des lignes sismiques réelles, des tableaux de profils synthétiques ont été réalisés pour chaque valeur de pic de fréquence (*Pl. 1 à 28*). Dans ces tableaux, une des entrées correspond à l'épaisseur du corps chenalisé et la deuxième entrée correspond au contraste de vitesse de propagation entre le remplissage du corps chenalisé et les séries encaissantes. Sur ce type de tableau, il est possible d'analyser les effets combinés de ces deux paramètres sur l'image des corps chenalisés.

3.2. Artéfacts générés sous les bordures des corps chenalisés

Les modèles sismiques réalisés avec la méthode d'incidence normale, qui génère des diffractions, montre que dans certains cas, des « zones d'ombre », bandes blanches verticales, apparaissent sous les bordures du chenal (*fig. A-8*). Les paramètres qui contrôlent la génération de ces artéfacts sont : (1) les angles d'inclinaison des bordures du corps chenalisé (*fig. A-9*) et (2) le contraste de vitesses sismiques entre le remplissage et l'encaissant (*fig. A-8*). Ces « zones d'ombre » sont généralement éliminées lors du traitement et particulièrement de la migration des données sismiques réelles. Cependant, ces effets restent visibles dans certains cas et particulièrement pour les images de petits corps chenalisés (*fig. A-10*).

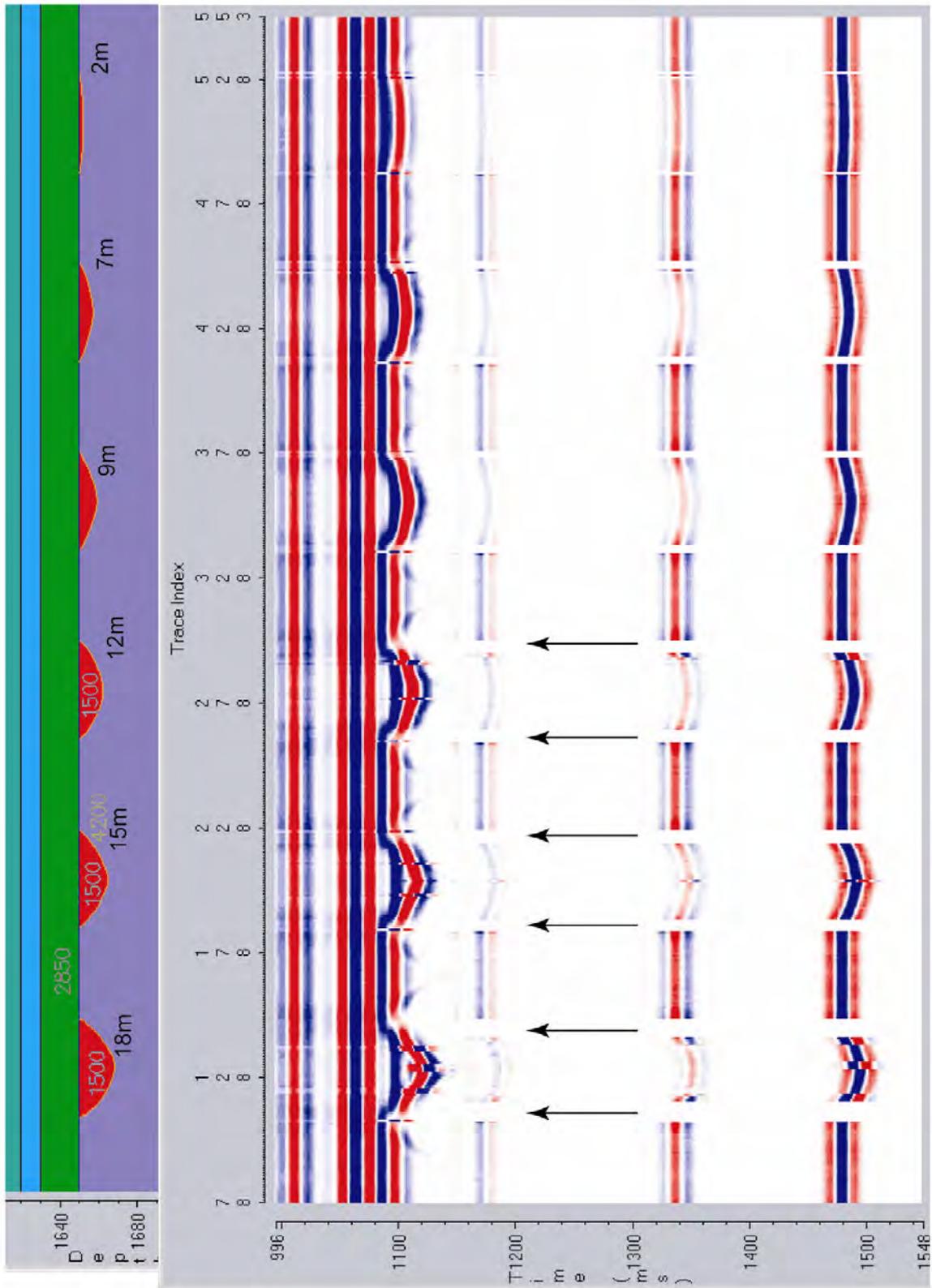


Figure A-8 : Profil sismique synthétique généré par des rayons à incidence normale, sur lequel apparaissent des zones d'ombre sous les bordures des chenaux. Pour ce modèle, le contraste de vitesse entre le remplissage du chenal et l'encaissant est élevé : 2700 m/s.

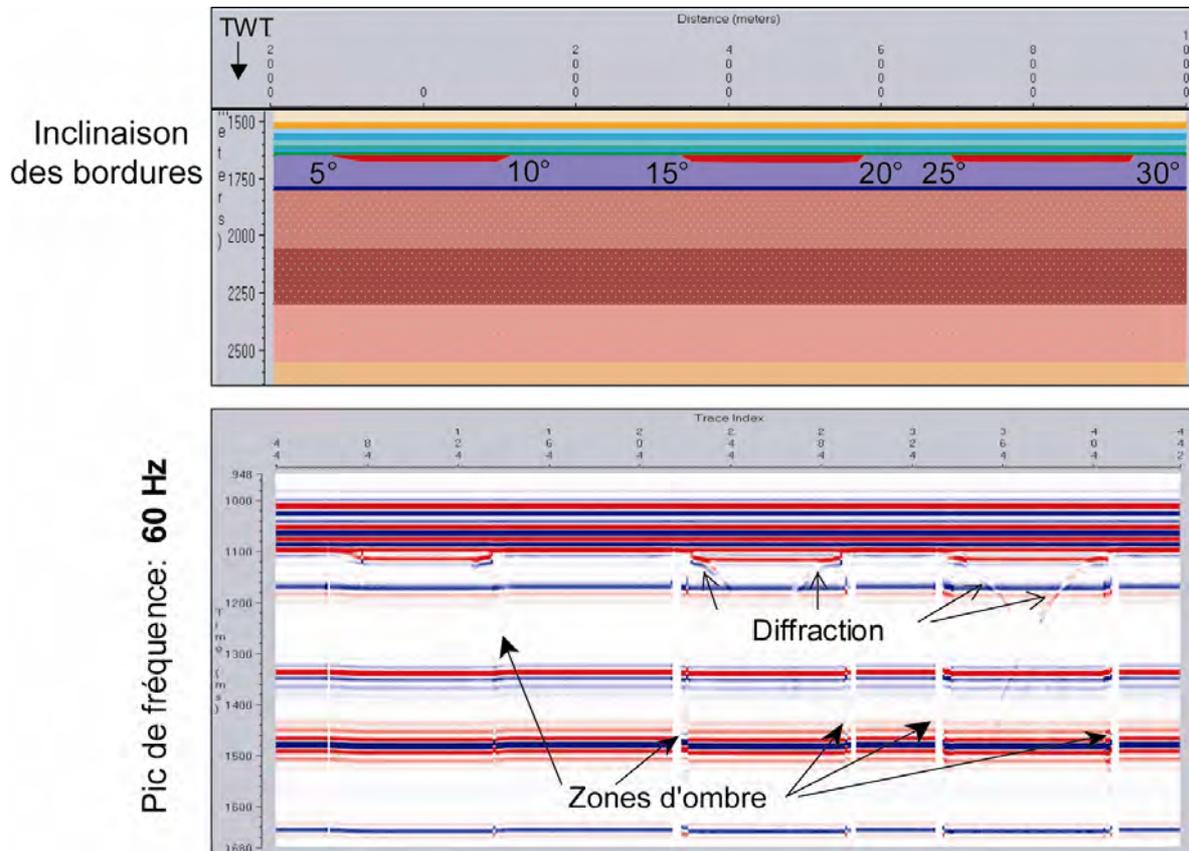


Figure A-9: Relations entre la création de zones d'ombre et la forte inclinaison des bordures des chenaux. Ce profil sismique synthétique a été généré par des rayons à incidence normale.

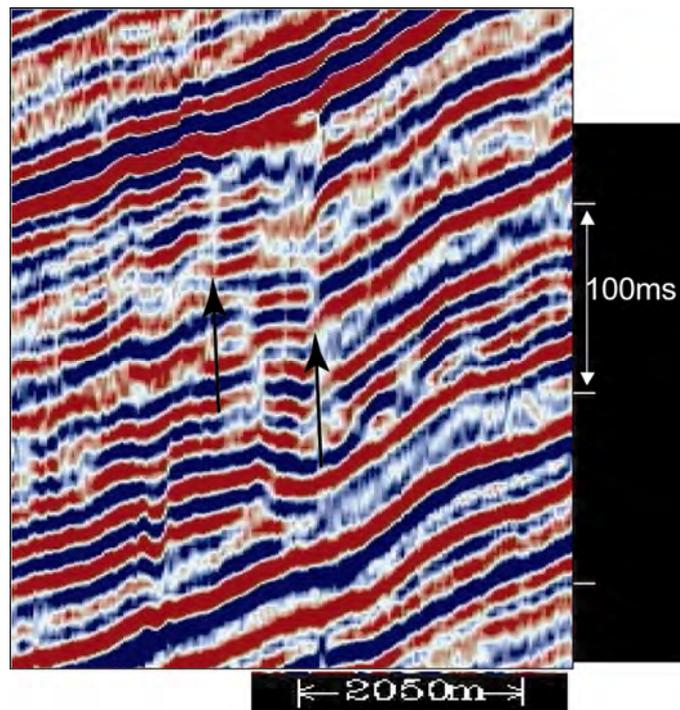


Figure A-10: Reliquats de zones d'ombre sur des données sismiques réelles migrées. Ces zones d'ombre peuvent facilement être interprétées comme des failles.

4. APPLICATION

A partir des résultats de cette étude, une méthode en trois étapes est proposée pour quantifier les paramètres d'un corps chenalisé imagé sur une ligne sismique réelle.

- La première étape consiste à sélectionner le tableau correspondant à la fréquence dominante des données sismiques réelles étudiées.

- Ensuite, il est nécessaire d'évaluer approximativement la valeur du contraste de vitesses sismiques entre le remplissage du corps chenalisé et son encaissant. Pour cela, l'analyse des effets de « push-down » et « pull-up » (s'il sont présents) est très utile. En effet, si un « push-down » est présent sous l'image chenalisée à étudier, il s'agit alors de comparer cette image aux profils synthétiques réalisés avec des contrastes positifs. Si un « pull-up » est présent sous l'image chenalisée à étudier, il s'agit alors de comparer cette image aux profils réalisés avec des contrastes négatifs. La taille de l'inflexion des réflexions sous l'image chenalisée est proportionnelle au contraste de vitesses sismiques entre le remplissage et les séries encaissantes. Il est donc possible d'évaluer approximativement et relativement ce contraste pour chaque image chenalisée étudiée.

- Enfin, la comparaison directe de l'image sismique étudiée avec les profils synthétiques réalisés avec un contraste de vitesses sismiques similaire, permet de quantifier l'épaisseur du corps chenalisé réel qui crée l'image sismique.

PLANCHES

TABLEAUX DE PROFILS SISMIQUES SYNTHETIQUES DE CORPS CHENALISES

PLANCHES 1 à 16 :

Modèle 1 : Corps chenalisés de 1 km de large et de 2 à 18 m d'épaisseur
Pic de fréquence : 20 Hz à 100 Hz
Filtre : Ricker, phase nulle
Zero offset ray tracing

PLANCHES 18 à 28 :

Modèle 2 : Corps chenalisés de 2 km et 1 km de large et de 250 à 30 m d'épaisseur
Pic de fréquence : 20 Hz à 100 Hz
Filtre : Ricker, phase nulle
Zero offset ray tracing

Model 1: 1km wide channels

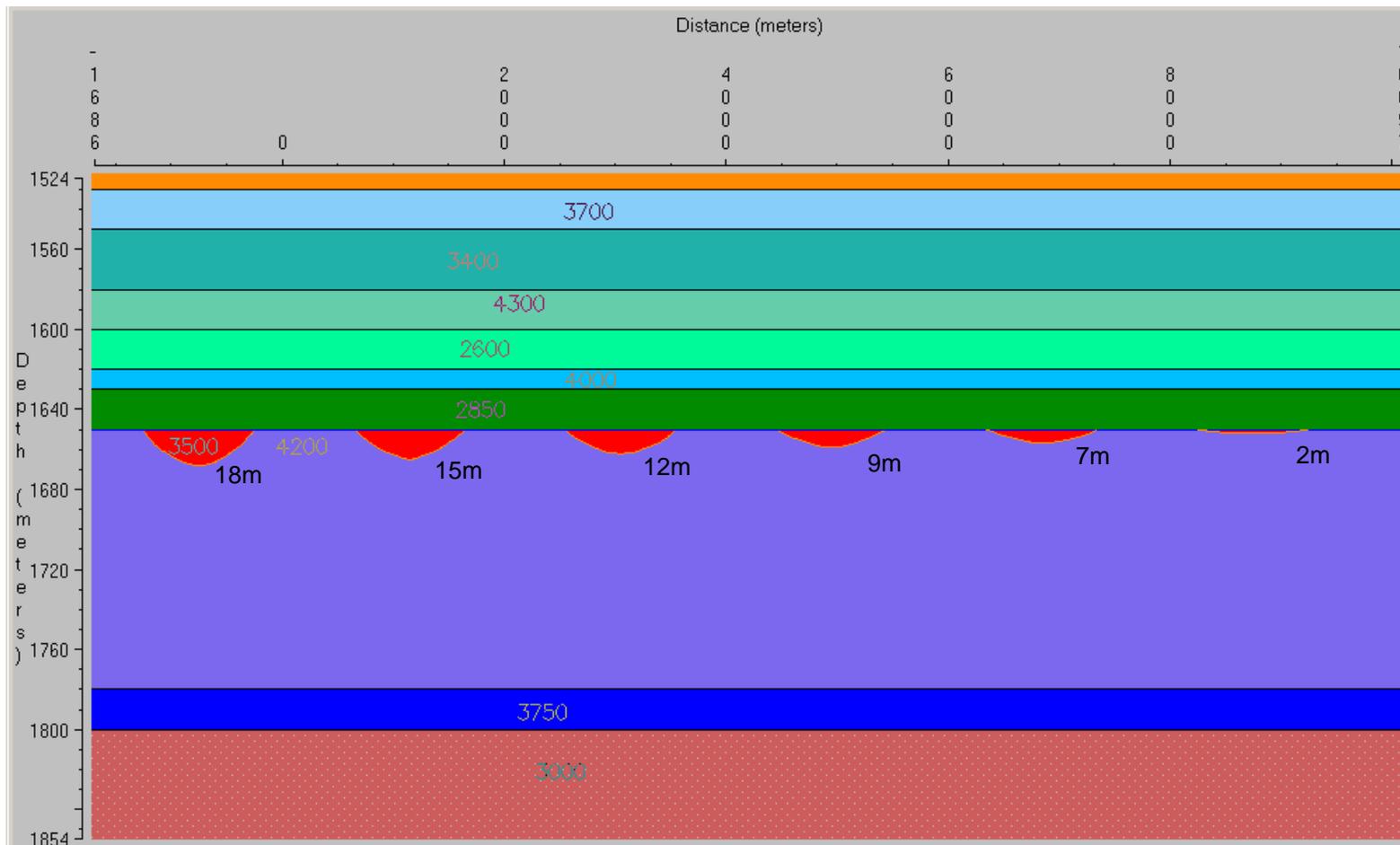
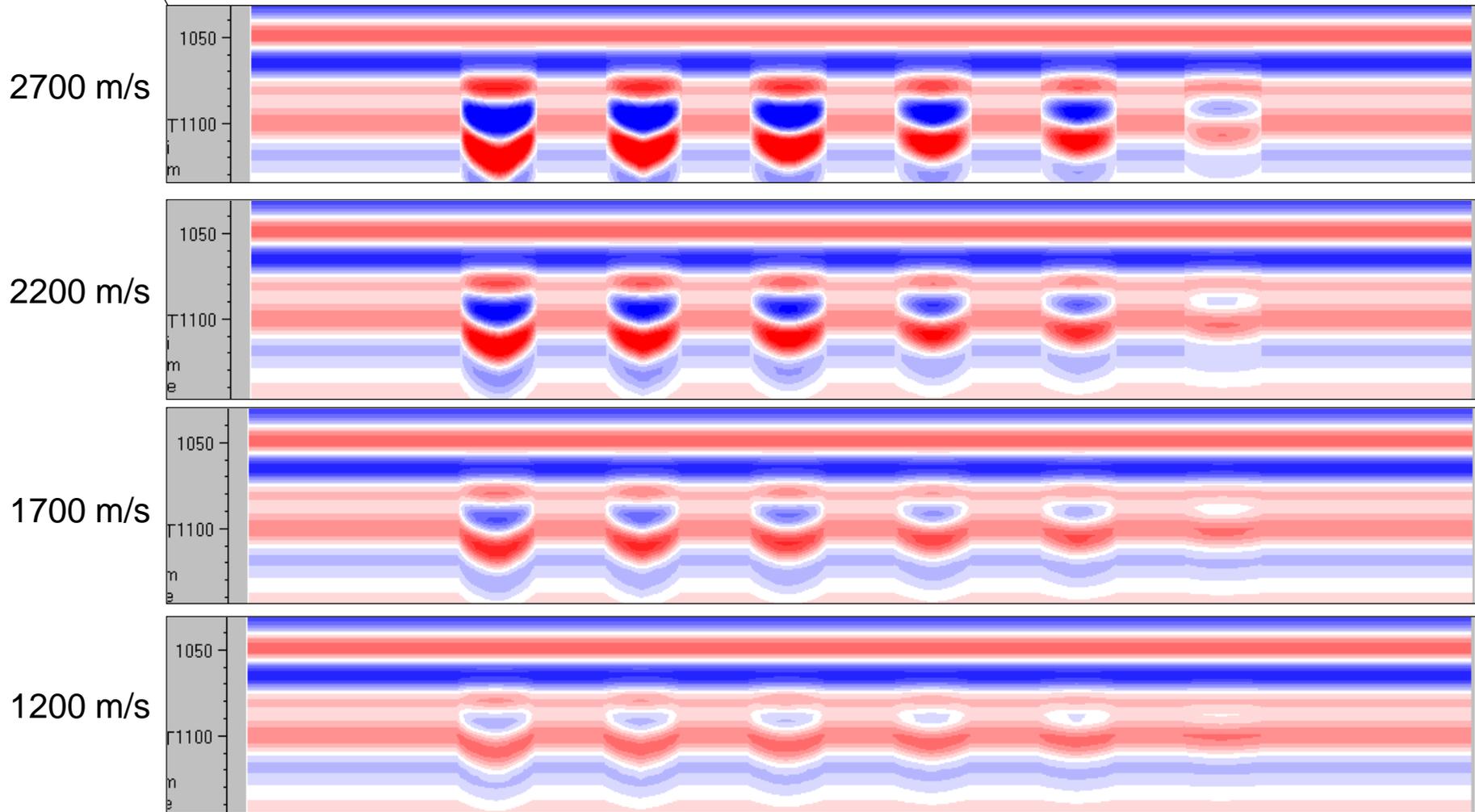
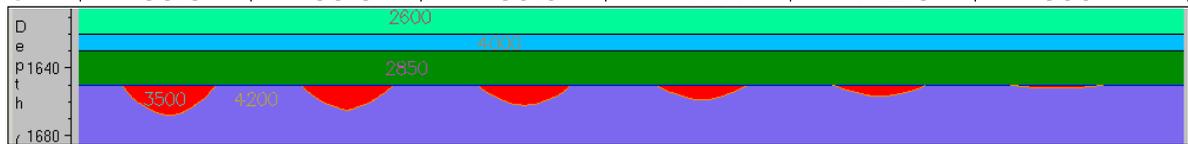


PLANCHE 1

20Hz

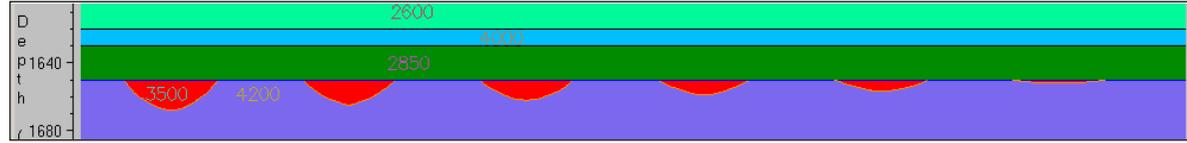
Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500

Velocity contrast

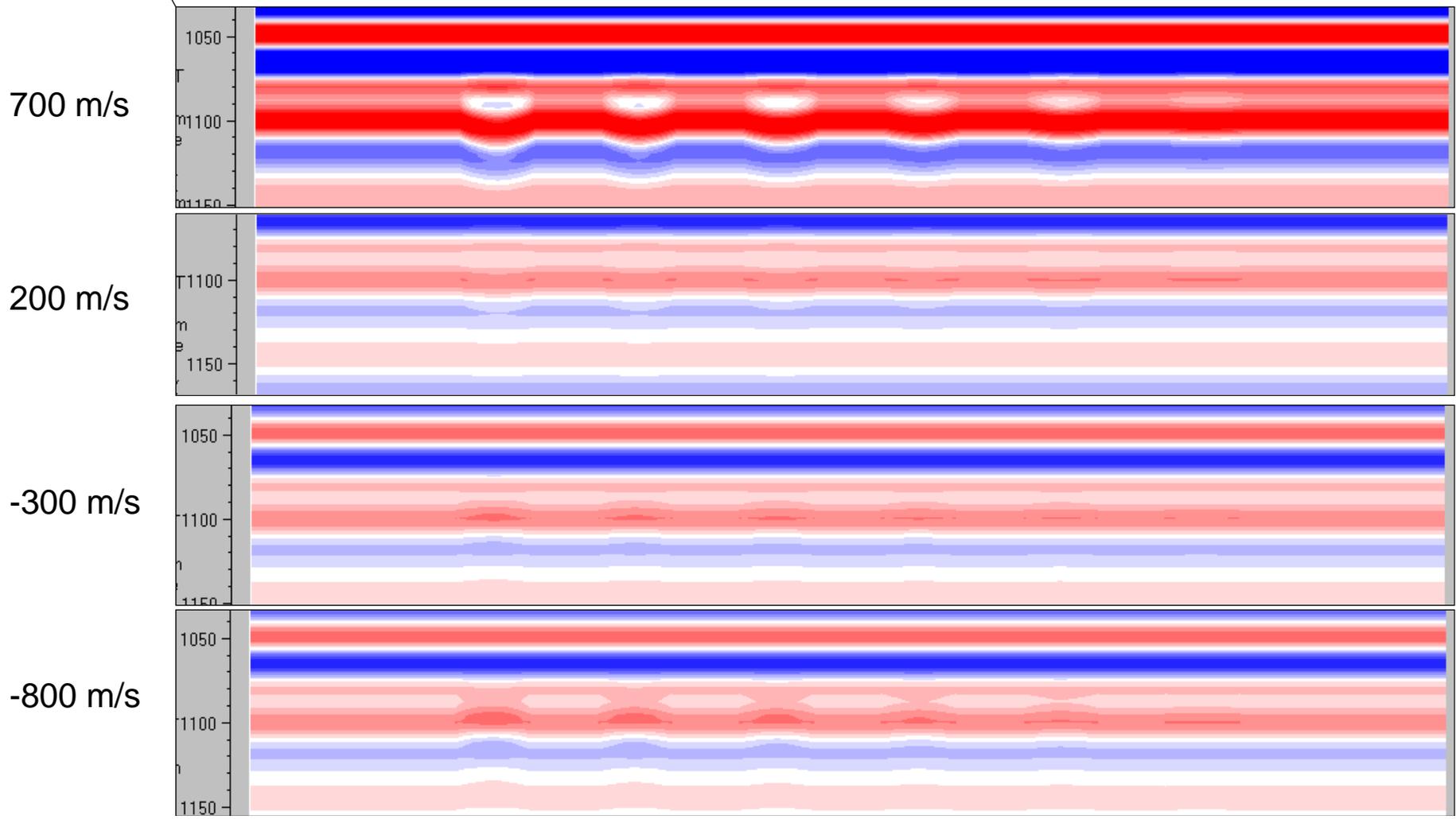


20Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500



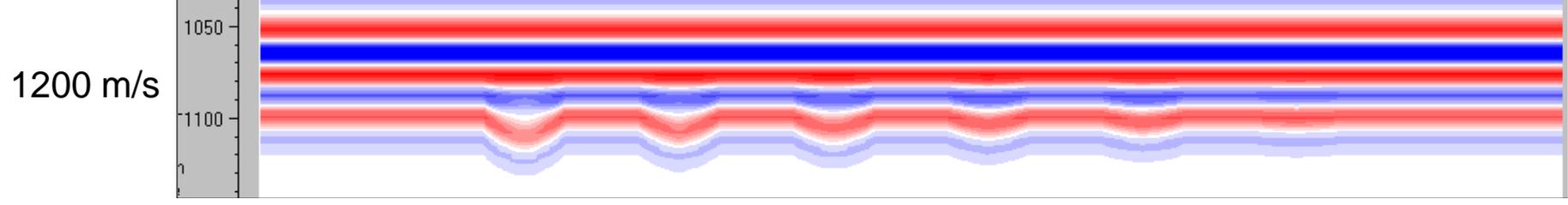
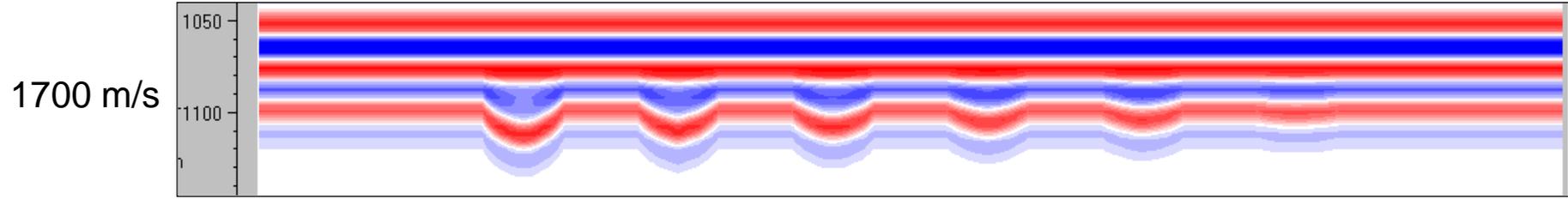
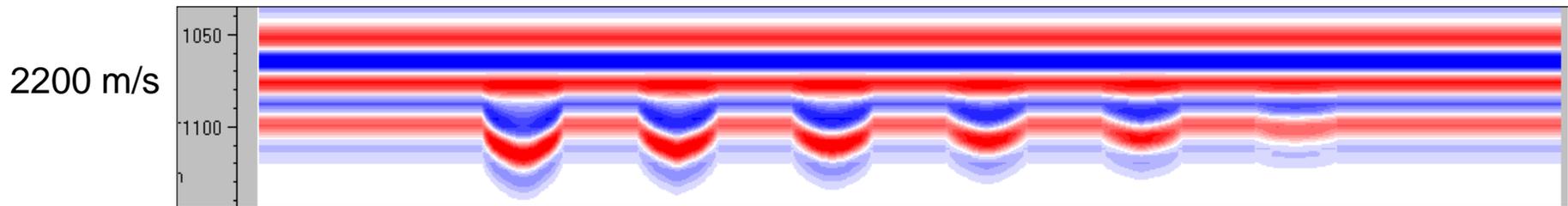
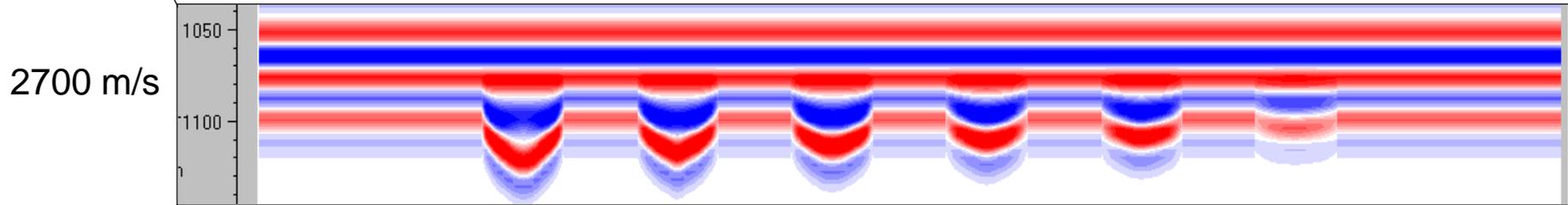
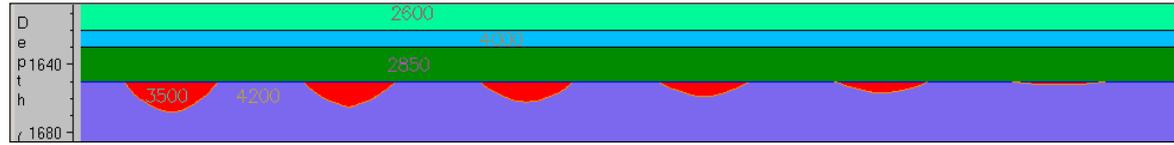
Velocity contrast



30Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500

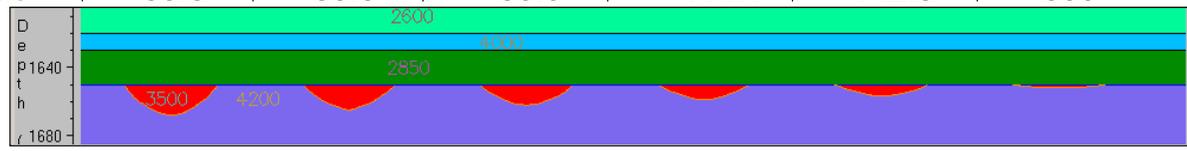
Velocity contrast



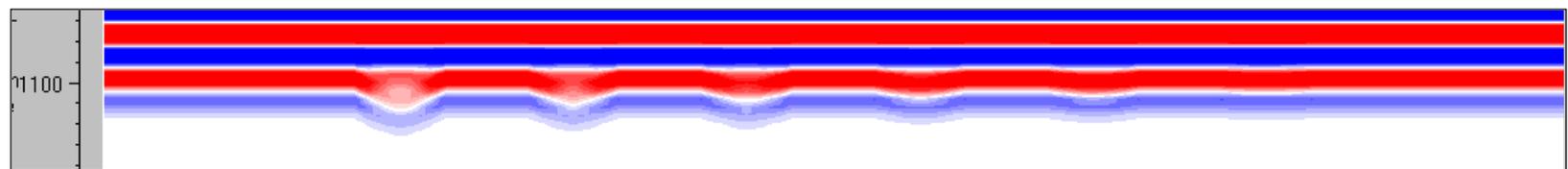
30Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500

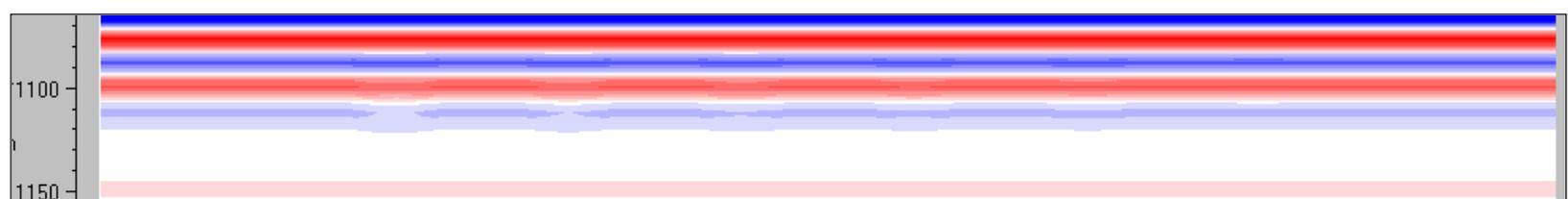
Velocity contrast



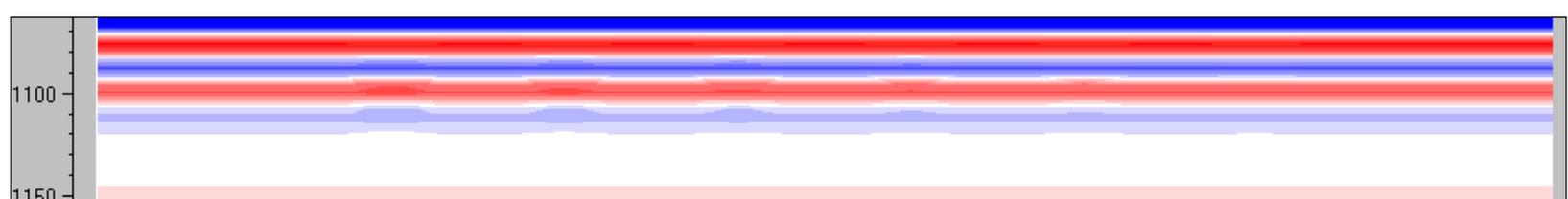
700 m/s



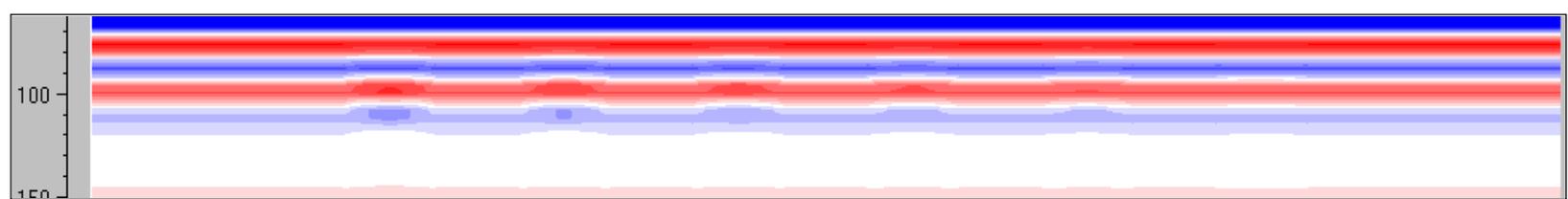
200 m/s



-300 m/s

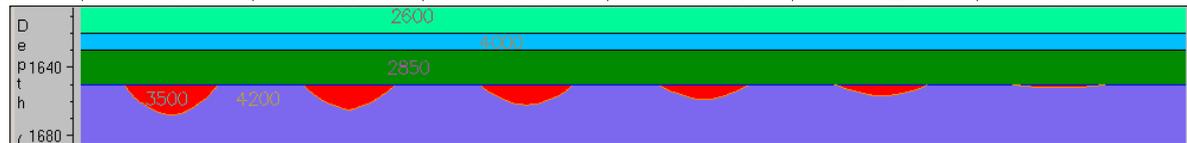


-800 m/s

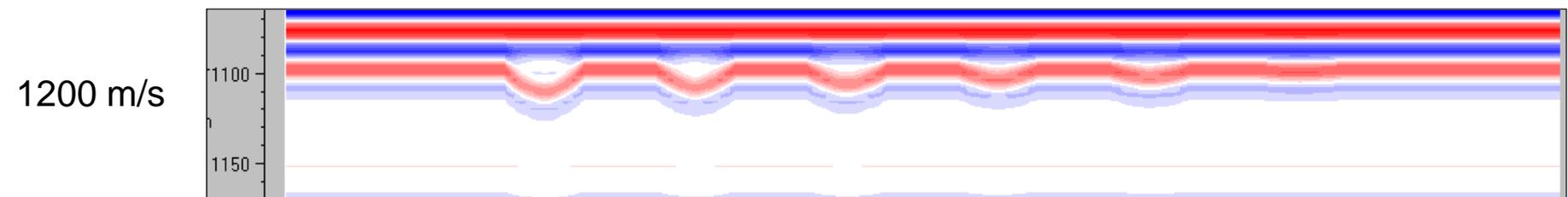
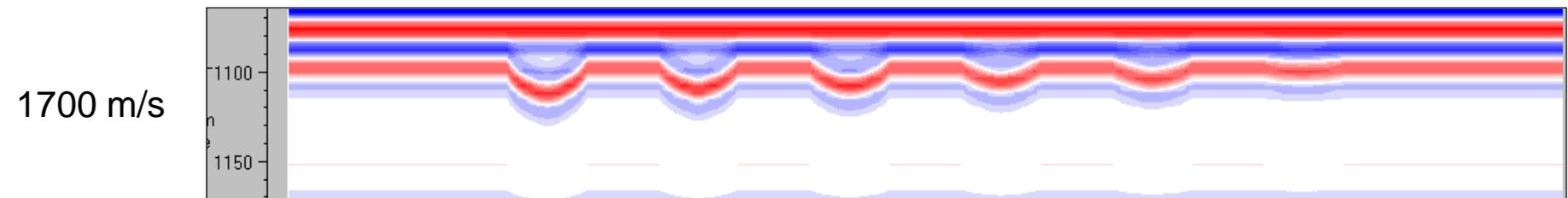
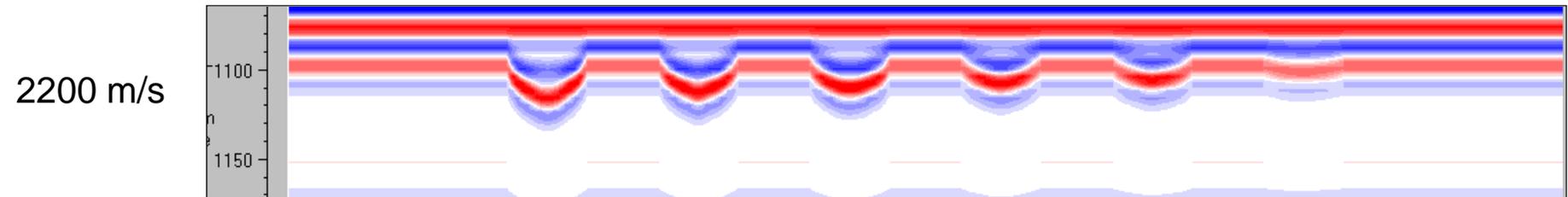
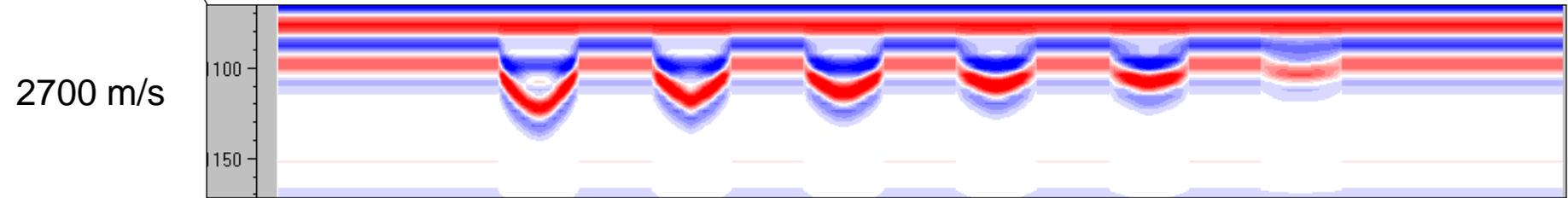


40Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500

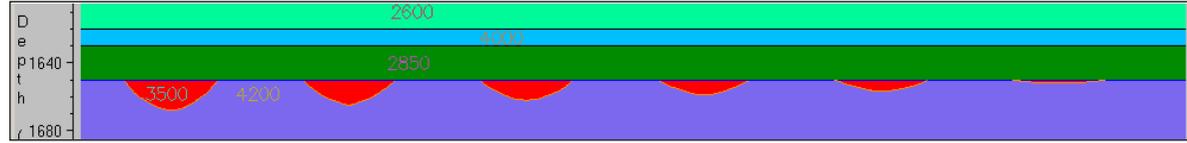


Velocity contrast

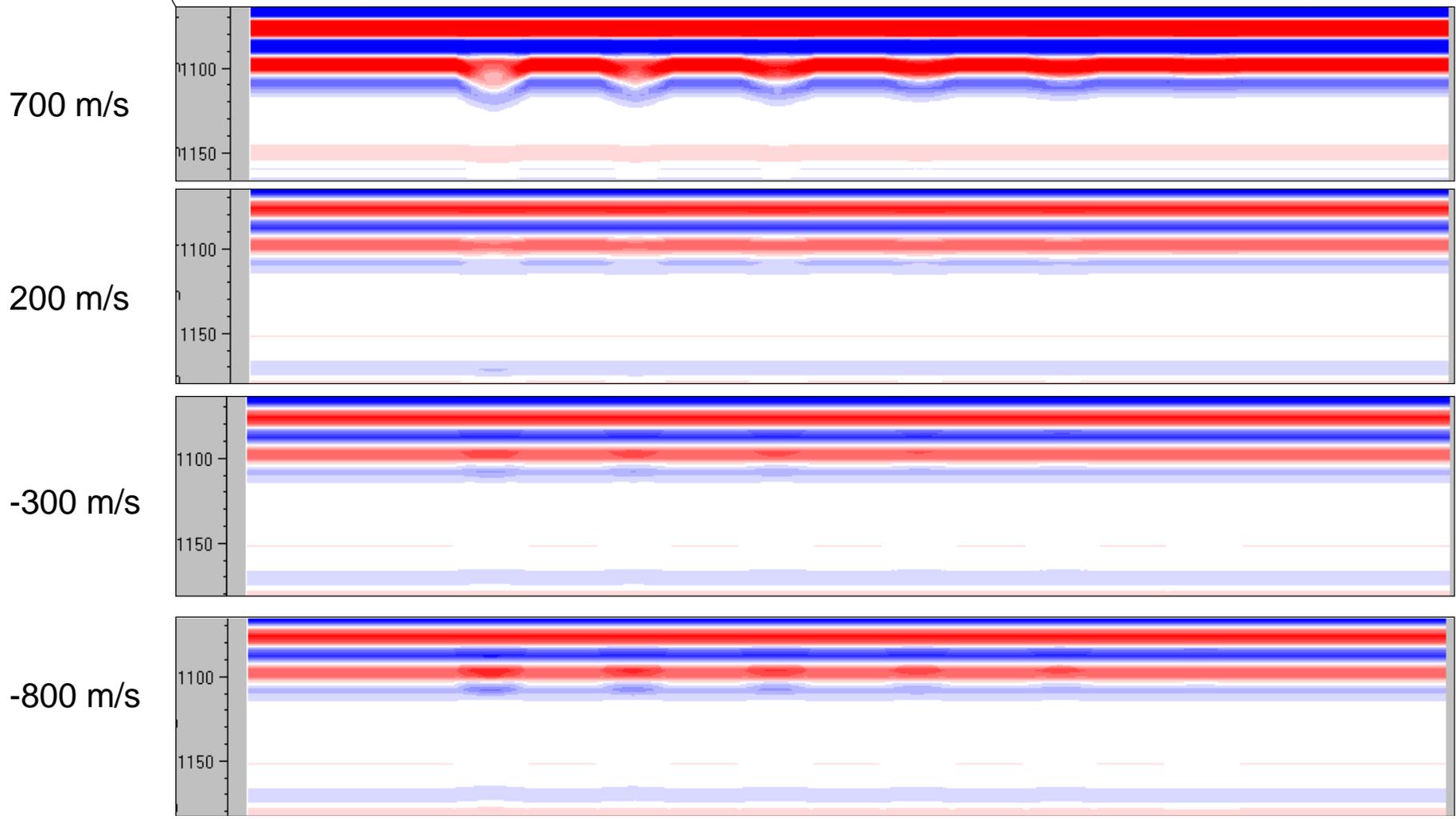


40Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500



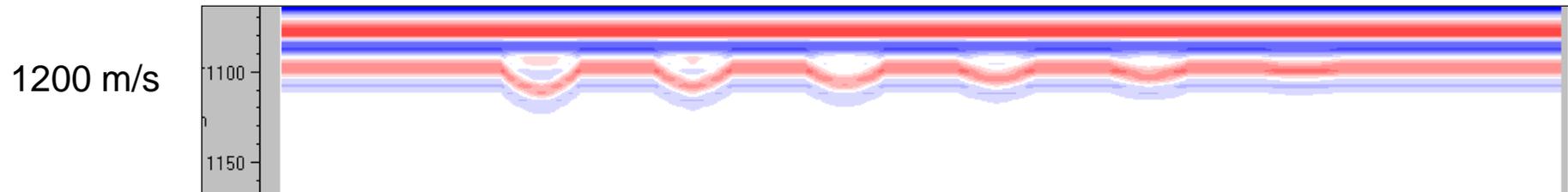
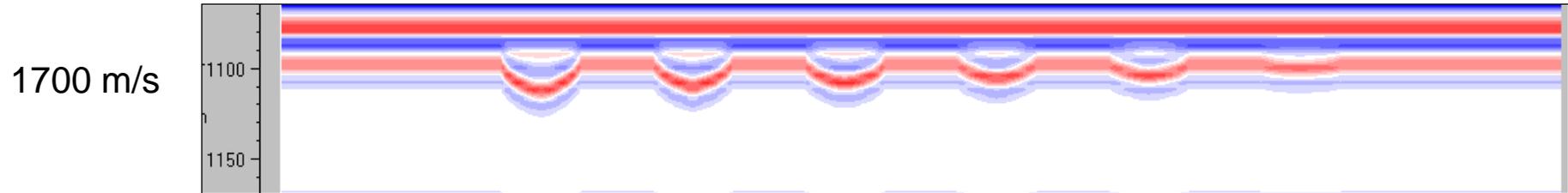
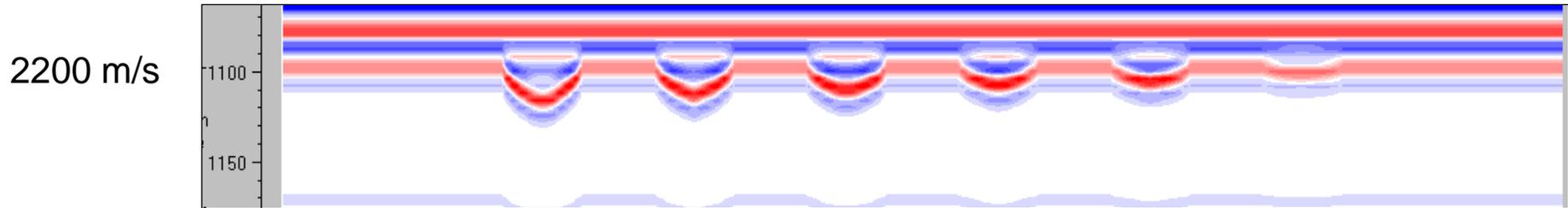
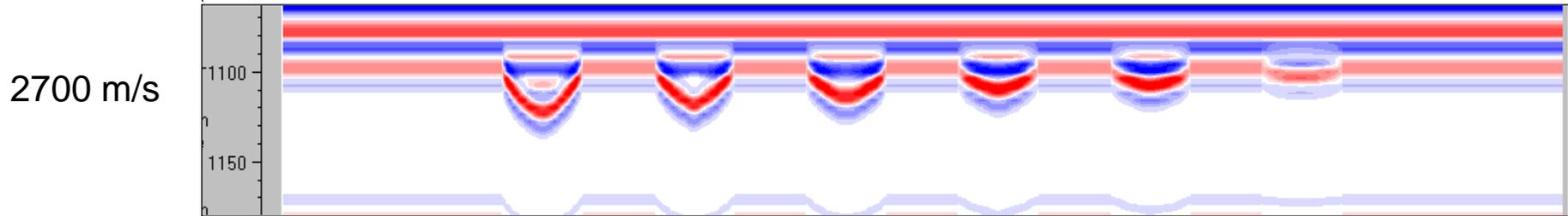
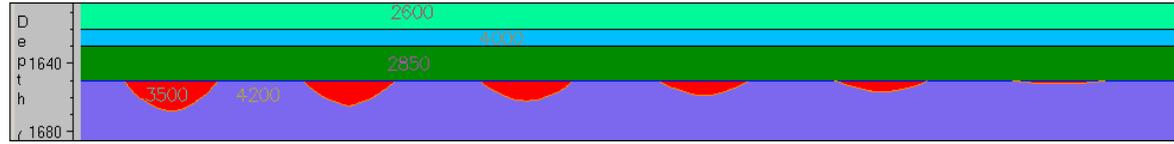
Velocity contrast



50Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500

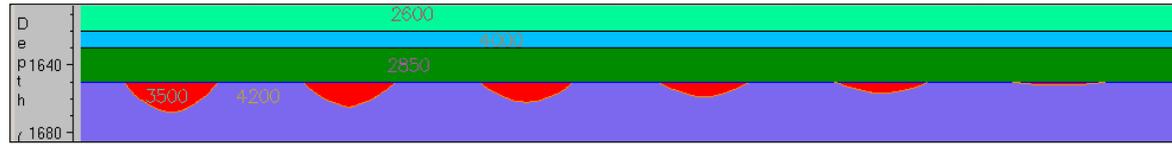
Velocity contrast



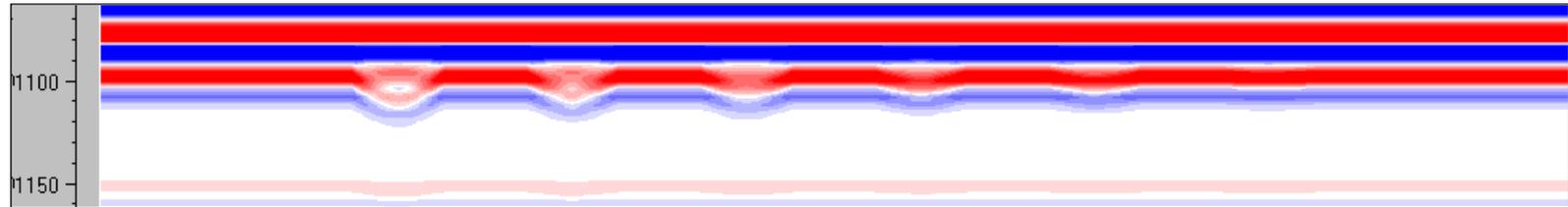
50Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500

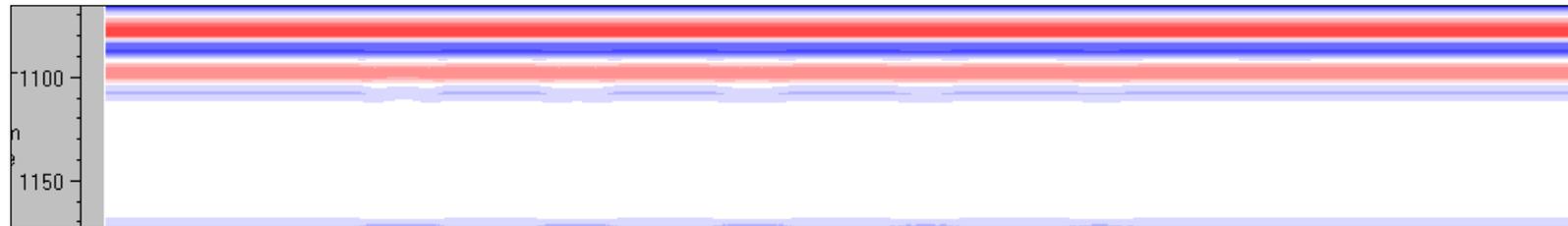
Velocity contrast



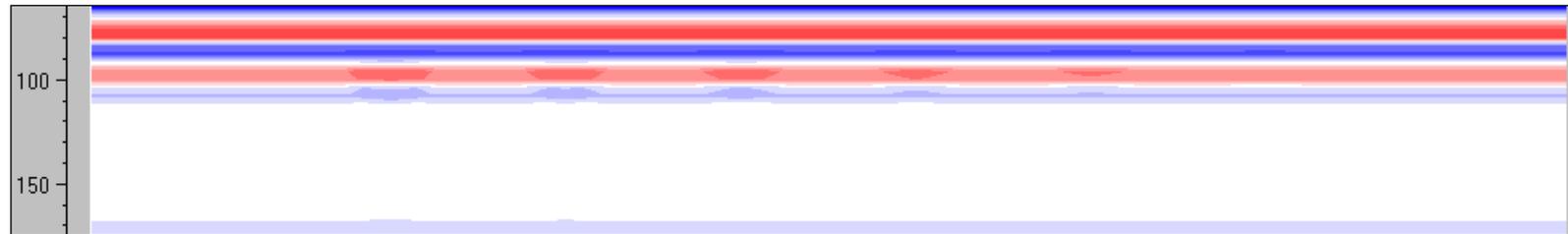
700 m/s



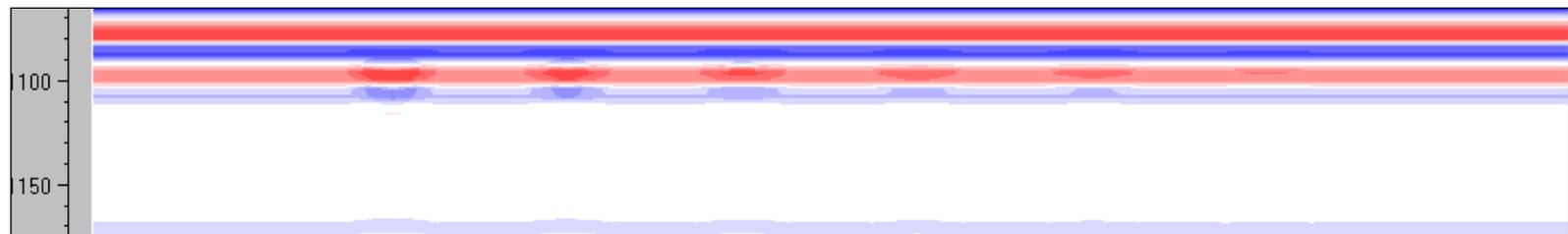
200 m/s



-300 m/s

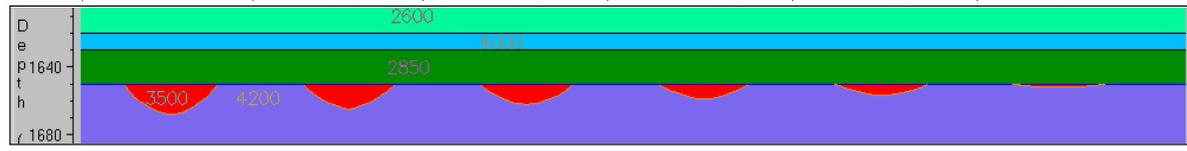


-800 m/s

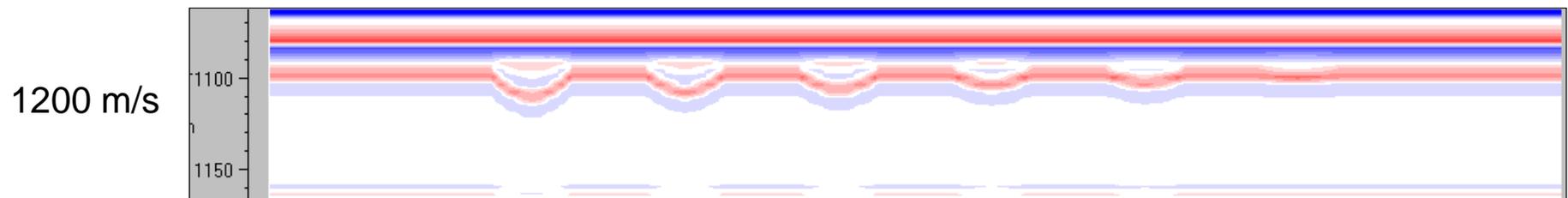
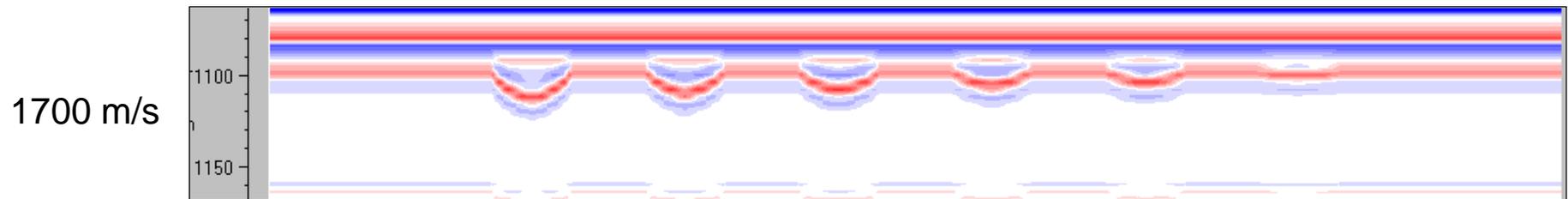
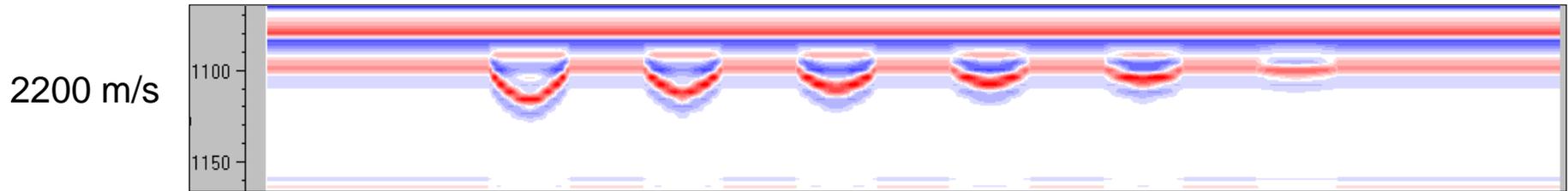
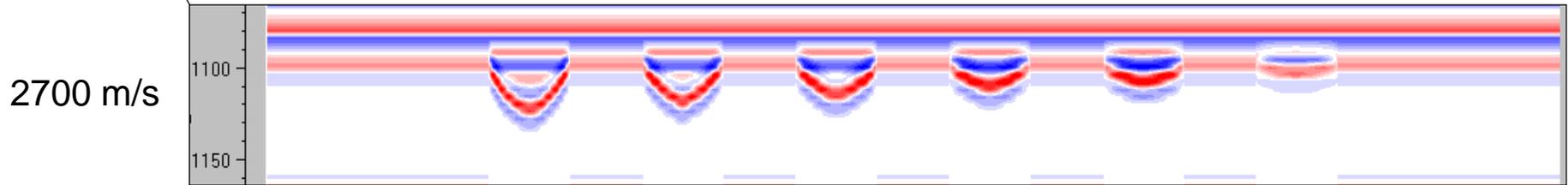


60Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500



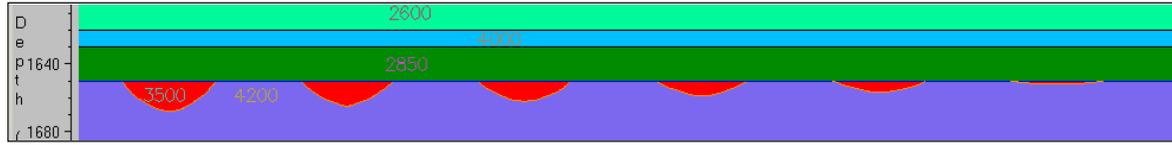
Velocity contrast



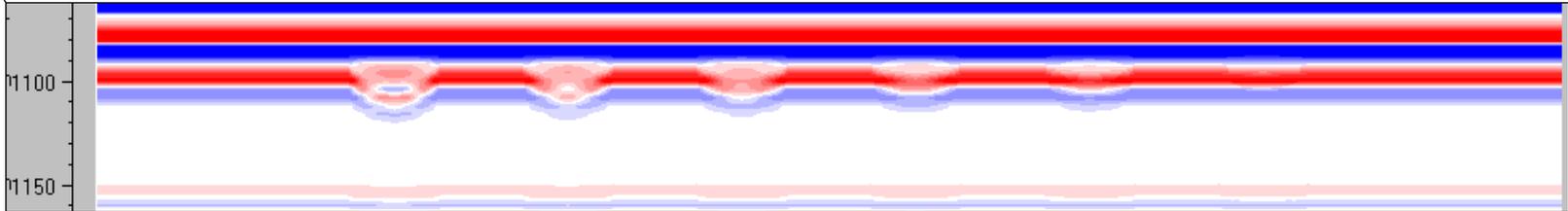
60Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500

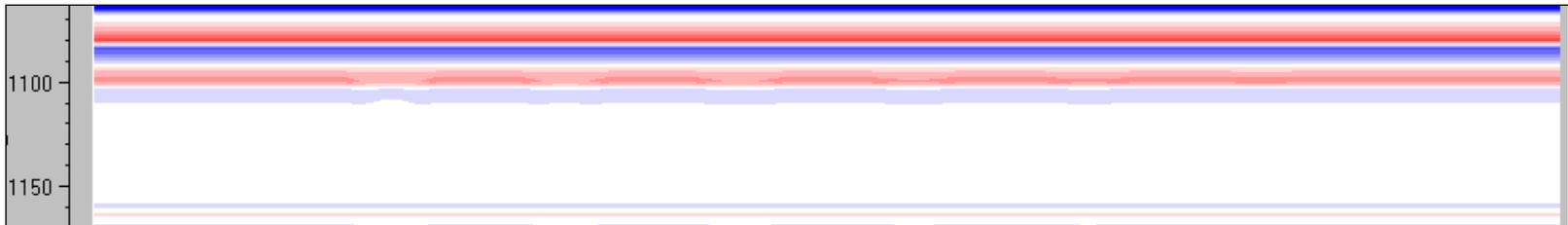
Velocity contrast



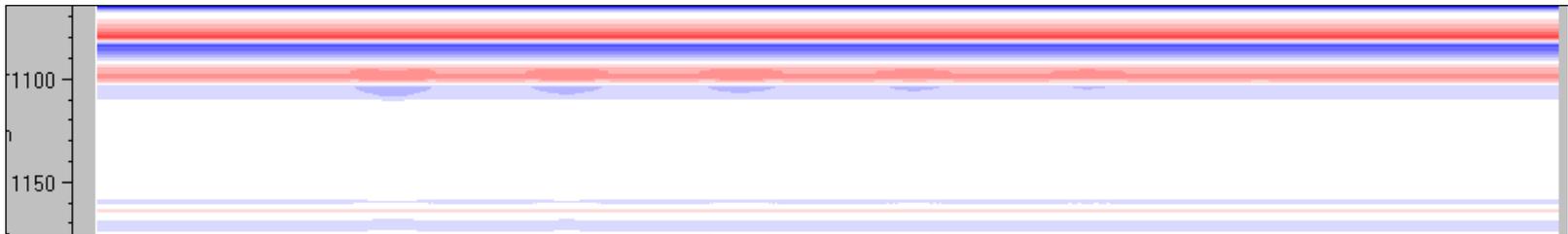
700 m/s



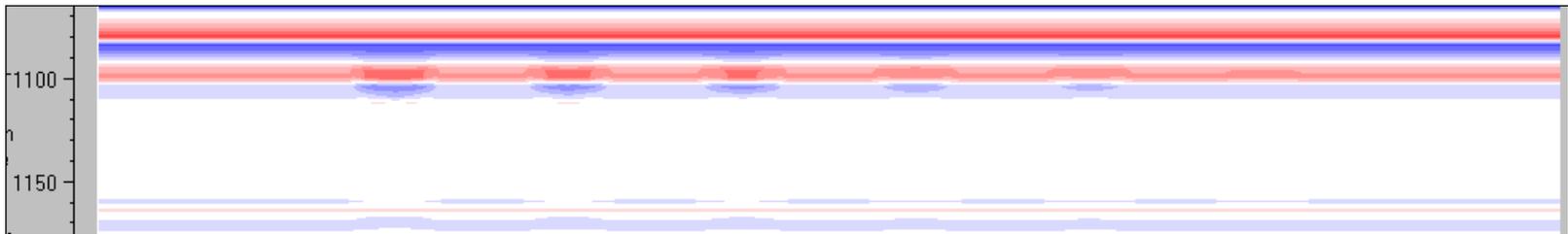
200 m/s



-300 m/s



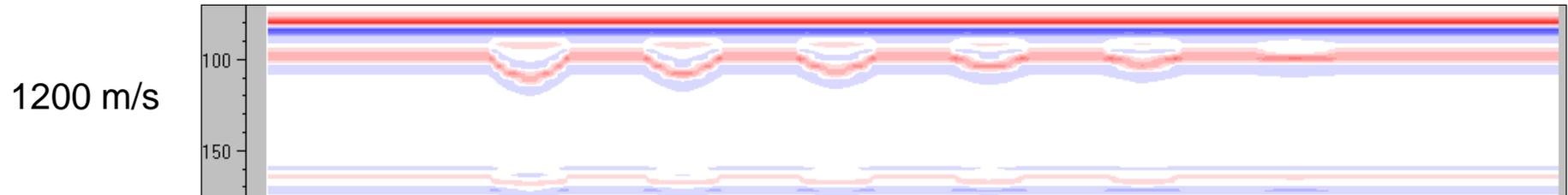
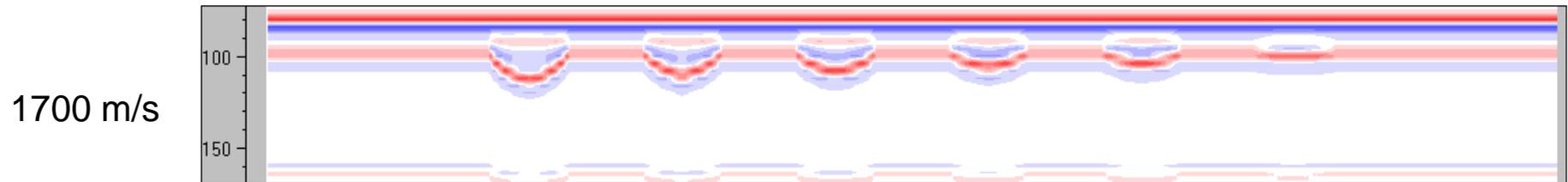
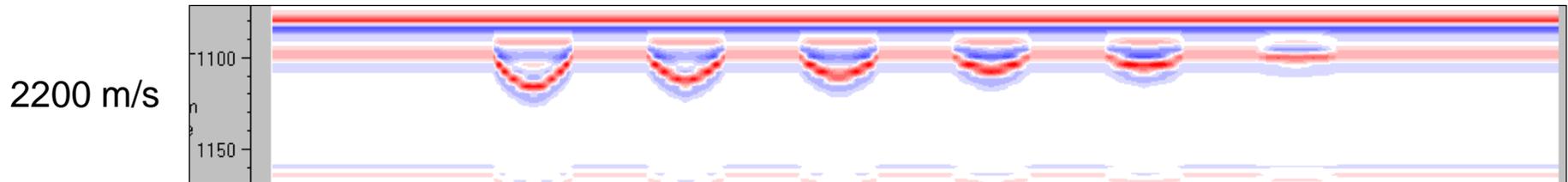
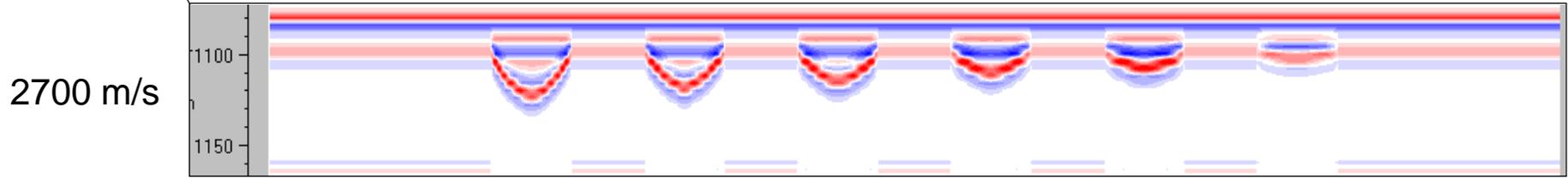
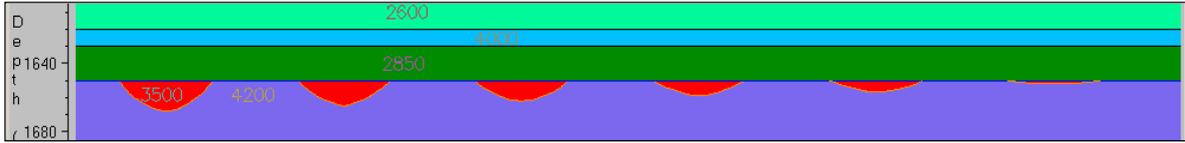
-800 m/s



70Hz

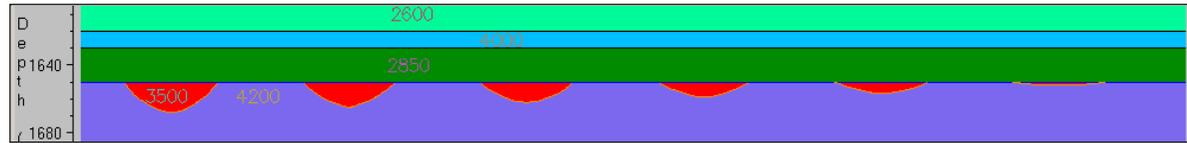
Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500

Velocity contrast

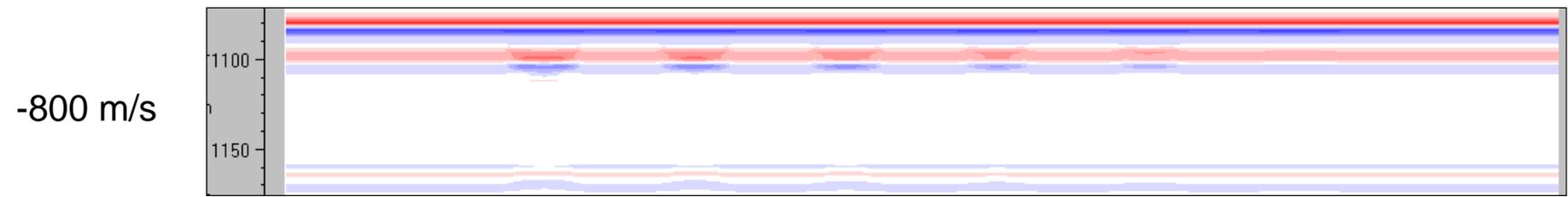
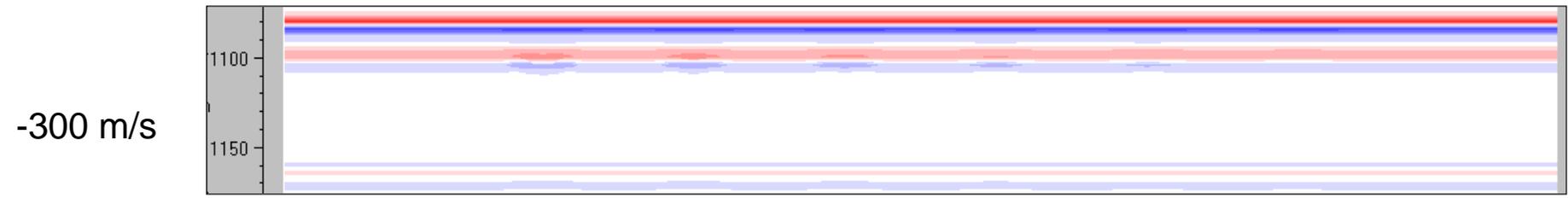
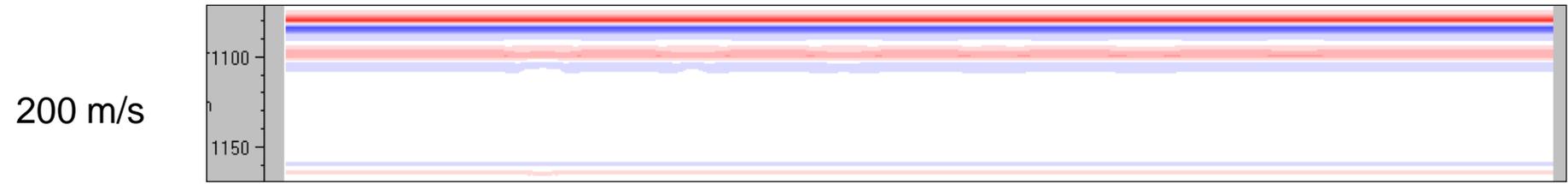
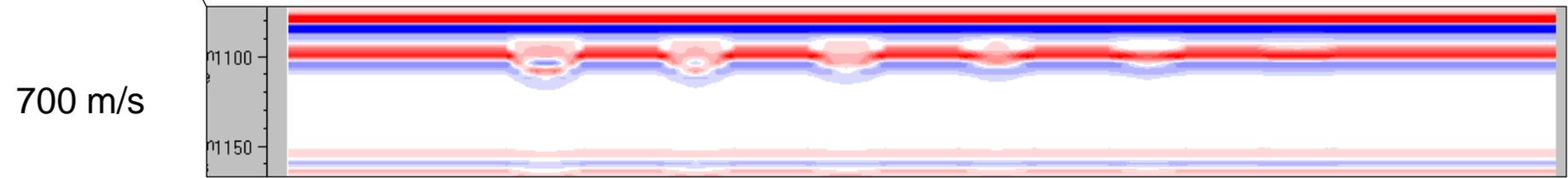


70Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500



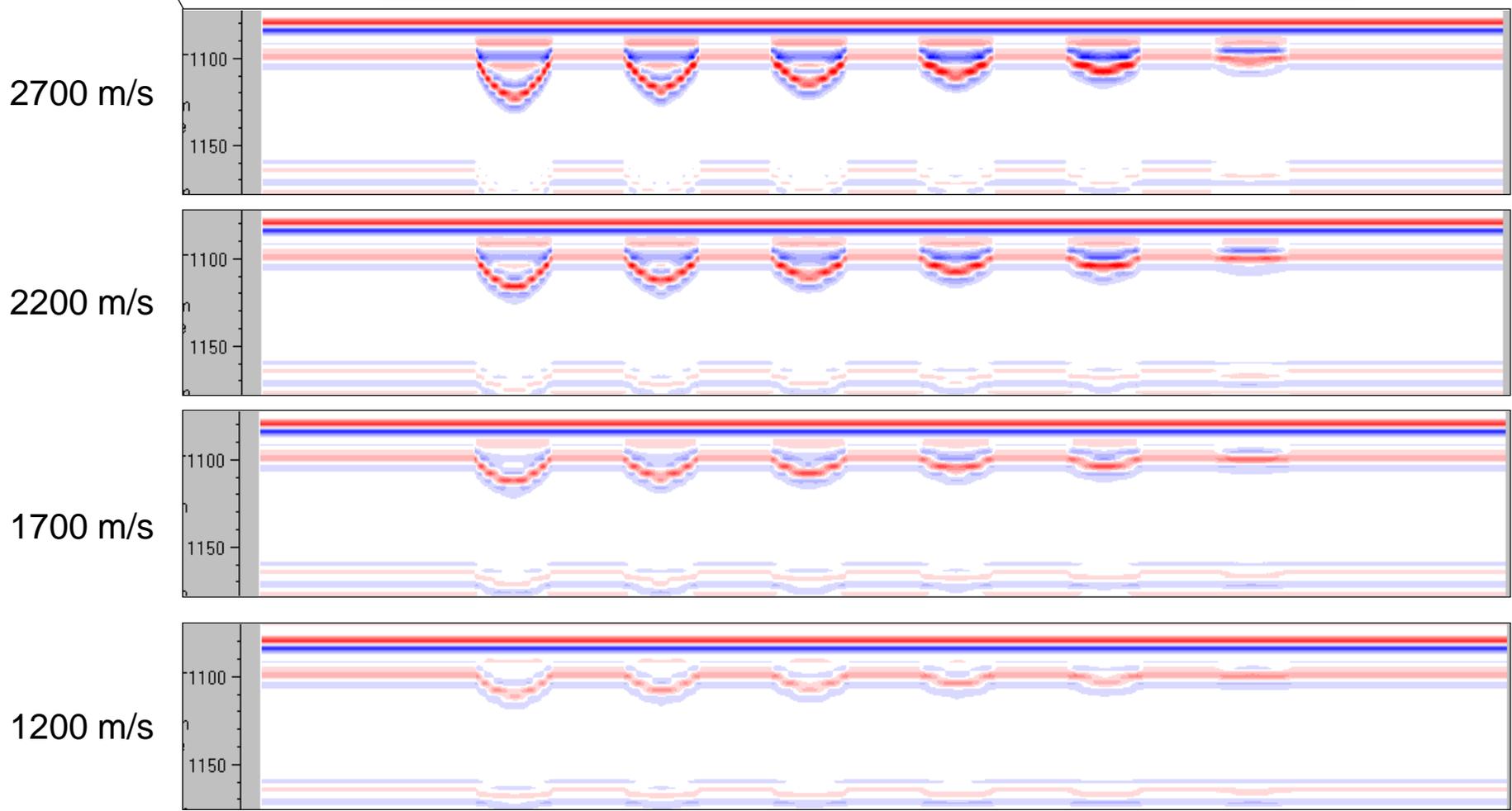
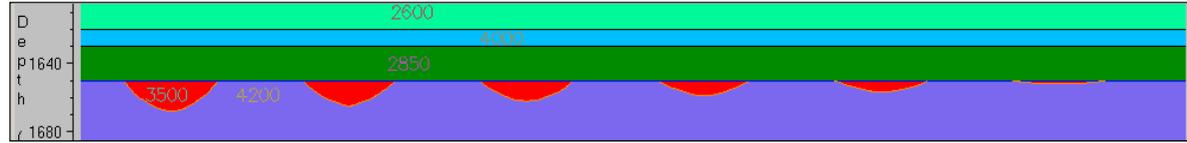
Velocity contrast



80Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500

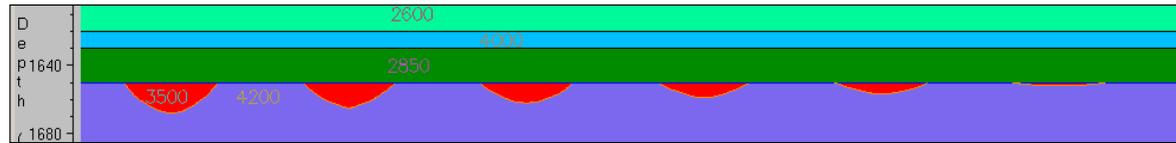
Velocity contrast



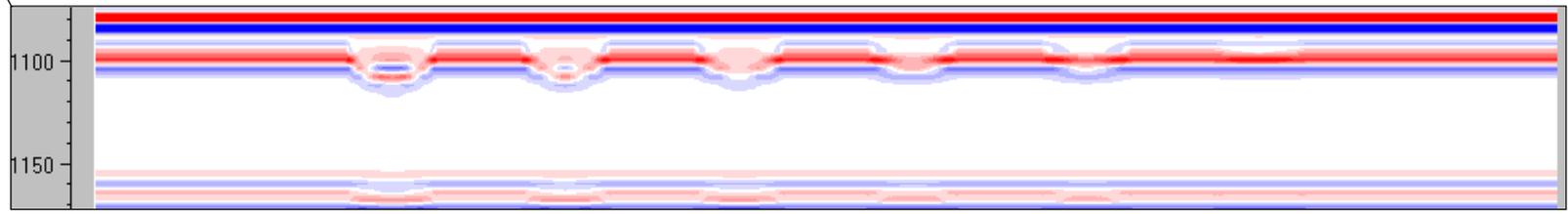
80Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500

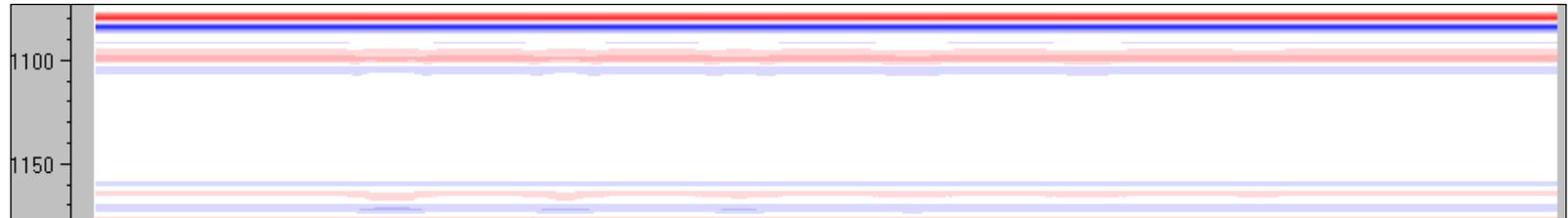
Velocity contrast



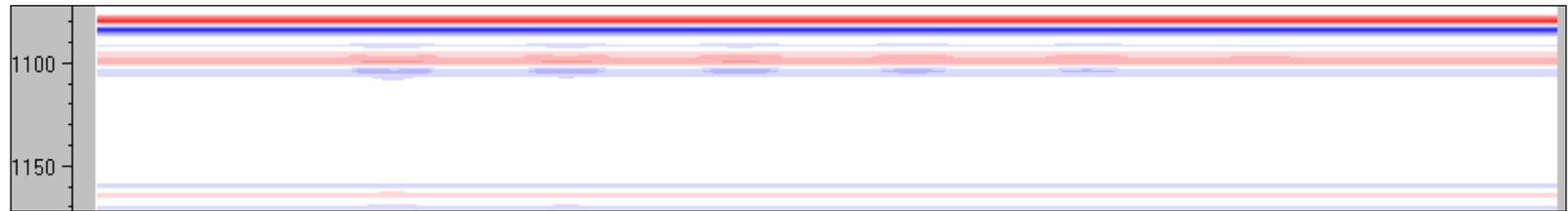
700 m/s



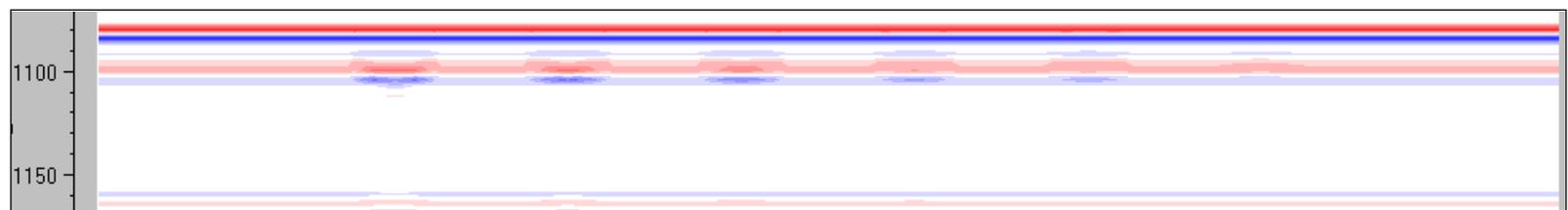
200 m/s



-300 m/s



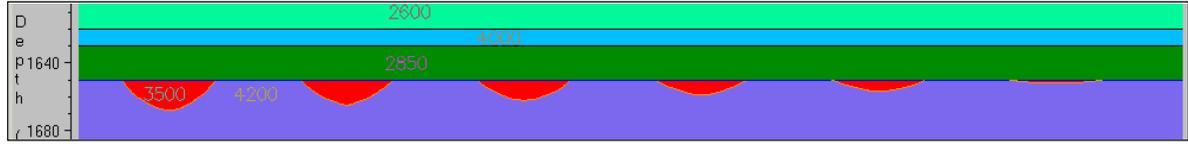
-800 m/s



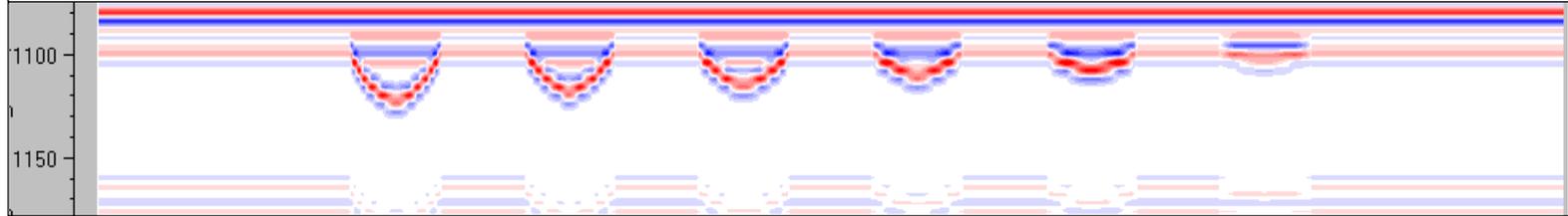
100Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500

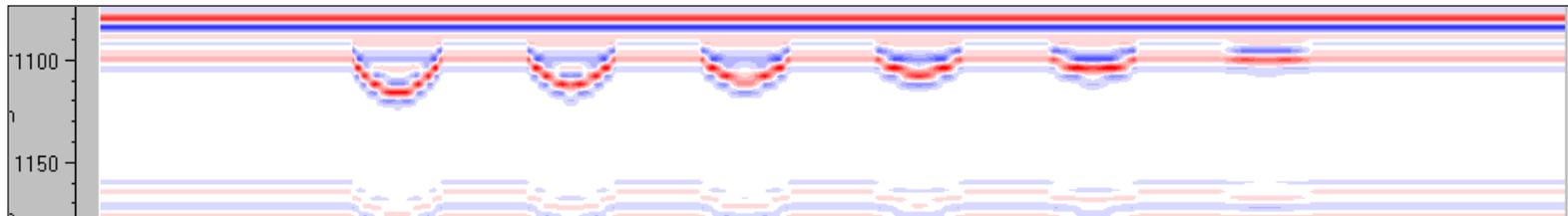
Velocity contrast



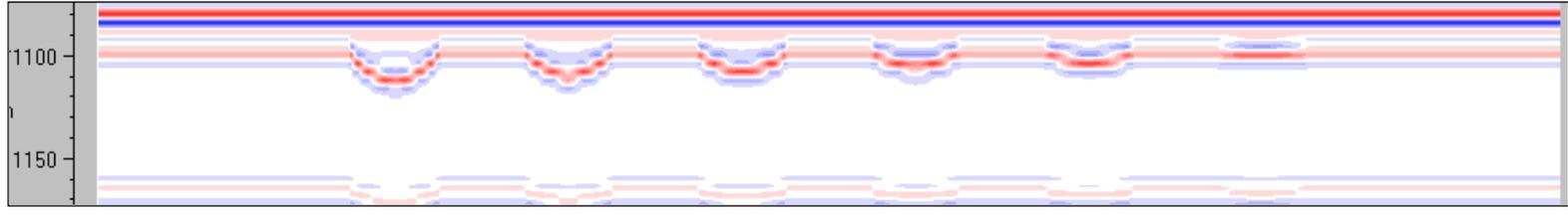
2700 m/s



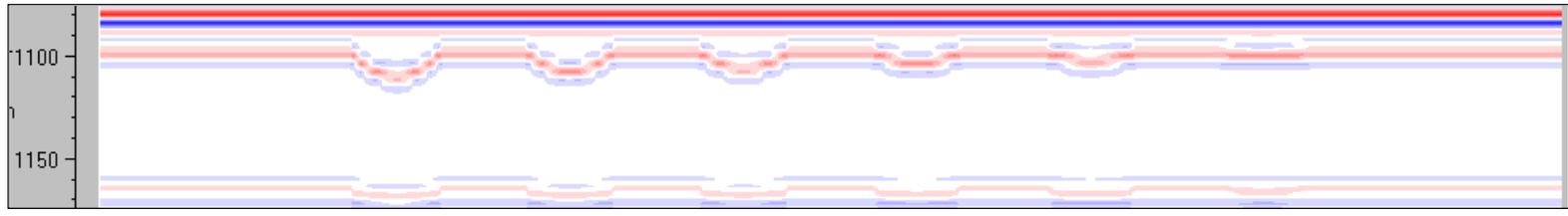
2200 m/s



1700 m/s

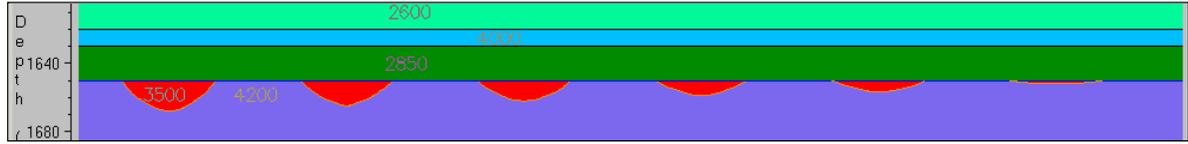


1200 m/s



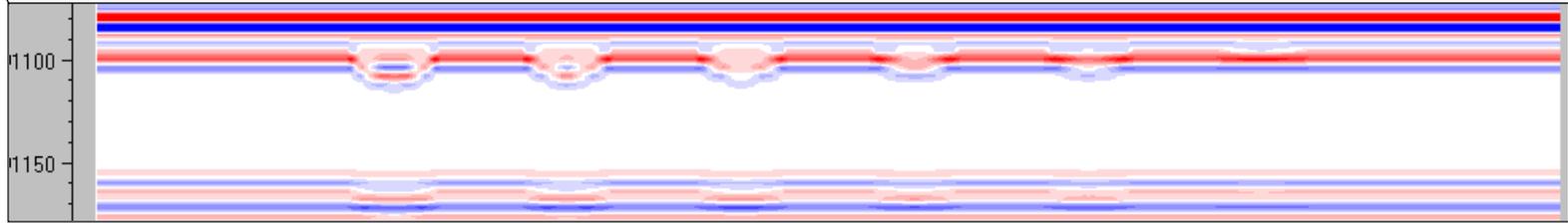
100Hz

Channel Depth	18m	15m	12m	9m	7m	2m
Channel W/D ratio	55.5	66.6	83.3	111.1	142.8	500

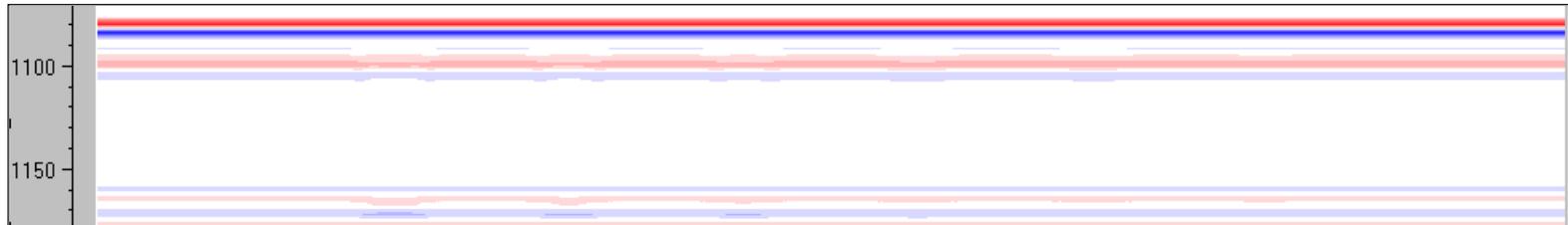


Velocity contrast

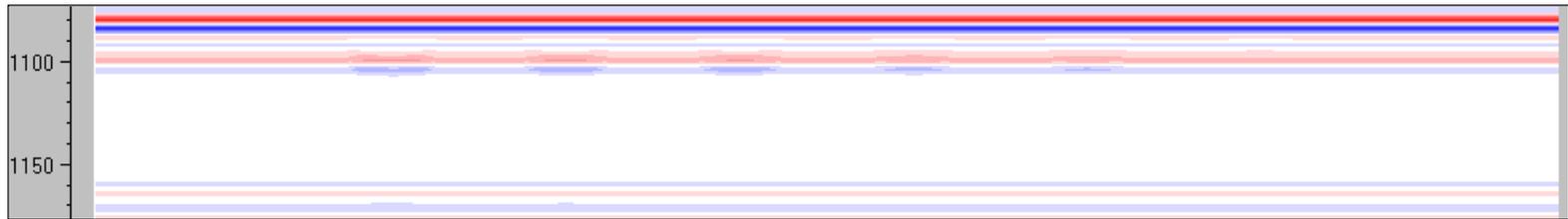
700 m/s



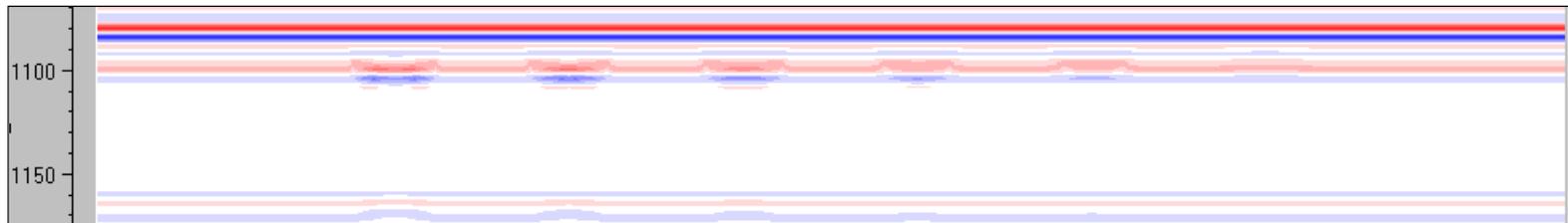
200 m/s



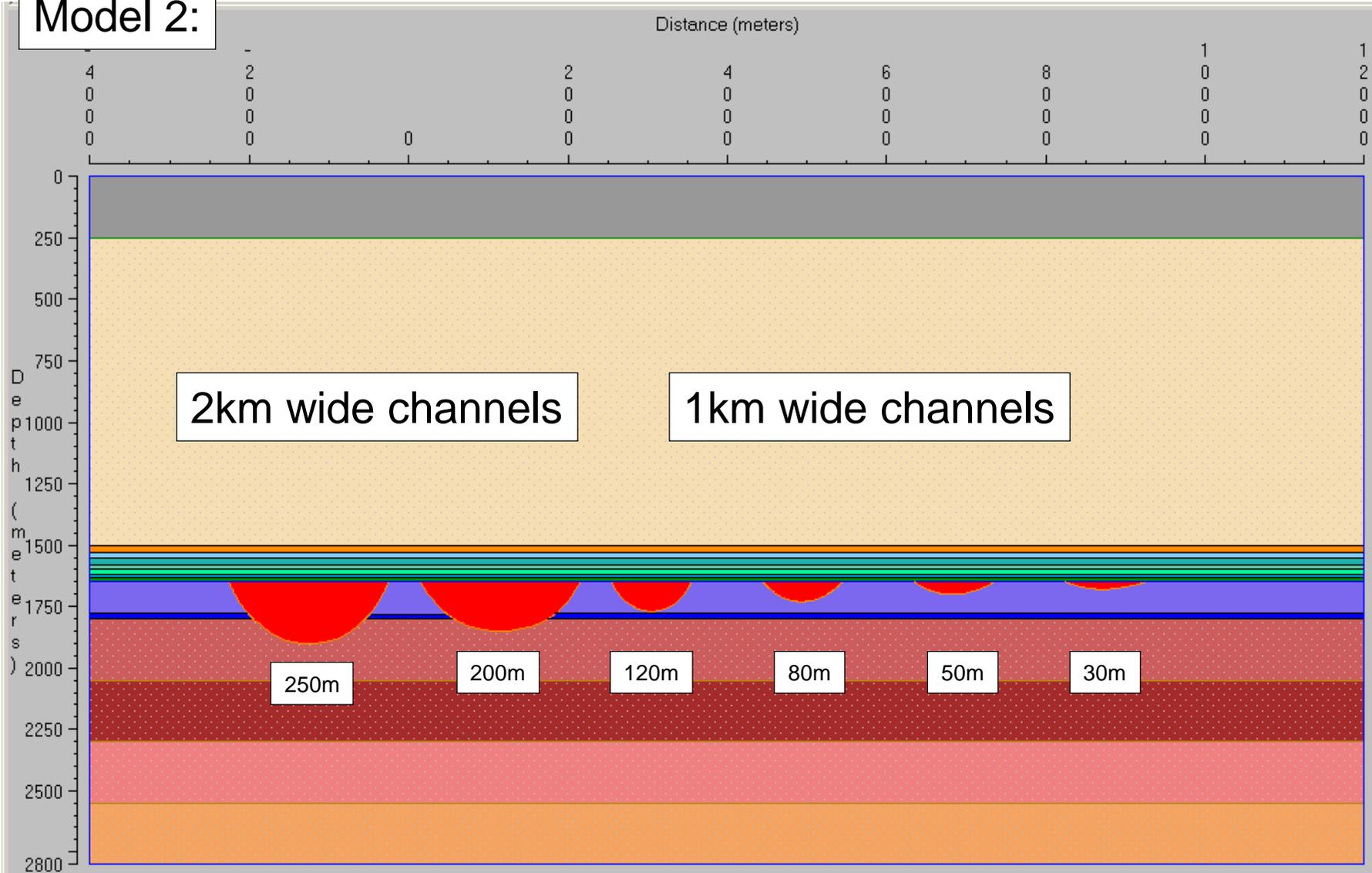
-300 m/s



-800 m/s



Model 2:

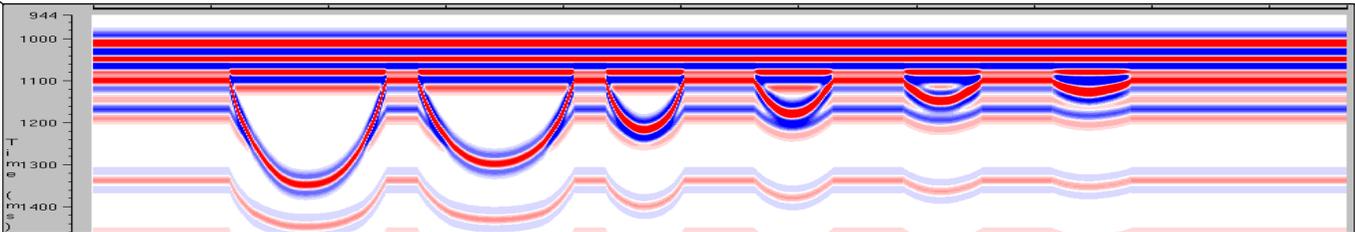
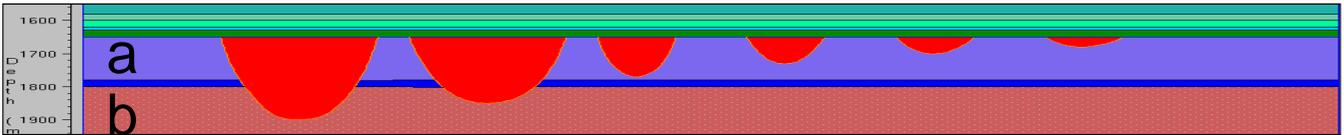


20Hz

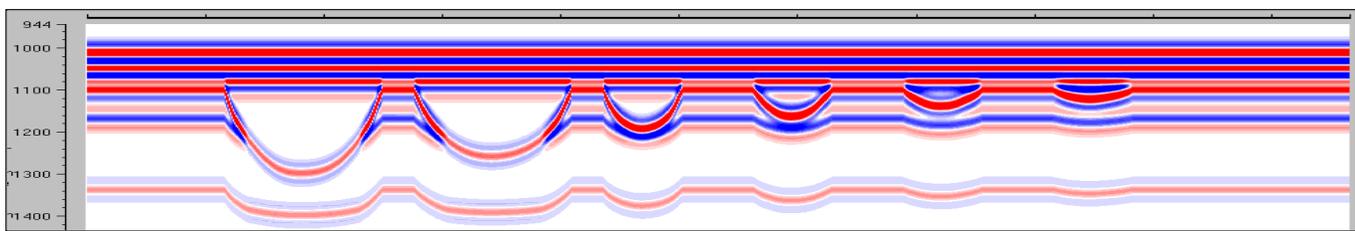
Channel Depth	250m	200m	120m	80m	50m	30m
Channel W/D ratio	8	10	8.33	12.5	20	33.33

Velocity contrast

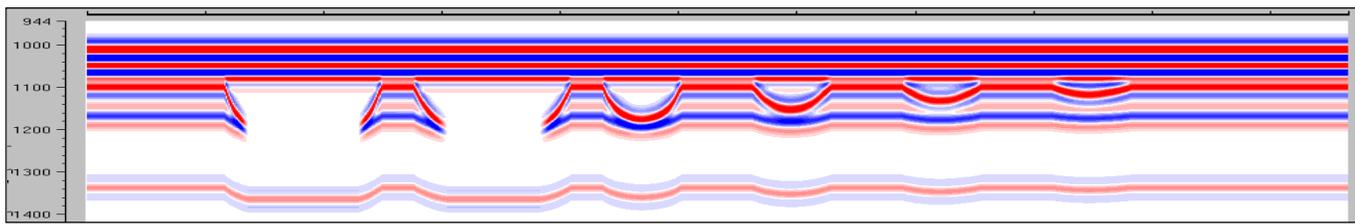
a. 2200 m/s
b. 1000 m/s



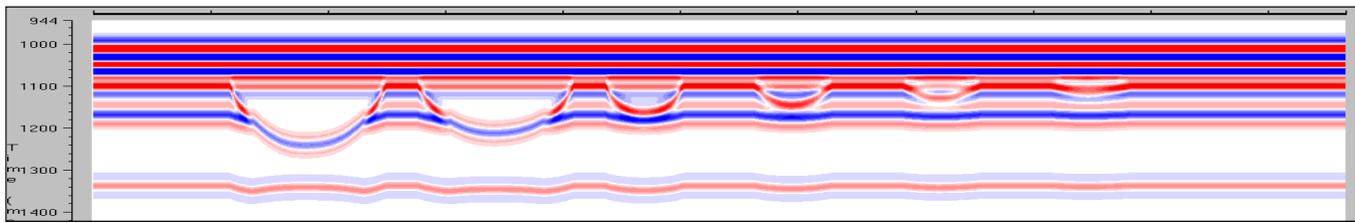
a. 1700 m/s
b. 500 m/s



a. 1200 m/s
b. 0 m/s



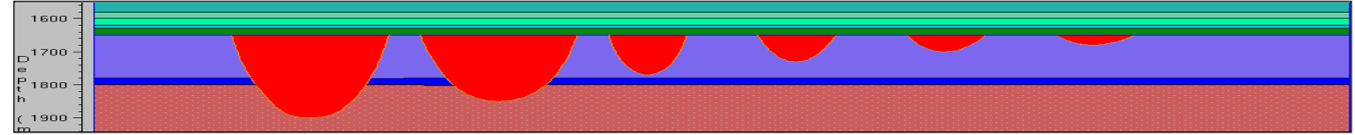
a. 700 m/s
b. -500 m/s



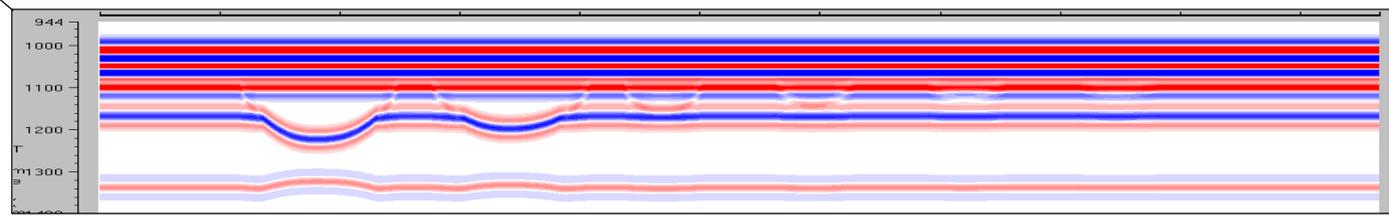
20Hz

Channel Depth	250m	200m	120m	80m	50m	30m
Channel W/D ratio	8	10	8.33	12.5	20	33.33

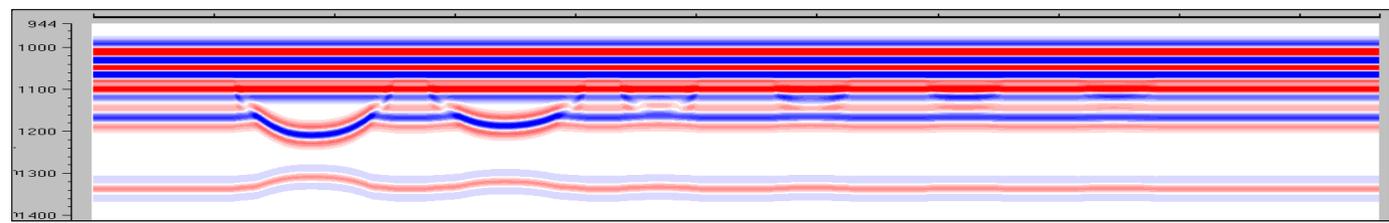
Velocity contrast



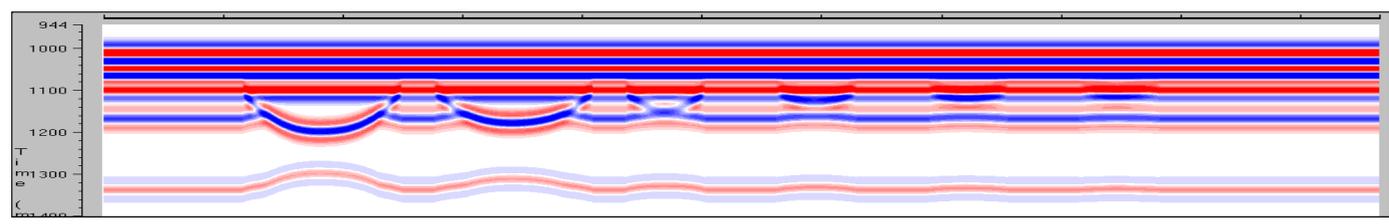
a. 200 m/s
b. -1000 m/s



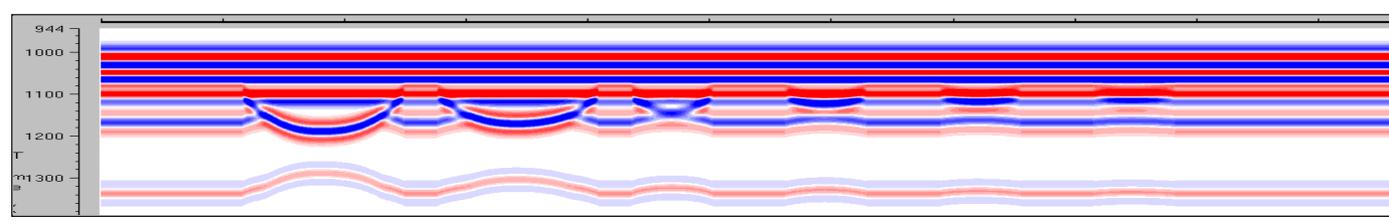
a. -300 m/s
b. -1500 m/s



a. -800 m/s
b. -2000 m/s



a. -1300 m/s
b. -2500 m/s

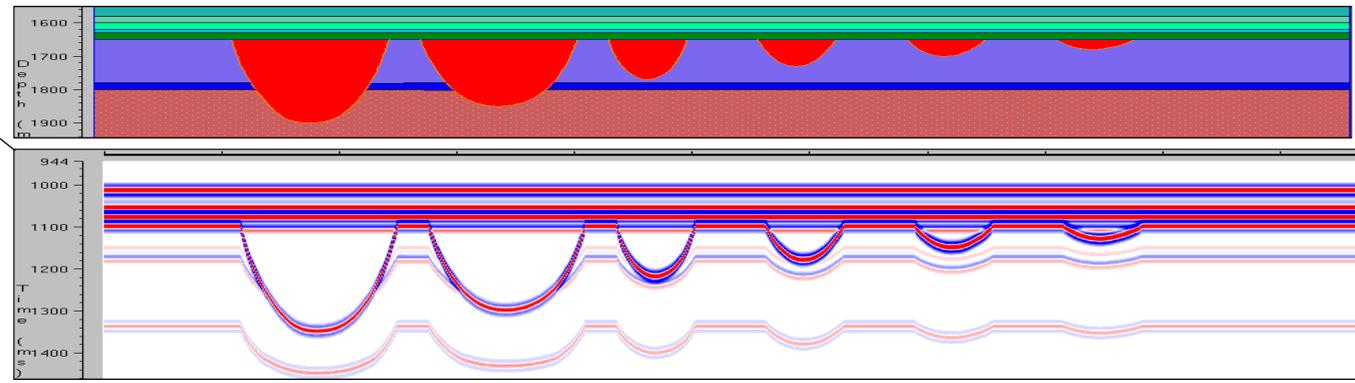


40Hz

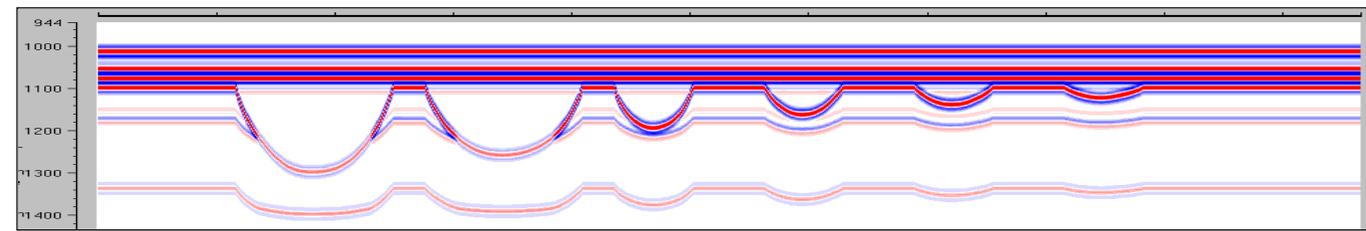
Channel Depth	250m	200m	120m	80m	50m	30m
Channel W/D ratio	8	10	8.33	12.5	20	33.33

Velocity contrast

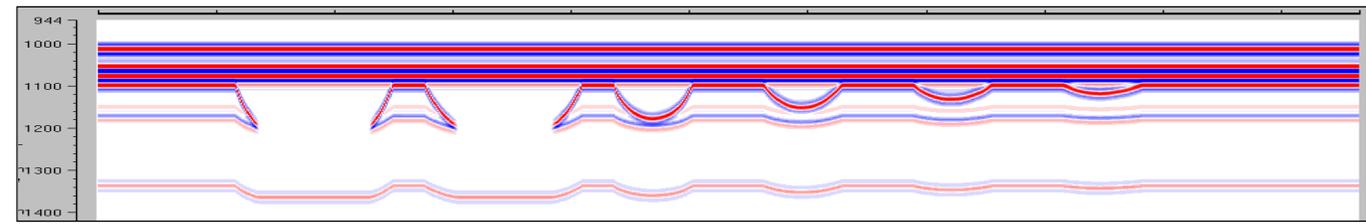
a. 2200 m/s
b. 1000 m/s



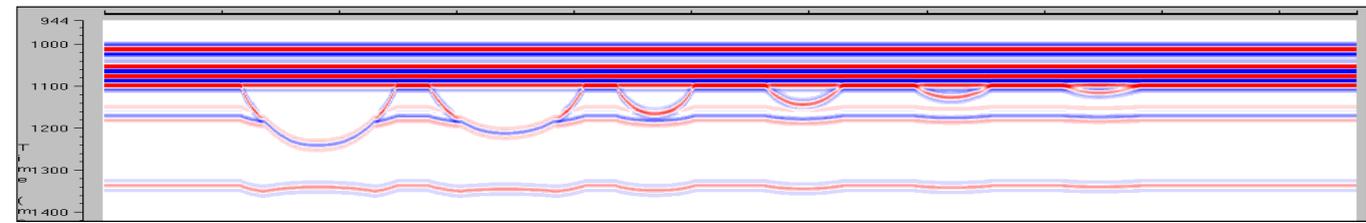
a. 1700 m/s
b. 500 m/s



a. 1200 m/s
b. 0 m/s



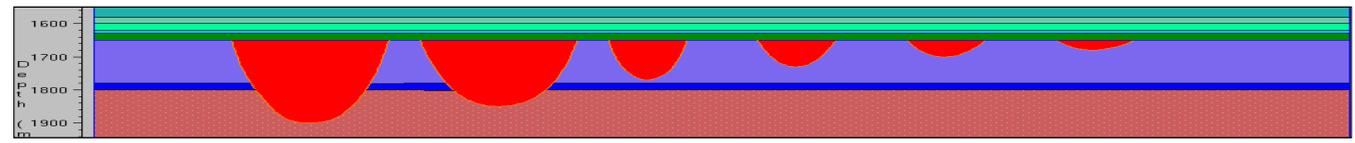
a. 700 m/s
b. -500 m/s



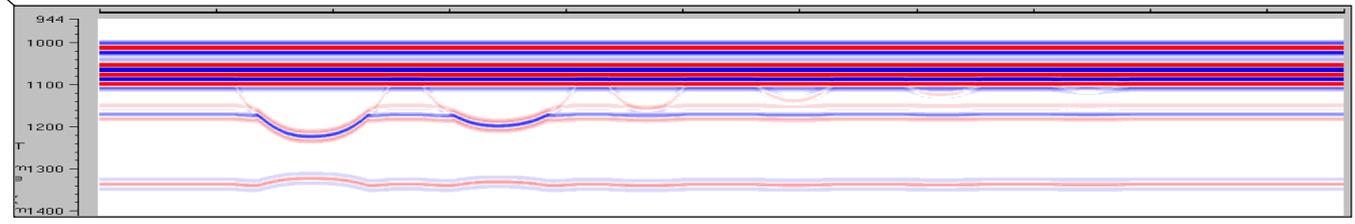
40Hz

Channel Depth	250m	200m	120m	80m	50m	30m
Channel W/D ratio	8	10	8.33	12.5	20	33.33

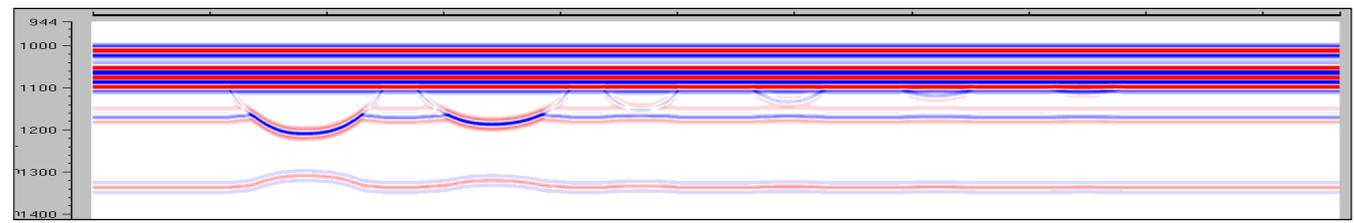
Velocity contrast



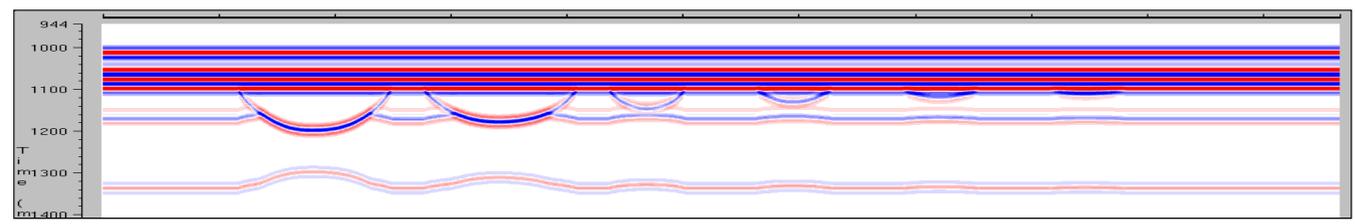
a. 200 m/s
b. -1000 m/s



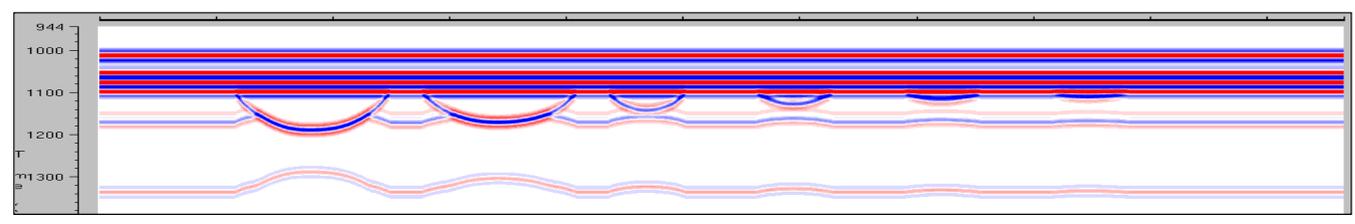
a. -300 m/s
b. -1500 m/s



a. -800 m/s
b. -2000 m/s



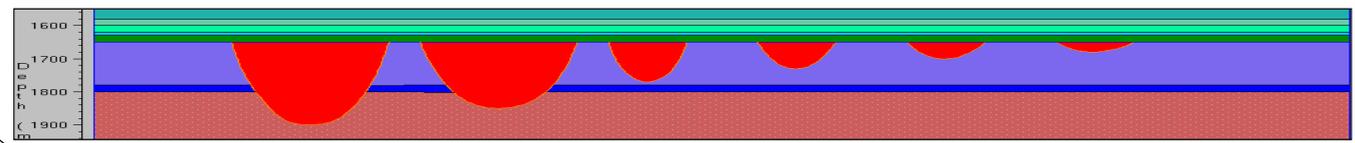
a. -1300 m/s
b. -2500 m/s



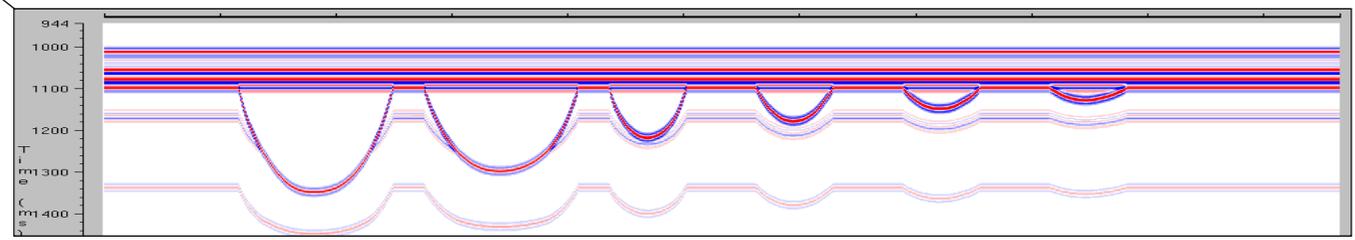
60Hz

Channel Depth	250m	200m	120m	80m	50m	30m
Channel W/D ratio	8	10	8.33	12.5	20	33.33

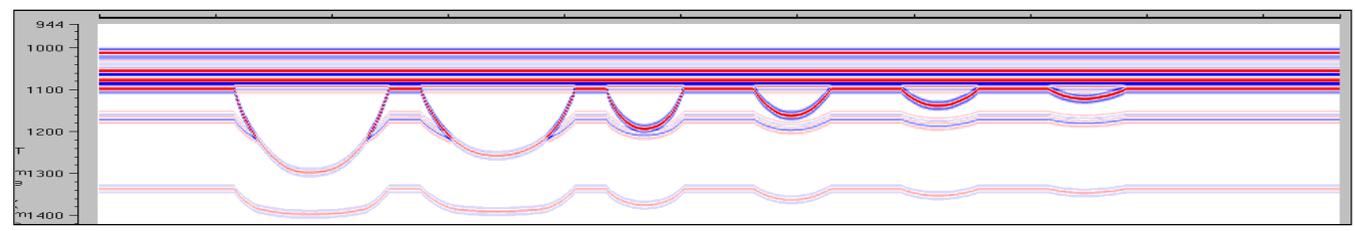
Velocity contrast



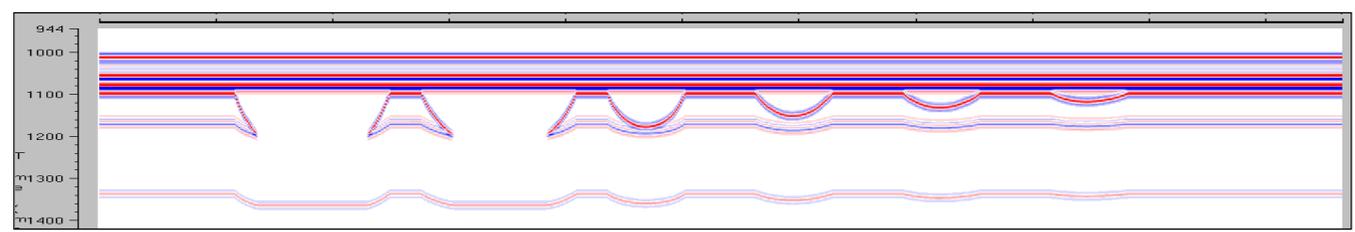
a. 2200 m/s
b. 1000 m/s



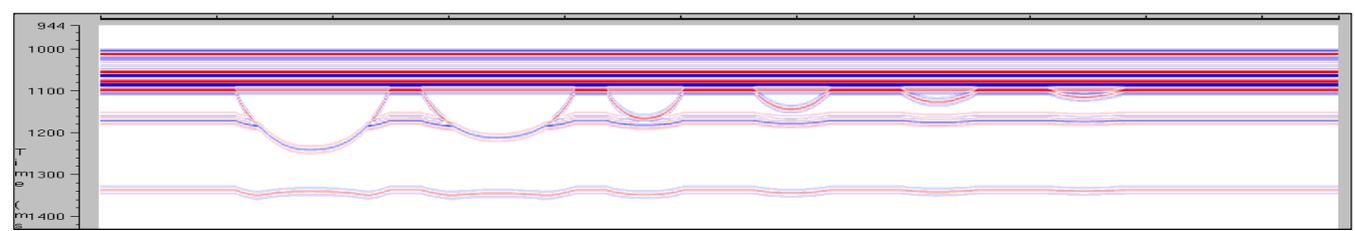
a. 1700 m/s
b. 500 m/s



a. 1200 m/s
b. 0 m/s

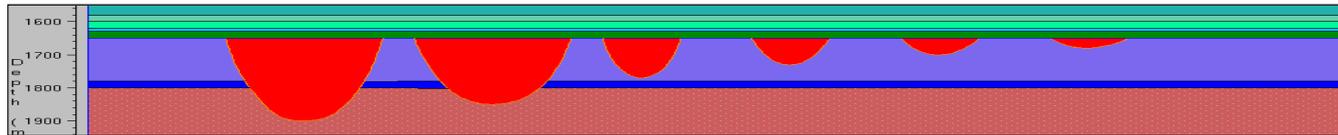


a. 700 m/s
b. -500 m/s

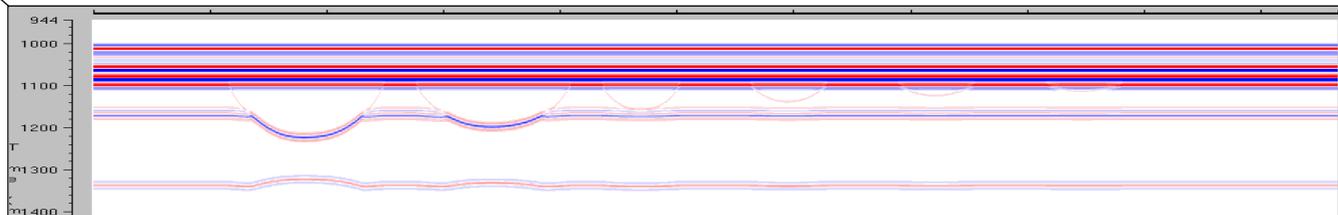


60Hz	Channel Depth	250m	200m	120m	80m	50m	30m
	Channel W/D ratio	8	10	8.33	12.5	20	33.33

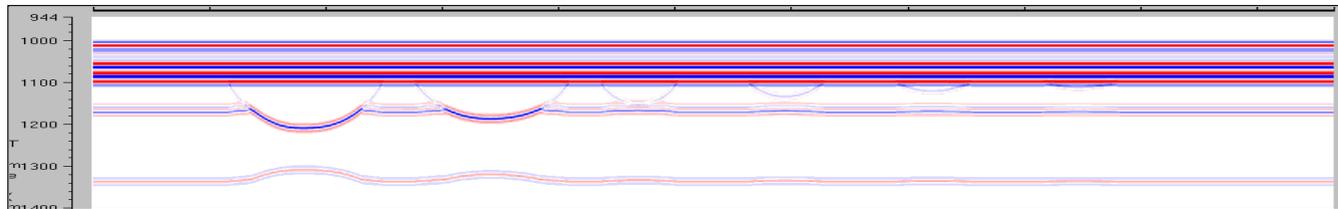
Velocity contrast



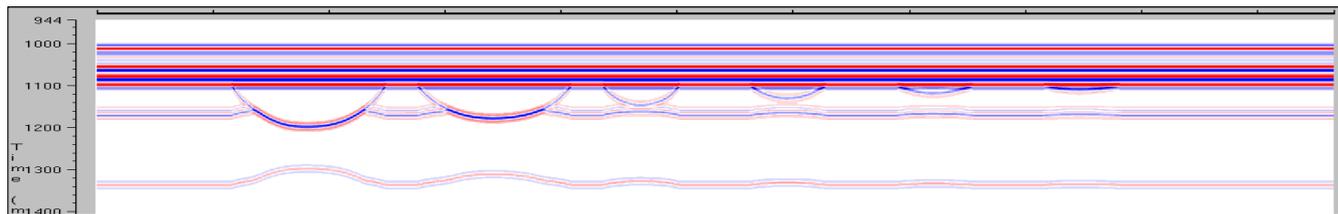
a. 200 m/s
b. -1000 m/s



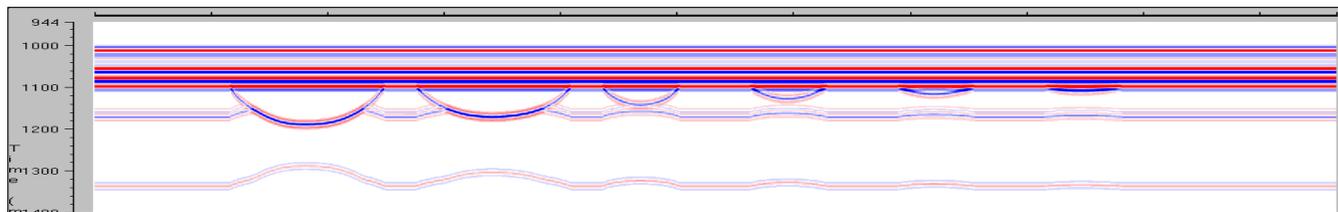
a. -300 m/s
b. -1500 m/s



a. -800 m/s
b. -2000 m/s



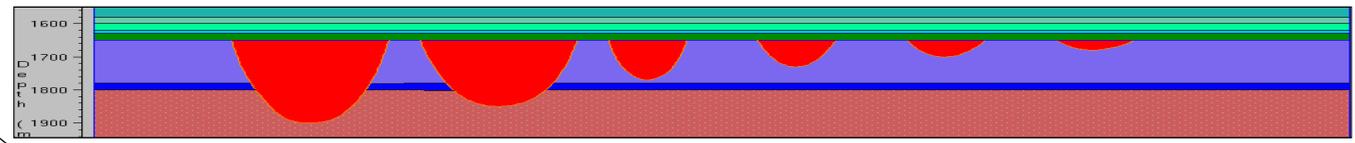
a. -1300 m/s
b. -2500 m/s



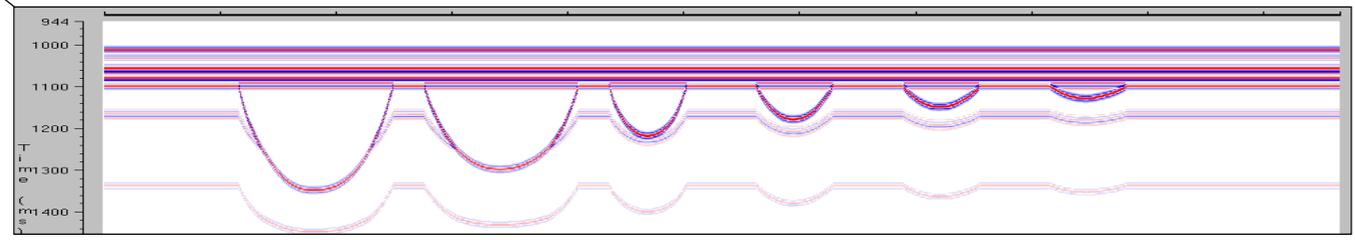
80Hz

Channel Depth	250m	200m	120m	80m	50m	30m
Channel W/D ratio	8	10	8.33	12.5	20	33.33

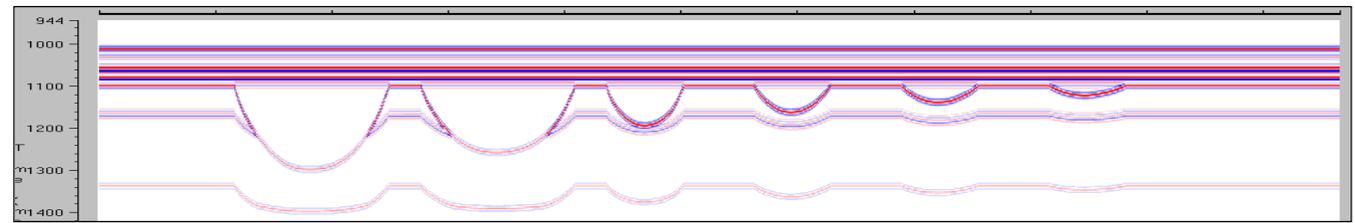
Velocity contrast



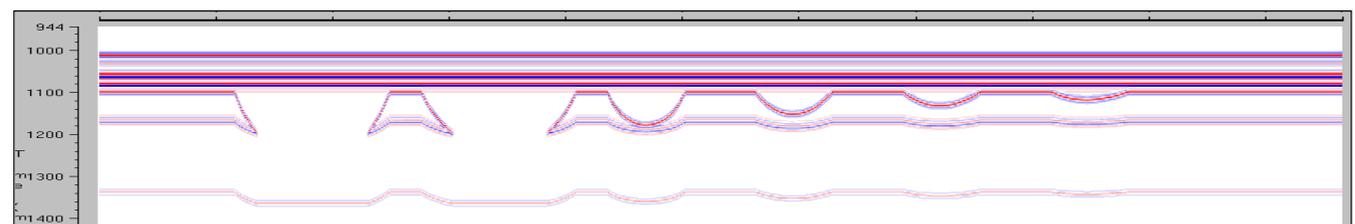
a. 2200 m/s
b. 1000 m/s



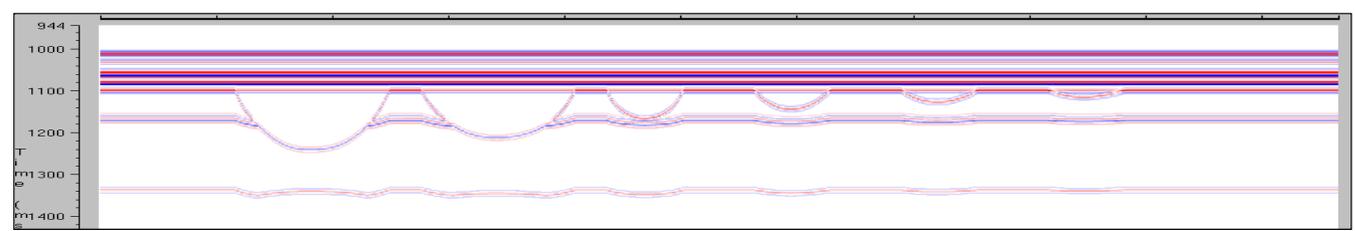
a. 1700 m/s
b. 500 m/s



a. 1200 m/s
b. 0 m/s



a. 700 m/s
b. -500 m/s

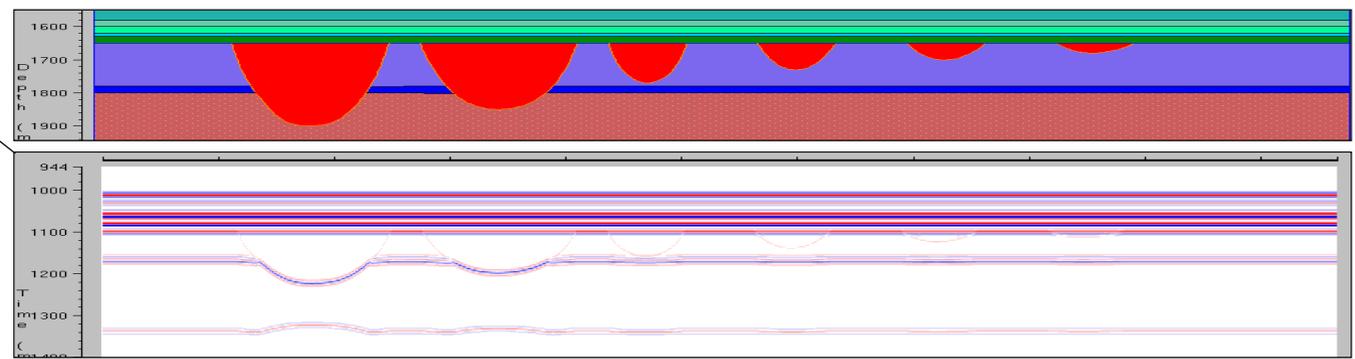


80Hz

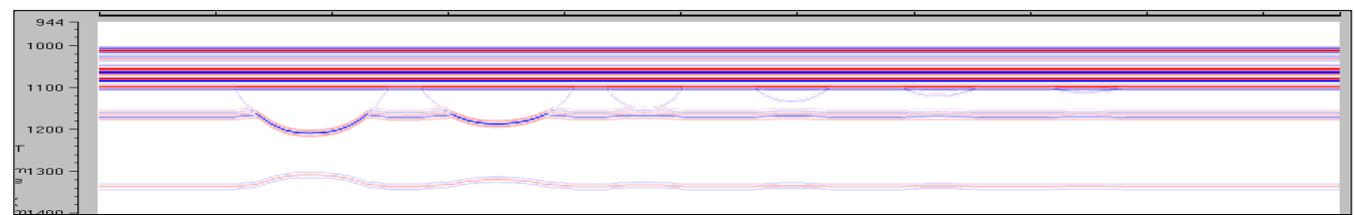
Channel Depth	250m	200m	120m	80m	50m	30m
Channel W/D ratio	8	10	8.33	12.5	20	33.33

Velocity contrast

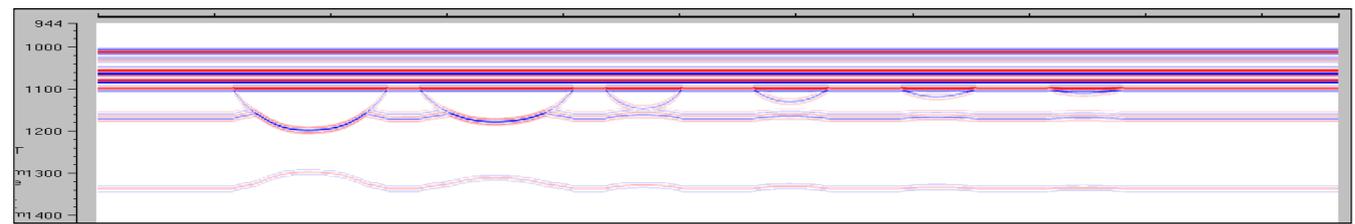
a. 200 m/s
b. -1000 m/s



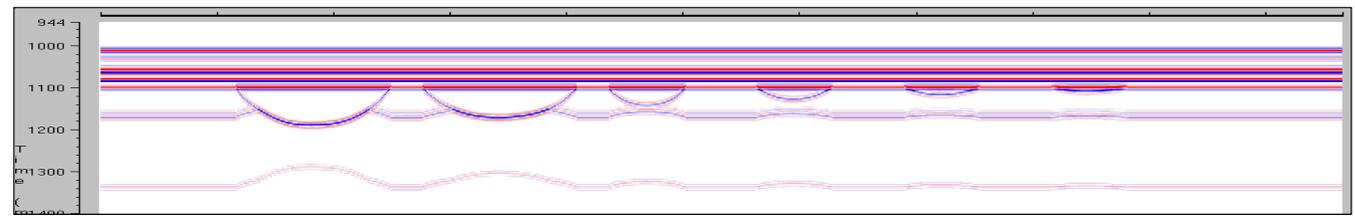
a. -300 m/s
b. -1500 m/s



a. -800 m/s
b. -2000 m/s



a. -1300 m/s
b. -2500 m/s

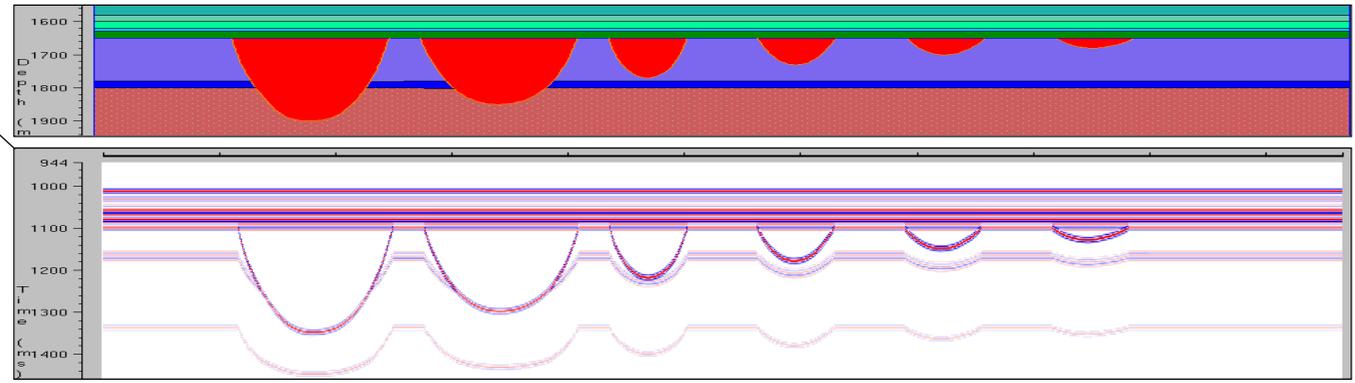


100Hz

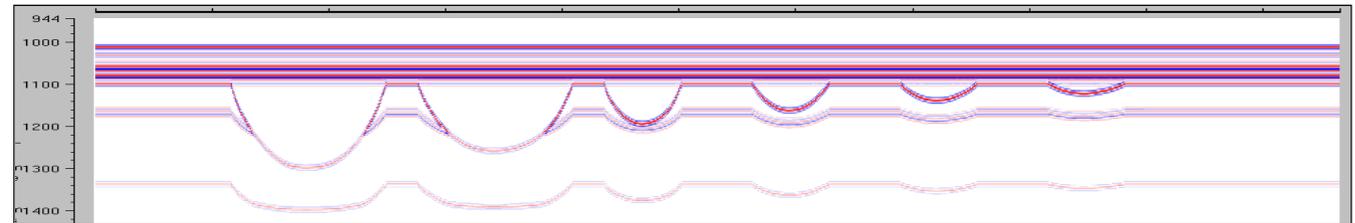
Channel Depth	250m	200m	120m	80m	50m	30m
Channel W/D ratio	8	10	8.33	12.5	20	33.33

Velocity contrast

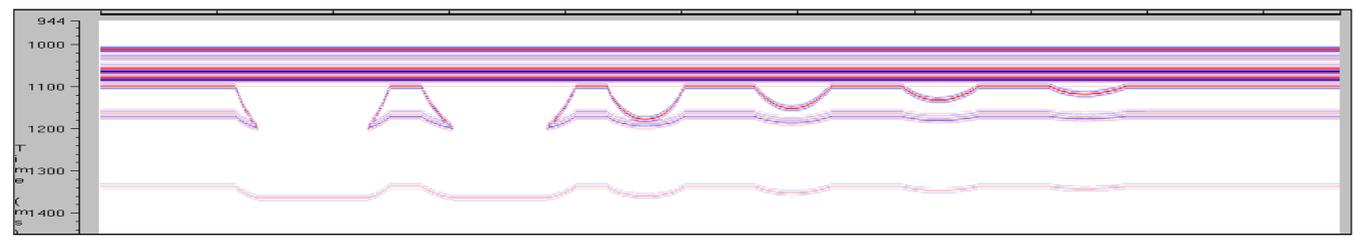
a. 2200 m/s
b. 1000 m/s



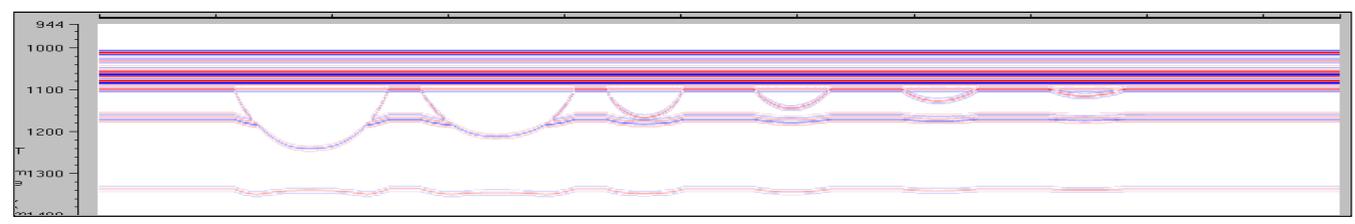
a. 1700 m/s
b. 500 m/s



a. 1200 m/s
b. 0 m/s



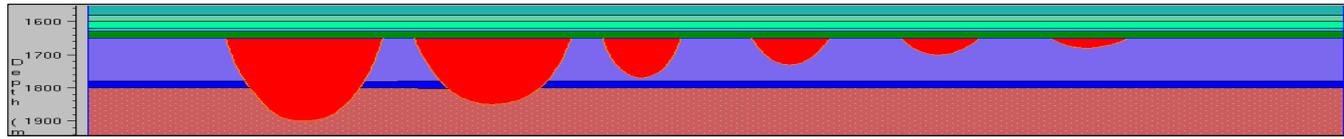
a. 700 m/s
b. -500 m/s



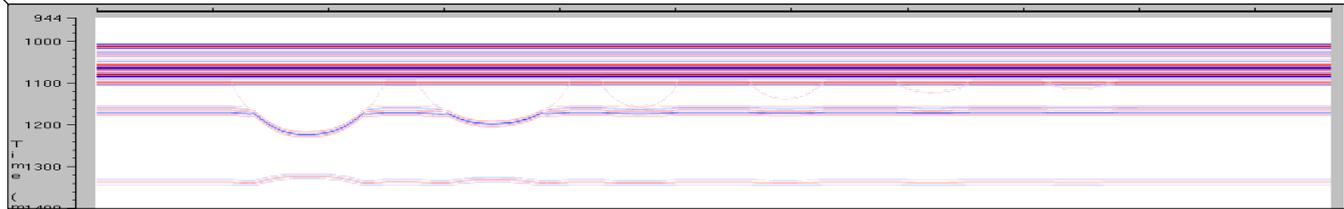
100Hz

Channel Depth	250m	200m	120m	80m	50m	30m
Channel W/D ratio	8	10	8.33	12.5	20	33.33

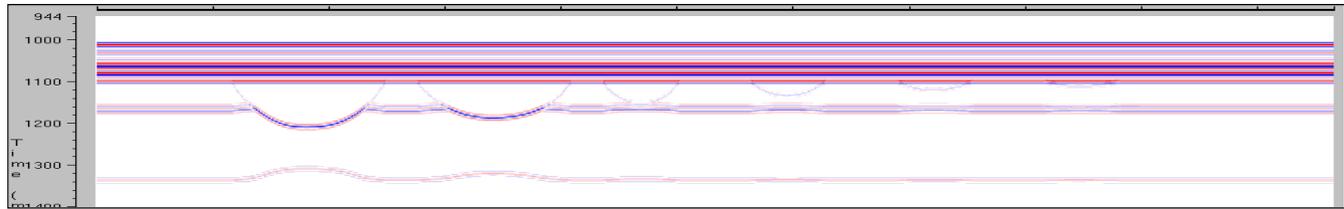
Velocity contrast



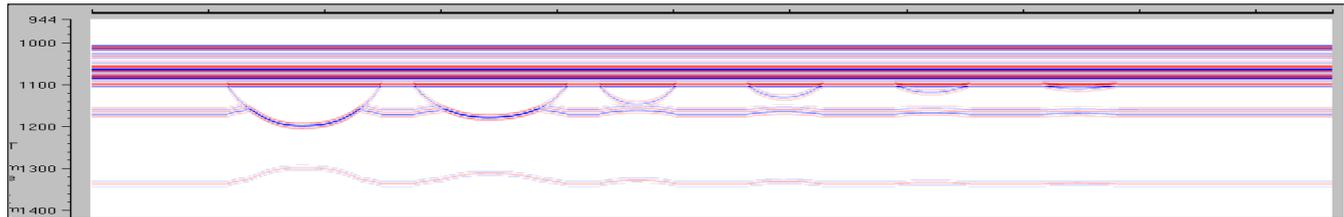
a. 200 m/s
b. -1000 m/s



a. -300 m/s
b. -1500 m/s



a. -800 m/s
b. -2000 m/s



a. -1300 m/s
b. -2500 m/s

