



HAL
open science

Architecture stratigraphique, dynamique sédimentaire et distribution de la matière organique de la formation de la Vaca Muerta (Bassin de Neuquén, Argentine)

Nesma Krim

► To cite this version:

Nesma Krim. Architecture stratigraphique, dynamique sédimentaire et distribution de la matière organique de la formation de la Vaca Muerta (Bassin de Neuquén, Argentine). Planète et Univers [physics]. Université de Pau et des Pays de l'Adour, 2015. Français. NNT: . tel-02399339

HAL Id: tel-02399339

<https://hal.science/tel-02399339>

Submitted on 9 Dec 2019

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.

THÈSE

UNIVERSITE DE PAU ET DES PAYS DE L'ADOUR
École doctorale des Sciences Exactes et de leurs applications

Présentée et soutenue le 09 Juillet 2015
par **Nesma KRIM**

pour obtenir le grade de docteur
de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour
Spécialité : Géologie/Sédimentologie

Architecture stratigraphique, dynamique sédimentaire et distribution de la matière organique de la formation de la Vaca Muerta (Bassin de Neuquén, Argentine)

MEMBRES DU JURY

RAPPORTEURS

- Serge BERNE
- Luis MARTINEZ

Professeur / Université de Perpignan
Professeur / Université de Strasbourg

EXAMINATEURS

- François Baudin
- Jean-Yves Reynaud

Professeur / Université Pierre et Marie Curie (Paris 6)
Professeur / Université de Lille 1, Sciences et Technologie

DIRECTEURS

- Charles AUBOURG
- Cédric BONNEL
- Nicolas TRIBOVILLARD

Professeur / Université de Pau et des Pays de l'Adour
Maitre de Conférences / Université de Pau et des Pays de l'Adour
Professeur / Université de Lille 1, Sciences et Technologie

- Patrice IMBERT

Ingénieur-sédimentologue / TOTAL





THÈSE

UNIVERSITE DE PAU ET DES PAYS DE L'ADOUR
École doctorale des Sciences Exactes et de leurs applications

Présentée et soutenue le 09 Juillet 2015
par **Nesma KRIM**

pour obtenir le grade de docteur
de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour
Spécialité : Géologie/Sédimentologie

Architecture stratigraphique, dynamique sédimentaire et distribution de la matière organique de la formation de la Vaca Muerta (Bassin de Neuquén, Argentine)

MEMBRES DU JURY

RAPPORTEURS

- Serge BERNE
- Luis MARTINEZ

Professeur / Université de Perpignan
Professeur / Université de Strasbourg

EXAMINATEURS

- François Baudin
- Jean-Yves Reynaud

Professeur / Université Pierre et Marie Curie (Paris 6)
Professeur / Université de Lille 1, Sciences et Technologie

DIRECTEURS

- Charles AUBOURG
- Cédric BONNEL
- Nicolas TRIBOVILLARD

Professeur / Université de Pau et des Pays de l'Adour
Maitre de Conférences / Université de Pau et des Pays de l'Adour
Professeur / Université de Lille 1, Sciences et Technologie

- Patrice IMBERT

Ingénieur-sédimentologue / TOTAL



A mon père et à ma famille

“Several times in the past we have thought that we were running out of oil, when actually we were running out of ideas”.

Parke A. Dickey, 1958.

Remerciements

Je pense que l'étape de l'écriture des remerciements sonne, pour chaque thésard, la fin imminente d'une étape importante d'une carrière, quelque soit sa direction. Cette étape correspond également aux prémisses d'un nouveau départ. C'est par conséquent, avec beaucoup d'émotion que ces lignes sont rédigées afin d'avoir quelques mots ou quelques lignes pour chaque personne qui m'a accompagné durant ces trois années.

Mais avant de commencer, je souhaiterais remercier l'entreprise TOTAL qui a financé ce travail.

Les personnes que je souhaiterais remercier sont nombreuses et d'horizons différents. Je pense d'abord à **Patrice IMBERT**, qui m'a ouvert les portes de TOTAL il y'a maintenant quatre ans. **Patrice**, je souhaiterais te remercier de m'avoir écouté et fait confiance quand je t'ai parlé de mon souhait de faire une thèse. Je te remercie pour l'énergie déployée pour que ce projet existe. Même si à force de suivre les indices de migrations de fluides, tu as finis par migrer vers d'autres horizons, tu as continué à suivre d'un œil mon travail. Je te remercie pour ton application, en particulier pendant la période de rédaction.

Je souhaiterais également remercier **Charles AUBOURG** et **Cédric BONNEL**, mon directeur et mon co-directeur de thèse à l'UPPA. Merci de m'avoir accueilli au sein du LFCR. **Charles**, je tiens à vous remercier pour avoir toujours eu un œil sur mon travail même si la sédimentologie n'est pas votre domaine de prédilection. **Cédric**, je te remercie pour avoir contribué à l'achèvement de ce travail. J'ai été ta première thésardes et j'avoue que nos rapports n'ont pas été faciles. Toute fois, nous avons réussi à nous apprivoiser. N'est-ce pas là une belle victoire ! En tout cas, c'est ma vision des choses. Je te réitère mes remerciements pour m'avoir encadré à ta façon et te souhaite plein d'autres thésards.

également adressé ma gratitude et mes remerciements à l'équipe lilloise (**Armelle RIBOULLEAU**, **Viviane BOUT-ROUMAZEILLES** et **Nicolas TRIBOVILLARD**). Je commencerais par les dames, **Nicolas** me le pardonnera j'espère.

Je me rappelle très bien de mon premier séjour à Lille. C'était ma première visite en pays chti et à mon grand damne, il faisait très beau Lille, même chaud, plus chaud qu'à Pau. Vous pouvez vous imaginer que c'était de bons augures pour la collaboration entre les sudistes et nordistes. Donc, après cette belle surprise du côté météo, j'ai rencontré **Armelle RIBOULLEAU** à l'université de Lille. **Armelle**, tu m'as directement mise à l'aise en me

montrant ta dextérité sur les tableurs Excel. Et j'ai été tout de suite impressionnée !! Bref, tout ça pour te dire MERCI de m'avoir mise à l'aise et d'avoir pris le temps de m'expliquer les subtilités des éléments chimiques. Je te remercie pour ton aide, ta patience et ta gentillesse. J'espère sincèrement ne pas en avoir abusé. Je garde un très bon souvenir de notre collaboration et espère avoir encore l'occasion de travailler ensemble.

Je souhaiterais maintenant remercier **Viviane BOUT-ROUMAZEILLES**, qui m'a initié au « diffractogramme ». **Viviane**, la première fois que je t'ai vu manipuler tes divers ordi, je me suis dite : « ooh une GEEK ». Je confirme que tu es une reine de l'informatique avec tous les programmes que tu manies d'une main de maître. Tout ça n'a pas empêché ta patience et ton aide précieuse dans l'avancement de ma thèse. Je te remercie d'avoir pris le temps de dépouiller avec moi les résultats d'argiles alors que je te sais bien occupée dans tes diverses missions. Je garderais un très bon souvenir de notre séance de travail.

Enfin, mes remerciements vont à **Nicolas TRIBOVILLARD**. Je tiens à vous remercier pour avoir été présent tout au long de ces trois années. Merci de m'avoir initié aux éléments majeures et traces. Grâce à vous, ma vision de la géochimie a complètement changé. Je vous remercie également pour votre aide, votre patience, votre sérieux et votre rigueur dans le travail. J'espère que notre collaboration ne s'arrêtera pas là.

Je souhaiterais également remercier **Bertrand FASENTIEUX**, ingénieur à l'UPPA et **Guilhem HOAREAU**, Maître de conférences à l'UPPA, pour m'avoir accompagné, chacun à votre tour sur les *Terres Argentines*. **Bertrand**, je te remercie pour ton flair incontestable pour trouver les fameuses ammonites. Quant à toi, **Guilhem**, je te remercie pour ton soutien et ta rigueur de travail. C'était très agréable de travailler avec toi.

Mes remerciements s'adressent également à **Horacio PARENT**, ammonitologue à l'université de Rosario en Argentine. Je tiens à vous remercier pour m'avoir accueilli si gentiment dans votre laboratoire et d'avoir toujours répondu à mes questions.

Enfin, je souhaiterais remercier deux personnes qui ont contribué à cette thèse, peut-être à leur insu. Je pense à **Jean-Loup RUBINO** et **jean BORGOMANO**.

Jean-Loup, merci d'avoir échangé avec moi maintes fois sur la Vaca Muerta et de bien d'autres sujets. Je te suis reconnaissante pour m'avoir aidé sur l'interprétation sismique et m'avoir rassuré sur mes interprétations. Merci pour ta disponibilité, ton accessibilité, ton ouverture d'esprit et ta passion inconditionnelle pour la géologie

Jean, tu as débarqué un jour dans mon bureau en me disant que mes cliniformes t'interpellaient. Sans tarder, tu as pris le temps de regarder avec moi ces fameux cliniformes et mis l'accent sur plusieurs points. Je te remercie pour avoir amené de l'eau dans mon moulin et m'avoir ouvert les yeux sur les limites et perspectives de mon travail.

Je tiens également à remercier **David** et **Sylvie**, mes deux anges gardien de terrain. **David**, tu as manifesté beaucoup d'intérêt pour la géologie et tu m'as même aidé dans les levés de coupes. C'était un plaisir de faire du terrain ensemble. Je te remercie pour ton aide et ta bonne humeur. **Sylvie**, je te remercie pour ton implication dans notre mission. Je me rappellerais de toi comme la baroudeuse qui n'a peur de rien et qui nous a bien sauvé la mise sur les chemins boueux grâce à ta maîtrise des 4X4. A ta façon, tu as contribué à cette thèse et je t'en remercie.

Enfin, merci à **Anne Brouca**, **Corinne Bergero** et **Marie-Laure Rius**. Merci pour votre aide administrative, pour les tranches de vies qu'on a partagé ensemble et pour votre bonne humeur.

Mes remerciements s'adressent maintenant à mes amis.

D'abord à ma fidèle amie de bureau, qui m'a faussé compagnie la dernière année de thèse. Je pense à **Viviane Casenave**. Ma **Viviane**, *à force de suivre les indice de migration de fluides, tu as toi-même migré en suivant l'éléphant Patrice*. Tu sais que parfois je suis ces indices et arrive au *D.E* pour un café mais rien ne sera plus jamais pareil. Merci de m'avoir supporté et encouragé. Merci de m'avoir écouté et consolé grâce à ta joie de vivre et ta convivialité. Merci également de m'avoir ouvert les portes de ta famille. Une thèse n'est pas un long fleuve tranquille. Tu as été là quand j'en avais besoin. Je t'en suis reconnaissante.

Je souhaiterais remercier aussi **Jean-Bernard Joubert**. Jean-Bernard, je me rappellerais toujours de notre rencontre. Comme quoi *les apparences sont trompeuses ^^*. *Je pense que tu ne m'en voudras pas. Après tout, l'humour vache, c'est ton rayon*. Plus sérieusement, je souhaiterais te dire merci pour ton écoute, tes conseils, et ton soutien. Tu me manqueras !

Je pense également à **Charlotte Ribes**. Il faut croire que nous sommes liées, tu ne trouves pas? Je dirais qu'après tout, c'est normal entre marraine et filleule. Charlotte, je te remercie pour ta présence et tes encouragements. Je te souhaite une bonne fin de thèse et que *la force soit avec toi* !

Il y'a aussi **Atiria Fajado**. Ça fait déjà plus d'un an que tu es rentrée au Venezuela. Je regrette de *n'avoir pas profité d'avantage de notre amitié*. Nos conversations me manquent. Tu resteras toujours une très bonne amie et espère te voir souvent malgré la distance. Je te remercie pour ton soutien et ta bonne humeur et espère te voir prochainement.

Une petite pensée également pour **Julia Hoalzauer**. Nous achevons nos thèses respectives à quelques jours d'intervalles. Ces derniers mois passés ensemble « *dans l'adversité* » nous ont permis de nous rapprocher et de mieux nous connaître. C'était bien agréable de t'avoir comme voisine de bureau et de ne pas se sentir seule les week-ends de travail. J'espère que nos futures directions professionnelles ne nous éloigneront pas trop et qu'on trouvera toujours du temps pour se voir. Merci de m'avoir accompagnée et encouragée ces derniers mois.

Il y'a également des amis d'horizons divers. Je pense à **Aurélié Tassy, Sophie Prat, France Pattier, Nemo Crognier, Charlie Kergaravat, Etienne Legeay**. Merci pour les tranches de vie qu'on a partagé et pour votre bonne humeur.

Je me rends compte que mes amis sont nombreux et que je ne peux malheureusement pas citer tout le monde. Alors ne m'en veuillez pas, svp!

Ces remerciements ne peuvent s'achever sans évoquer des personnages clés dans ma vie.

Je pense à mon mari, **François**. Cette thèse n'a pas laissé trop de place à notre vie de couple et à nos loisirs. Son achèvement correspond donc à l'aboutissement d'un travail à deux. Je te remercie pour ta patience, ton soutien et ton amour inconditionnel même si je n'ai pas toujours été facile à vivre. Par conséquent, cette thèse est également la tienne. MERCI !

Je pense aussi à mon frère bien aimé, **Lachemi**. Merci de m'avoir toujours soutenu. Et comme tu vois *ton investissement* a payé.

A ma petite sœur, **Selma**, qui est maintenant grande. Je te remercie pour ta joie de vivre et pour l'amour que tu me portes.

A ma maman, **Lila**. Je te remercie pour l'éducation que tu m'as donnée et pour l'amour que tu me portes.

Je pense aussi à ma fidèle amie **Sabrina**. C'est vrai que *New York*, c'est loin ! Mais je finirais bien par trouver du temps pour te rendre visite. Merci d'avoir toujours veillé sur moi malgré la distance.

Mes remerciements vont également à **Jean-Bernard Leuenberger**. Je te dois tellement ! Merci pour tout ce que tu as fait pour moi. Merci de n'avoir jamais cessé de m'aiguiller, de m'avoir fait comprendre l'importance du *fil rouge* dans la vie. Merci d'être le père que je n'ai plus. Je t'aime.

Je finirais ces remerciements avec une petite pensée pour mon **papa**. Tu es parti bien trop tôt. J'espère que, delà où tu es, tu gardes un œil sur nous et que je ne te déçois pas. Je te dédie ce travail.

Résumé

La formation de la Vaca Muerta, dans le bassin de Neuquén (Argentine), constitue le gisement non conventionnel le plus important d'Argentine. Dès lors, cette formation à la fois roche mère et roche réservoir a suscité un intérêt particulier dans le monde pétrolier afin de comprendre l'architecture des corps sédimentaires et la distribution de la matière organique de ce réservoir.

L'étude menée dans le cadre de cette thèse se base sur la sédimentologie, la stratigraphie, la minéralogie et la géochimie dans le but de comprendre la logique de mise en place des systèmes de dépôt et les conditions d'oxygénation du milieu. Le but final de ce travail est de comprendre les conditions de dépôt et de préciser la relation stratigraphique entre les intervalles riches en matière organique et l'évolution du bassin (interactions entre remplissage et déformations/structuration).

L'étude de sismique 3D menée dans la partie orientale du bassin a permis de déterminer un système de dépôt dominé par la houle, et montrer l'impact de la tectonique locale sur la géométrie des cliniformes et le contrôle eustatique des séquences sismiques.

L'étude de terrain centrée dans un premier temps sur l'anticlinal de Picún Leufú en partie méridionale du bassin puis sur d'autres secteurs le long d'un transect nord-sud de plus de 500 km de long, a permis de mettre en évidence deux grands secteurs ayant évolué distinctement. Un secteur centro-méridional qui évolue pendant l'intervalle Tithonien-Valanginien depuis un environnement de plateforme silicoclastique vers un environnement de rampe mixte; ce secteur est alimenté essentiellement depuis le sud et le transport des sédiments vers le large est assuré par la combinaison entre des courants de dérive littorale, des courants de tempêtes et des courants gravitaires. Le second secteur au nord du bassin correspondant à la zone de Malargüe, et montre un environnement de rampe carbonatée pérenne pendant tout l'intervalle Tithonien-Valanginien.

L'analyse et la synthèse stratigraphique des différents secteurs étudiés montrent un signal stratigraphique homogène avec la mise en place de cinq séquences transgressives-régressives dans le bassin pendant l'intervalle Tithonien-Valanginien.

L'étude minéralogique et géochimique a permis d'évaluer l'impact du climat sur les terres émergées et par conséquent sur la distribution des sédiments vers le large. La géochimie révèle des conditions oxiques de la colonne d'eau faisant suite à une période initiale euxiniques qui coïncident avec le dépôt des niveaux les plus riches en matière organique.

Enfin, la synthèse entre le signal stratigraphique et le signal géochimique montre l'existence de 4 ou 5 intervalles relativement riches en matière organique et préférentiellement localisés dans les cortèges transgressifs.

Mots-clés : Formation de la Vaca Muerta, Bassin de Neuquén, Tithonien-Valanginien, Roche mère, Analyse séquentielle, Géochimie.

Abstract

The Vaca Muerta Formation is the principal source rock in the Neuquén Basin (Argentina). It constitutes also the major unconventional play in Argentina. Therefore, the Vaca Muerta formation stirs up large interest in the oil industry to understand the architecture and the organic matter distribution of this reservoir.

Our study proposes an integrated approach, using sedimentology, stratigraphy, mineralogy and geochemistry in order to understand the depositional system and the paleoenvironmental conditions. The ultimate goal of this work is to clarify the stratigraphic relationship between organic-rich level and the basin filling.

In the eastern part of the Neuquén basin, the study of 3D seismic allowed us to identify a wave-dominated depositional system and assess the role of the local tectonic and the eustatic control through seismic geometry.

We carried out extensive field investigation, including logs and sampling, first in the Picún Leufú Anticline (southern part of the basin) and second, on several areas along a N-S trend over 500 km distance. This study allowed to define two major sectors which evolve differently. The first one corresponds to the central and southern part of the basin (from Picún Leufú Anticline to Chos Malal). There, an evolution from a siliciclastic shelf to a mixed ramp setting is observed during the Tithonian-Valanginian interval. Sediments were redistributed along the shoreface by longshore currents and further transported by storm and gravitary currents basinward. The second sector corresponds to Malargüe area (North area). It displays a perennial carbonate ramp during the Tithonian-Valanginian interval.

Sequence stratigraphy analysis of all areas shows an homogeneous signal with five transgressive-regressive sequences in the basin.

The geochemistry and clay mineralogy indicate the climate role in the evolution of the sedimentary environments. Geochemistry displays a “normal marine” environment with oxic waters and short-lived episodes of euxinia that coincides with the organic-rich levels.

Lastly, the integrated approach, connecting stratigraphy and geochemistry shows four to five organic-rich intervals that coincide with the transgressive systems tract.

Key words: Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Tithonian-Valanginian, Source Rock, Sequence stratigraphy, Geochemistry

Sommaire

Remerciements	5
Résumé	13
Abstract	14
Introduction et problématique	21
1. Introduction	23
2. L'expérience américaine : la formation Barnett Shale	24
3. Les « Gas shales » en Europe : exemple de la formation Posidonia shale	28
4. Des Barnett à la Posidonia shale : Que retenir ?	32
5. Problématique de la thèse	33
6. Organisation du manuscrit de thèse	35
References bibliographiques	37
Chapitre premier- <i>Le bassin de Neuquén (Argentine) et la formation de la Vaca Muerta</i>	41
1. Le bassin de Neuquén	47
1.1. Introduction	47
1.2. Evolution géodynamique du bassin de Neuquén	49
1.2.1. Trias-Sinemurien : la phase syn-rift	49
1.2.2. Pliensbachien-Crétacé inférieur : la phase post-rift	51
1.2.3. Crétacé supérieur-Eocène : la phase de formation du bassin d'avant-pays	51
1.2.4. Oligocène-Miocène inférieur : la phase d'extension de l'arc volcanique	53
1.2.5. Miocène moyen-Miocène supérieur : la phase de raccourcissement maximal	53
1.3. Le remplissage sédimentaire du bassin de Neuquén	54
1.3.1. Les séries syn-rift	56
1.3.2. Les séries post-rift	56
1.3.2.1. Le cycle de Cuyo (Hettangien - Callovien inférieur)	57
1.3.2.2. Le cycle de Lotena (Callovien moyen - Oxfordien terminal)	58
1.3.2.3. Le cycle Andic (Kimméridgien inférieur - Albien supérieur)	60
1.3.3. Les séries d'avant-pays	62
1.3.3.1. Le groupe Rayoso (Barrémien supérieur-Albien inférieur)	62
1.3.3.2. Le groupe Neuquén (Cénomaniens-Campanien inférieur)	62
1.3.3.3. Le groupe Malargüe (Campanien supérieur/Maastrichtien basal- Paléocène)	63
1.4. Structures majeures du bassin de Neuquén	64
1.4.1. La ride de Huincul ou dorsale de Neuquén	65
1.4.2. Le haut structural des Chihuidos	66

2. La formation de la Vaca Muerta	66
2.1. Introduction	66
2.2. Définition de la formation de la Vaca Muerta/Lithostratigraphie	66
2.3. Chronostratigraphie	67
2.4. Paléogéographie et paléoclimat au Tithonien-Valanginien	69
3. Conclusion	71
Références bibliographiques	73
Chapitre deuxième- <i>La formation de la Vaca Muerta en subsurface : de la sismique au puits, à Aguada Pichana, dans la partie sud-est du bassin de Neuquén</i>	
	83
1. Localisation de la zone d'étude	89
2. Méthodologie	89
2.1. Notions de base	90
2.1.1. Eustatisme, tectonique et niveau marin relatif	90
2.1.2. Accommodation, taux d'accommodation et apports sédimentaires	92
2.1.3. Direction de migration de la ligne de côte	95
2.2. Stratigraphie sismique	96
2.2.1. Analyse des séquences sismiques (séquences de dépôt)	97
2.2.2. Les surfaces significatives	100
2.2.3. Les cortèges de dépôt (Systems tracts)	101
2.3. Méthode utilisée dans le cadre de l'étude	105
2.3.1. Caractérisation de l'architecture sismique	105
2.3.2. Caractérisation structurale	109
2.3.3. Calage de la lithologie sur un puits de référence	109
3. Géométries sismiques de la formation de la Vaca Muerta dans le périmètre de la zone d'Aguada Pichana	109
3.1. Les séquences sismiques	110
3.1.1. La séquence I	113
3.1.2. La séquence II	114
3.1.3. La séquence III	114
3.1.4. La séquence IV	116
3.1.5. La séquence V	117
3.2. Evolution des progradations dans le temps et dans l'espace	119
3.2.1. Variation du cycle d'accommodation et géométrie des corps progradants	119
3.2.2. Variation des directions de progradation	124
3.3. Les structures caractéristiques et leurs positions stratigraphiques	128

4. Géométrie sismique et matière organique	134
4.1. Démarche	134
5. Discussion	143
5.1. Eustatisme, tectonique et géométrie de dépôt	143
5.2. Matière organique	147
Références bibliographiques	149
Chapitre Troisième- <i>La formation de la Vaca Muerta dans l'anticlinal de Picún Leufú (sud du bassin de Neuquén): Approche multi-proxy</i>	
	155
Abstract	163
1. Introduction	165
2. Geological setting and stratigraphy	166
3. Materials and Methods	171
4. Facies analysis	173
4.1. Facies association type	173
4.2. Depositional environment	185
5. Geochemistry and clay-mineral assemblages	188
5.1. Clay mineralogy	188
5.2. Geochemistry	190
5.3. Trace elements	190
6. Stratigraphic sequences and correlations	193
6.1. North Picún Leufú sector	194
6.2. South Picún Leufú sector	197
7. Discussion	202
7.1. Sedimentary environment	202
7.2. Sea-level changes and tectonic control	203
7.3. Paleoenvironments	204
7.4. Oxygenation status of the southern Neuquén Basin	206
8. Conclusion	208
Acknowledgments	215
References	215
Chapitre quatrième- <i>Variabilités de la formation de la Vaca Muerta: du nord de la ride de Huincul jusqu'à Malargüe</i>	
	227
1. Localisation des données et méthodologie	233
2. Faciès et architecture stratigraphique de la formation Vaca Muerta au nord de la ride de Huincul	234

2.1.	La zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta	234
2.1.1.	Sédimentologie et environnements de dépôts	235
2.1.1.1.	L'environnement de plate-forme silicoclastique	235
2.1.1.2.	L'environnement de rampe mixte silicoclastique-carbonatée	238
2.1.2.	Architecture stratigraphique	240
2.2.	La zone de Chos Malal	246
2.2.1.	Sédimentologie et environnements de dépôts	246
2.2.1.1.	L'environnement de rampe mixte	247
2.2.1.2.	L'environnement de plate-forme silicoclastique	250
2.2.2.	Architecture stratigraphique	252
2.3.	La zone de Malargüe	256
2.3.1.	Sédimentologie et environnements de dépôts	256
2.3.1.1.	Les faciès de rampe externe/bassin	257
2.3.1.2.	Les faciès de rampe externe	259
2.3.1.3.	Les faciès de rampe médiane	261
2.3.2.	Architecture stratigraphique	265
2.4.	Discussion: Facteurs de contrôle de la sédimentation et de l'organisation séquentielle des différents secteurs	269
	Références bibliographiques	275
	Chapitre cinquième- <i>Caractérisation géochimique de la formation de la Vaca Muerta dans la partie sud du bassin: de l'anticlinal de Picún Leufú à la région de Covunco</i>	281
	Abstract	289
1.	Introduction	289
2.	Geological setting	290
4.	Results	298
4.1.	Mineralogy	298
4.2.	Geochemistry	303
4.3.	Trace metals	304
4.3.1.	Redox proxies	304
4.3.2.	Productivity proxies	306
4.4.	Organic matter	306
5.	Interpretation/Discussion	310
5.1.	Paleoenvironment evolution	310
5.2.	Source rock and maturity	312
5.3.	Redox conditions	312

5.4. Deep-water restriction/renewal _____	314
5.5. Organic matter and stratigraphy _____	317
6. Conclusion _____	318
Appendix 1. Paleo-productivity and Paleoredox proxies _____	319
Appendix 2. Rock-Eval pyrolysis data _____	324
References _____	329
Chapitre sixième- <i>Synthèse et discussion finale</i> _____	337
1. Architecture stratigraphique et facteurs de contrôle _____	343
1.1. Architecture stratigraphique de chaque secteur et âge des séquences _____	343
1.1.1. A l’affleurement _____	343
1.1.2. En subsurface _____	346
1.2. Facteurs de contrôle de l’architecture stratigraphique à l’échelle du bassin _____	358
1.2.1. Eustatisme et climat _____	358
1.2.2. Niveau marin relatif, tectonique et eustatisme _____	359
2. Processus sédimentaires et mise en place des systèmes de dépôts _____	361
3. Conditions d’oxygénation des eaux et préservation de la matière organique _____	364
4. Lien entre la distribution de la matière organique et l’architecture stratigraphique _____	365
5. Conclusion _____	368
Références bibliographiques _____	371
Conclusion générale _____	377
Table des illustrations _____	383
Références bibliographiques _____	395

Introduction et problématique

1. Introduction

De longue date, les roches riches en matière organique ont souvent été abordées en termes de **roches mères** d'hydrocarbures et leur étude classique s'est souvent cantonnée à une approche géochimique au travers de la caractérisation de la matière organique par des analyses de type Rock-Eval et pouvoir réflecteur de la vitrinite. Depuis le début, les causes des enrichissements en matière organique ont fait l'objet de débats faisant classiquement intervenir des facteurs considérés comme jouant un rôle majeur, à savoir la productivité des eaux de surface et les conditions de préservation, modulées par les variations de taux de sédimentation, de taille de grain du sédiments, d'intensité de bioturbation. Ces débats ont montré qu'on ne pouvait pas définir un modèle unique expliquant l'accumulation de la matière organique, mais qu'il fallait puiser dans un "catalogue" de facteurs favorables, jouant seuls ou, plus souvent, en synergies complexes (Sageman et al., 2003 ; Tyson, 2005 ; Baudin et al., 2007).

Depuis l'avènement des « Gas Shale » et la mise en production de gisements ou *plays* tels que le Marcellus ou les Barnett aux USA, les roches riches en matière organique connaissent un regain d'intérêt car elles apparaissent aussi comme des **roches réservoirs**.

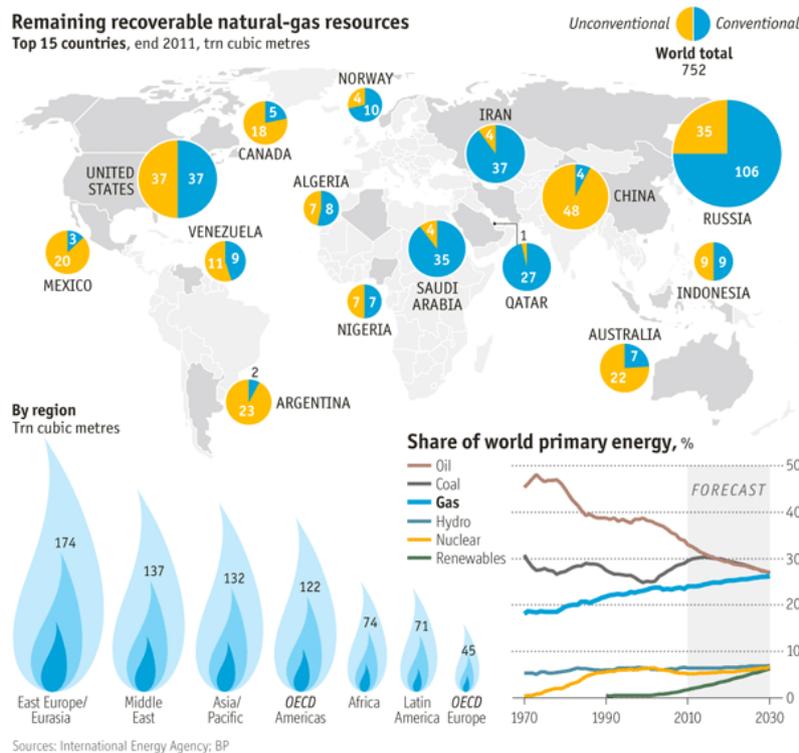


Figure 1 : Part des ressources non conventionnelles (gas shales) dans la production mondiale d'hydrocarbures (Source : Agence internationale pour l'énergie).

Les réservoirs non conventionnels correspondent à des réservoirs (formations géologiques) variés qui ne produisent pas, économiquement, sans stimulations additionnelles (Passey et al., 2010). Les « gas shales » font partie de cette grande famille des réservoirs non conventionnels. Le terme « Shale » est utilisé pour décrire une large variété de roches composées de particules fines, de composition minéralogique variable (quartz, carbonates, argiles, feldspaths, minéraux lourds, etc.), dont le diamètre est inférieur à quatre microns, mais pouvant contenir également des quantités variables de particules de la taille des silts (jusqu'à 64 microns) (Passey et al., 2010).

En Argentine, c'est la formation de la Vaca Muerta (Tithonien-Valanginien) dans le bassin de Neuquén qui constitue la cible principale de l'industrie pétrolière. La compagnie pétrolière TOTAL présente depuis les années 70 dans ce pays, s'est clairement positionnée pour l'exploitation de ce gisement par l'acquisition de concession dès 2010. Cette formation d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur est connue depuis plusieurs décennies pour ses qualités de roche mère conventionnelle, car elle alimente les réservoirs du Kimméridgien (formation du Tordillo). Aujourd'hui, comme pour les gisements américains, la formation de la Vaca Muerta est exploitée activement par différentes compagnies locales et étrangères et constitue une excellente roche-mère (non conventionnelle) dont les propriétés pétrophysiques et géomécaniques permettent d'extraire du gaz. Dans ce nouveau type de « réservoir », l'architecture de ce dernier ainsi que la répartition de la matière organique reste à préciser.

L'essor actuel d'études visant à préciser l'architecture de ces corps sédimentaires (e.g. Loucks et Ruppel, 2007; Passey et al., 2010; Slatt, 2011; Abouelresh et Slatt, 2011, 2012; Slatt et Rodriguez, 2012; Chermak et Scheiber, 2014) montre bien le questionnement du milieu industriel concernant les « gas shales ». Nous proposons une revue succincte de l'état de l'art dans le domaine à travers deux exemples : celui des Barnett et de la Posidonia shale.

2. L'expérience américaine : la formation Barnett Shale

La formation Barnett Shale, située dans le bassin d'avant-pays de Fort Worth (Texas, USA) constitue le gisement le plus prolifique des USA.

Cette formation d'âge mississippien (354-323 Ma), riche en matière organique, est subdivisée en deux unités lithostratigraphiques : « Lower Barnett » et « Upper Barnett », séparées au nord par le « Forestburg Limestone » qui disparaît latéralement vers le sud-ouest du bassin (Figure 2).

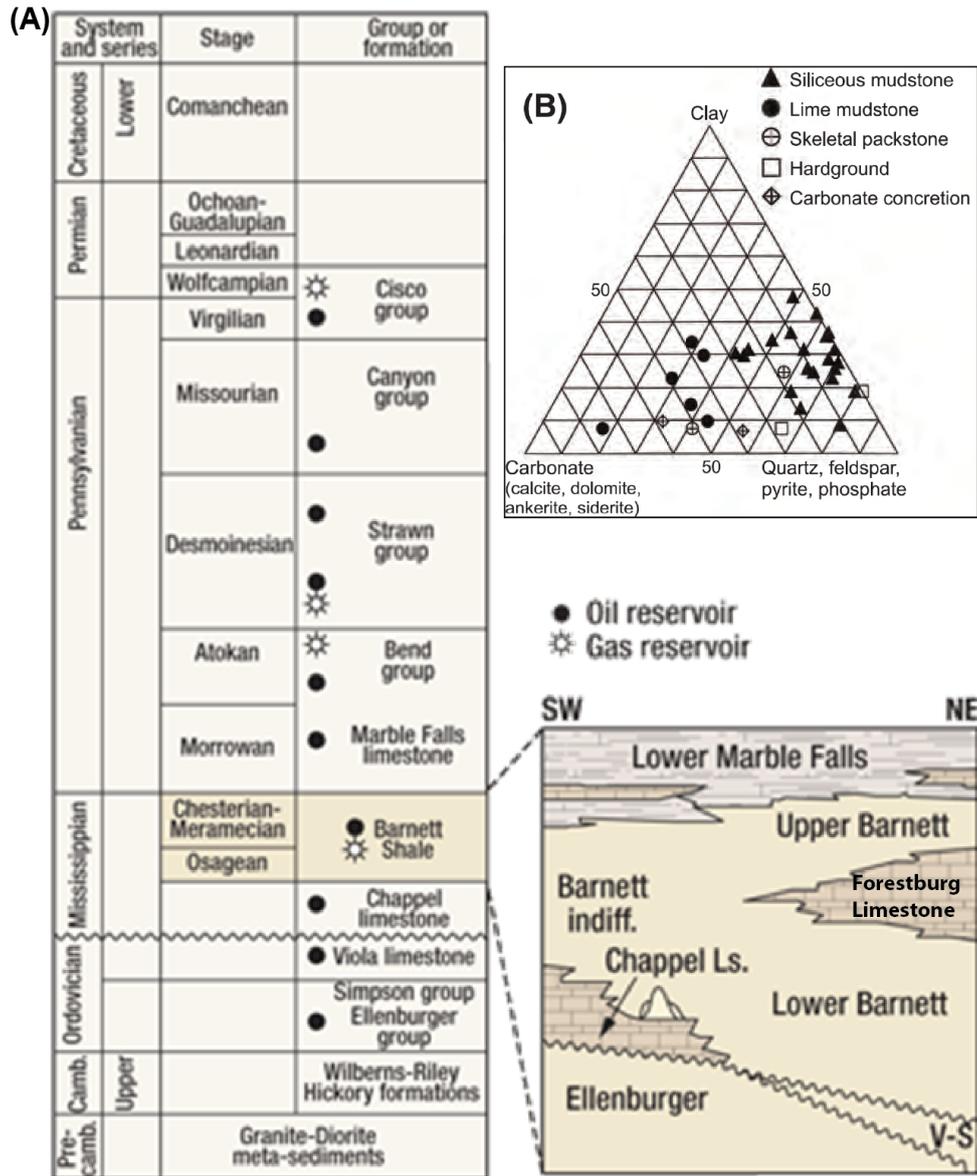


Figure 2 : A. Stratigraphie de la formation Barnett Shale dans le bassin de Fort Worth (Montgomery et al., 2005). B. Minéralogie des trois lithofaciès majeurs composant la formation des Barnett (Loucks et Ruppel, 2007).

Selon les reconstructions paléogéographiques au Mississippien (Gutschick et Sandberg, 1983; Arbenz, 1989; Blackey, 2005), le bassin de Fort Worth correspondait à une étroite bande maritime séparant la Laurussia et le Gondwana (Figure 3). Ce sillon marin était bordé à l'est par un arc insulaire et à l'ouest par une plateforme carbonatée peu profonde avec une circulation océanique probablement restreinte permettant le développement de conditions anoxiques (Loucks et Ruppel, 2007).

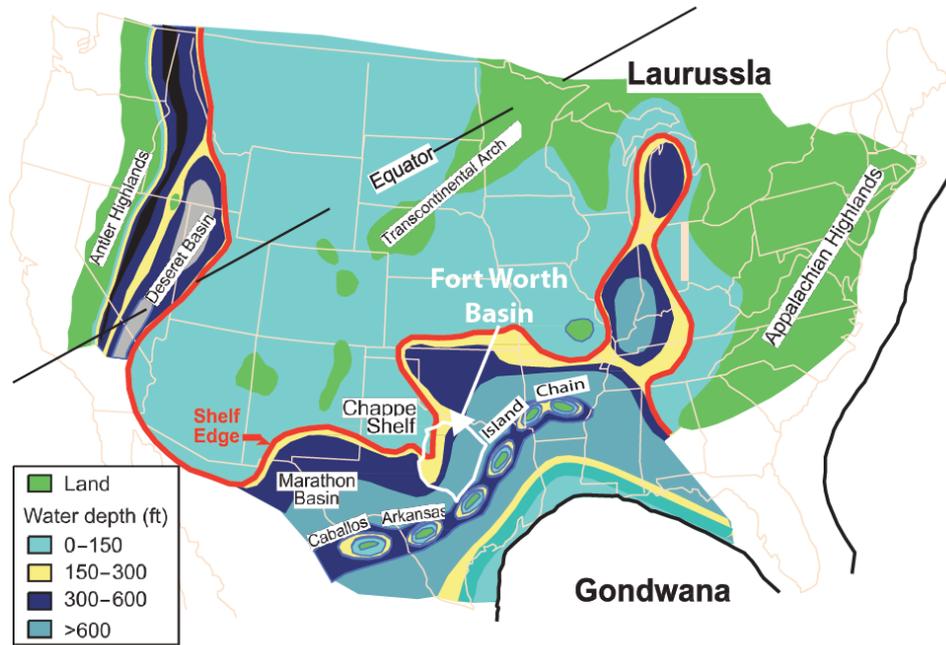


Figure 3 : Carte paléogéographique des USA au Mississippien, soulignant le caractère profond du bassin de Fort Worth positionné entre le Gondwana et la Laurussia (modifié d'après Gutschick et Sandberg, 1983).

La profondeur d'eau dans ce bassin est difficile à estimer avec précision. En se basant sur l'étude de séries similaires riches en matière organique le long de la marge occidentale du craton, Gutschick et Sandberg (1983) suggèrent des profondeurs de dépôt situées entre 180 et 300 m, sous la zone d'oxygène minimum alors qu'une autre étude menée sur la formation de Rancheria (Nouveau Mexique, équivalent en âge à la formation de Barnett) propose des profondeurs comprises entre 90 et 230 m pour ce type de faciès. A partir de la courbe eustatique du Carbonifère (Ross et Ross, 1987) et de la magnitude des chutes du niveau marin enregistrée à cette époque (jusqu'à 45 m), la profondeur d'eau aurait excédé 140 m. Ces données suggèrent que malgré les baisses de niveau marin, les sédiments de la formation de Barnett n'ont jamais été affectés par des processus de tempête pendant les périodes de bas niveau marin (Ross et Ross, 1987; Loucks et Ruppel, 2007).

Les études basées sur des données de puits et d'affleurements montrent que la formation de Barnett est constituée d'argiles noires siliceuses, de calcaires et de quelques niveaux de dolomies (Papazis, 2005; Montgomery et al., 2005; Loucks et Ruppel, 2007). Une étude pétrographique plus détaillée (Loucks et Ruppel, 2007) a démontré que cette formation était constituée de trois lithofaciès majeurs : (1) mudstones quartzeux laminés, (2) mudstones argileux laminés (l'équivalent de marnes) et (3) packstones argileux bioclastiques. La notion

de « mudstone/packstone » est utilisée ici comme définition granulométrique et non pas au sens textural de Dunham. Ces trois lithofaciès contiennent des proportions variables de carbonates (Figure 2-B).

A partir d'une description détaillée des faciès, des structures sédimentaires et de la géochimie organique, Loucks et Ruppel (2007) proposent un modèle de dépôt général pour la formation de Barnett (Figure 4). Celui-ci met en évidence, des processus de dépôt liés à la suspension et la décantation d'un panache de particules fines hémipélagiques (*mud plume*) transporté depuis les zones proximales peu profondes (source deltaïque), des processus de dépôt rapide par des courants de turbidité et des débris flows ainsi que l'existence d'un bruit de fond sédimentaire consistant en une décantation constante de micro-organismes pélagiques tels que des foraminifères et des radiolaires. Ces auteurs mettent également en évidence la précipitation de minéraux phosphatés dans la partie supérieure du talus ainsi que la formation de pyrites framboïdales dans la colonne d'eau. Les sédiments sous la limite minimum d'oxygénation sont alors dans des conditions dysaérobies à anaérobies favorisant la préservation de la matière organique. Des courants de contour se forment à la base du talus et permettent la remobilisation de sédiments sous forme de graviers et de sables.

Les études géochimiques ont montré que la formation de Barnett constituait un intervalle riche en matière organique avec des valeurs de carbone organique total (TOC) variant entre 3 et 13% (Montgomery, 2005). Loucks et Ruppel (2007) interprètent ces valeurs de TOC comme un indicateur d'environnement anoxique où les bactéries qui généralement attaquent et détruisent significativement la matière organique étaient peu efficaces.

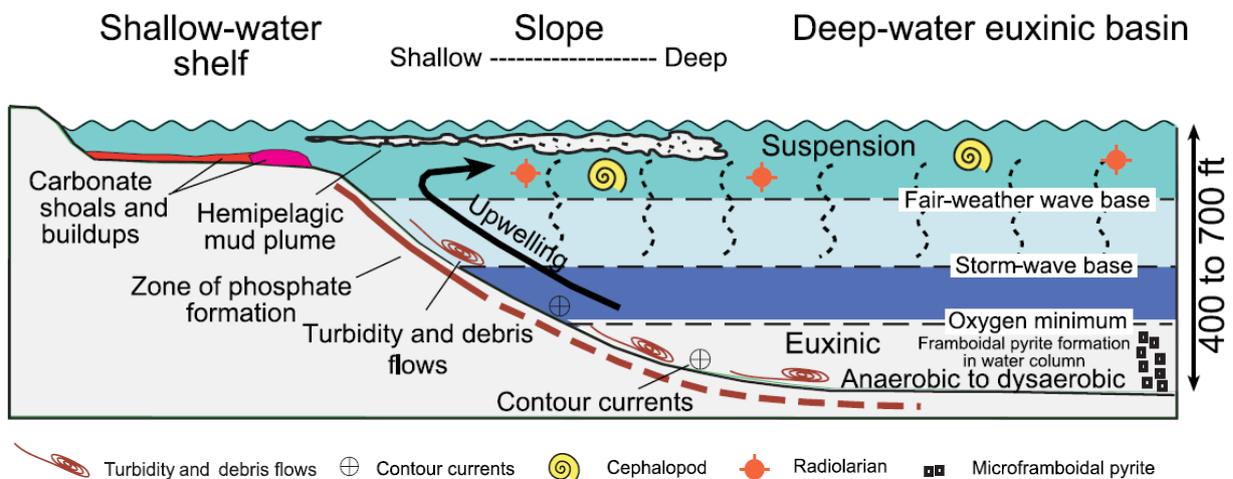


Figure 4 : Modèle de dépôt des Barnett shales, illustrant le profil de dépôt et les processus associés (Loucks et Ruppel, 2007).

A partir des données de gamma ray, Singh (2008) établi un découpage en paraséquences de haute fréquences dans la partie nord du bassin. Ce découpage a été repris dans la partie sud du bassin par Abouelresh et Slatt (2012) qui définissent 16 séquences de troisième ordre auxquelles se surimposent deux cycles de second ordre. Les niveaux riches en matière organique se concentrent dans les cortèges transgressifs de 4^{ème} et 5^{ème} ordre et au niveaux des surfaces de transgression et de maximum d'inondation (Rohais et al., 2013).

3. Les « Gas shales » en Europe : exemple de la formation Posidonia shale

Au Toarcien, des dépôts fins riches en matière organique se généralisent dans toute l'Europe, en relation avec l'événement océanique anoxique (T-OAE) et une remontée du niveau marin au 3^e ordre (Frimmel et al., 2004). Cet intervalle de temps est par conséquent à potentiel « Gas shale ». Ils correspondent aux Schistes Carton du bassin de Paris ou à la formation Posidonia shale dans le bassin sud-ouest germanique.

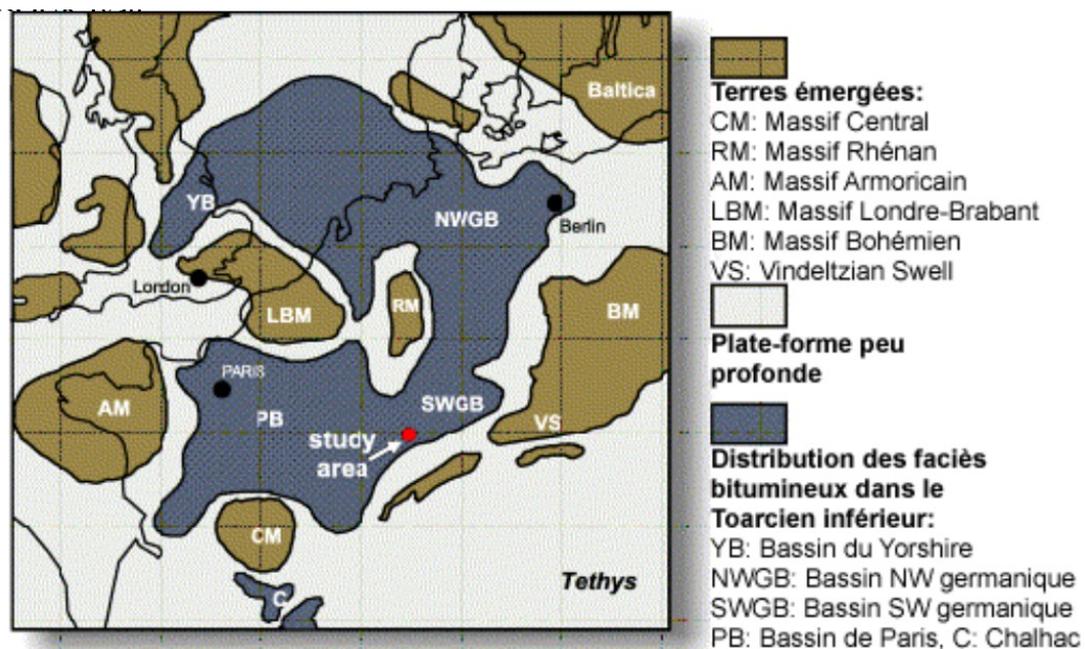


Figure 5 : Paléogéographie de l'Europe et distribution des argiles noires de la plate-forme épicontinentale liasique (modifié d'après Zeigler, 1982).

Les reconstitutions paléogéographiques montrent qu'au Toarcien, l'Europe occidentale correspondait à un complexe de mers épicontinentales (Figure 5) isolant des îles à relief très modeste, reliques de la chaîne hercynienne pénéplanée (Disnard et al., 1996). Cet ensemble situé entre 20° et 40° de latitude nord était connecté à la Téthys au sud et au proto Atlantique nord au nord (Ziegler, 1982; Ziegler et al., 1983; Röhl et Röhl, 2005). Le système de bassins

épicontinentaux était alors soumis à un climat saisonnier caractérisé par un régime de mousson en été et des taux importants d'évaporation pendant l'hiver (Parrish et Curtis, 1982; Parrish et al., 1982; Parrish, 1993; Röhl et al., 2001a).

La formation Posidonia shale est connue depuis longtemps pour l'abondance et la qualité de préservation de ses fossiles, et sa richesse en matière organique (TOC pouvant atteindre les 15%). De nombreux auteurs interprètent ces séries du Toarcien comme des dépôts marins profonds en relation avec une transgression rapide et un taux de subsidence élevé (Hallam et Bradshaw, 1979; Jenkyns, 1985, 1988; Wignall, 1991; Hesselbo et Jenkyns, 1995, 1998; Jenkyns et al., 2001). La coupe de référence de la formation Posidonia shale (coupe de Dotternhausen) est datée du Toarcien inférieur (Figure 6) grâce aux biozones d'ammonites (Riegraf et al., 1984; Riegraf et al., 1985a). Cette formation est constituée principalement de trois lithofaciès majeurs : (1) les « mudstones » bioturbés, (2) les « oil shales » laminés et (3) les « mudstones bitumineux », dont la minéralogie est essentiellement composée de carbonates, quartz, pyrite et matière organique (Röhl et al., 2001a) (Figure 6).

En se basant sur des données de faciès, de paléocourants, de stratigraphie et de géochimie, en position proximale (coupe de Dotternhausen, Figure 6) et en position distale (coupe de Schesslitz, non présentée ici), Röhl et Schmid-Röhl (2005) proposent un modèle de dépôt faiblement profond, contrôlé par les variations du niveau marin (« silled-basin transgressive chemocline model », Figure 7). Ce contrôle eustatique permet la mise en place d'une séquence de troisième ordre dans lequel s'organisent deux séquences de quatrième ordre.

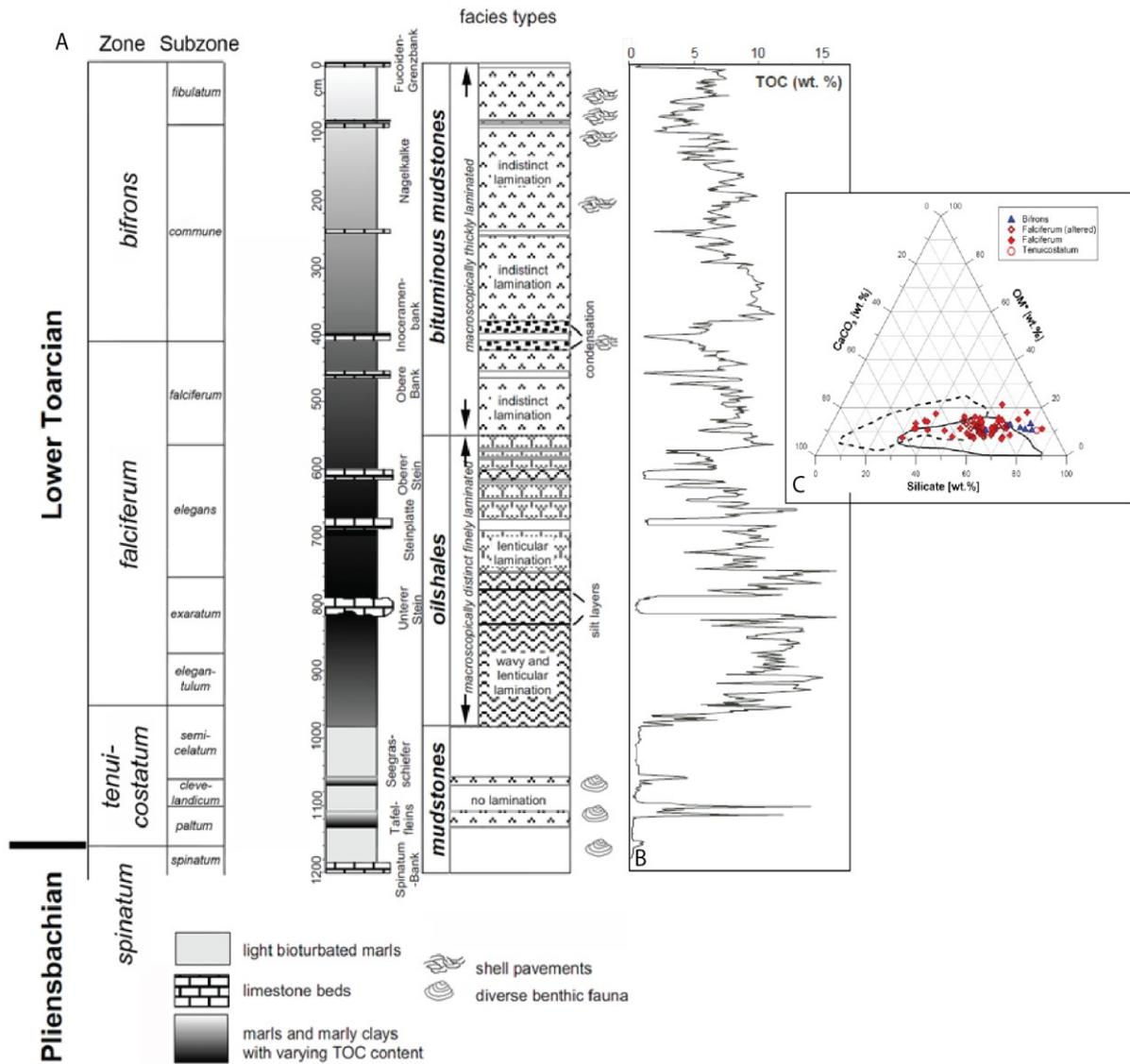


Figure 6 : Sédimentologie, géochimie et minéralogie de la formation Posidonia Shale. Les données biostratigraphiques, faciologiques et de géochimie minérale sont tirées de la coupe de Dotternhausen (modifié d'après Schmid-Röhl et al., 2002). La minéralogie est issue de Song et al., 2014.

Le modèle de dépôt proposé par Röhl et Schmid-Röhl (2005) suggère l'isolement du bassin sud-ouest germanique à la suite d'une baisse du niveau marin, induisant une restriction de la circulation des eaux au début du Toarcien (biozone à *tenuicostatum*). Cette configuration va permettre le dépôt de faciès fins riches en matière organique dans le centre du bassin et des faciès soumis à l'action des courants et des tempêtes dans des zones plus proximales (faciès mudstones laminés, Figure 7-A à C). L'augmentation lente du niveau marin et la restriction de paléocirculations océaniques (entre le sommet de la sous-biozone à *semicelatum* et la base de la sous-biozone à *elegans*) induit une conservation des conditions anoxiques du fond de l'eau,

et le dépôt de faciès riches en matière organique (faciès « oil shale », Figure 7-D). Ultérieurement, une amélioration des conditions d'oxygénation et une légère chute du niveau marin relatif permet le dépôt de plusieurs niveaux bioturbés liés à des événements de tempêtes (sommet de la sous-biozone à *elegans*). L'amélioration des conditions d'oxygénation va se traduire par une baisse des taux de TOC, probablement due à une meilleure communication entre les sous-bassins, et un mélange des masses océaniques à la suite de la remontée du niveau marin à la limite des biozones à *falciferum* et *bifrons* (Röhl, 1998). Ultérieurement, le centre du bassin est à nouveau le siège de conditions anoxiques (base de la biozone à *bifrons*). L'anoxie sera alors interrompue par de courtes périodes de conditions oxygénées associées à une meilleure agitation de l'eau (Figure 7-E).

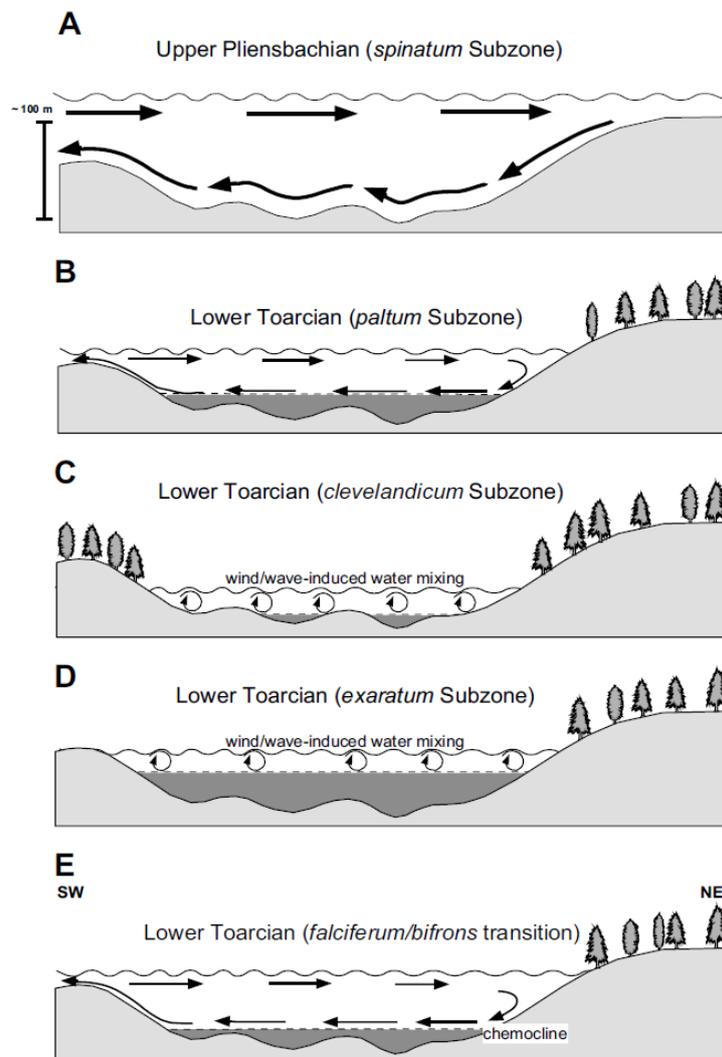


Figure 7 : Reconstitution des variations du niveau marin au 4^{ème} ordre dans le bassin sud-ouest germanique pendant le dépôt de la formation Posidonia Shale (Röhl et Schmid-Röhl, 2005). Pour les biozones d'ammonites, se reporter à la coupe lithostratigraphique.

4. Des Barnett à la Posidonia shale : Que retenir ?

La présentation de deux formations à potentiel « gas shale » met l'accent sur la variabilité des modèles de dépôt proposés aujourd'hui pour permettre le dépôt et la préservation de la matière organique. Loucks et Ruppel (2007) proposent un modèle général de dépôt pour la formation des Barnett lié à la suspension et la décantation d'un panache de particules fines hémipélagiques mais également à un processus de dépôt rapide par des courants de turbidité. Ces auteurs considèrent la formation Barnett shale comme des dépôts profonds, déposés en environnement euxinique sous la limite d'action des vagues de tempêtes. Röhl et Schmid-Röhl (2005) interprètent la formation Posidonia shale comme des dépôts riches en matière organique mis en place dans un contexte de bassin peu profond suite à une transgression lente dans lequel les dépôts sont soumis à des courants de tempêtes.

Ce modèle est en contradiction avec celui proposé pour la formation Barnett Shale qui invoque un environnement profond (Loucks et Ruppel, 2007). De nombreux auteurs ont également interprété les argiles noires du Toarcien inférieur comme des dépôts profonds associés à une transgression rapide ou à un taux de subsidence élevé (Hallam et Bradshaw, 1979; Jenkyns, 1985, 1988; Wignall, 1991; Hesselbo et Jenkyns, 1995, 1998; Jenkyns et al., 2001) alors que le modèle peu profond est également invoqué pour les dépôts argileux jurassiques du Boulonnais (Wignall, 2001; Wignall et Newton, 2001).

Il est évident que la compréhension fine de la mise en place des séries riches en matière organique est loin d'être acquise. Plusieurs modèles existent pour des contextes eustatiques, et tectoniques différents. Il est important de garder à l'esprit la complexité de ces systèmes afin de mieux approcher les facteurs de contrôle. Ainsi, au delà de la caractérisation géochimique et lithologique, la compréhension de ces systèmes passe par celle du contexte paléogéographique, tectonique, eustatique afin de mieux contraindre le schéma stratigraphique qui définit un modèle de dépôt fiable.

5. *Problématique de la thèse*

Comme évoqué précédemment, la mise en place des séries riches en matière organique est contrôlée par plusieurs paramètres, qui contribuent à la complexité des modèles de dépôt. L'objectif de ce travail est de déconvoluer ce signal complexe afin de comprendre au mieux l'histoire du dépôt de ces roches « mères & réservoirs ».

La formation de la Vaca Muerta dans le bassin de Neuquén (Argentine), déjà connue pour ses qualités de roche mère classique produit des hydrocarbures dits non conventionnels. Elle est alors considérée également comme une roche « réservoir » économiquement exploitable. C'est une roche qui s'est mise en place à la faveur d'une transgression majeure au Tithonien dans un contexte tectonique actif à l'échelle régionale en lien avec la subduction de la marge occidentale du Gondwana.

Le rôle pluriel que joue ce type de roche stimule la volonté de comprendre la mise en place de ces dernières dans un but de caractérisation et de prédiction de réservoirs d'un nouveau genre. Pour cela, cette étude se fonde sur une approche multidisciplinaire et multi-échelle. Elle est multidisciplinaire car elle aborde la compréhension du système de dépôt mais également leur organisation stratigraphique et géométrique grâce à une approche de sédimentologie de terrain dans un premier temps, puis par une approche géochimique au travers de la compréhension des conditions d'oxygénation du milieu, dans un second temps.

Cette étude est également multi-échelle. Elle aborde la géométrie des dépôts aussi bien *via* une approche de terrain (~cm au km) que *via* l'interprétation d'un jeu de données sismiques (10 m à 100 km). L'étude sismique basée sur des données de subsurface, localisées dans la partie est du bassin, permet de définir les géométries de dépôt à grande échelle et de comprendre l'organisation séquentielle des cortèges sédimentaires en relation avec les variations eustatiques.

L'étude sédimentologique et stratigraphique, quant à elle, est focalisée sur plusieurs affleurements localisés dans différents secteurs du bassin (Figure 8). Le premier secteur correspond aux affleurements de l'anticlinal de Picún Leufú (sud-ouest du bassin) où 12 coupes ont été analysées en détail. L'analyse de ces coupes a permis d'établir un atlas de faciès et d'association de faciès, et d'aboutir à plusieurs modèles de dépôt, ainsi qu'à la compréhension des modifications du profil de dépôt au cours du temps. La reconnaissance des séquences de dépôts et leur corrélation ont été faites grâce à la corrélation de surfaces

remarquables entre les différentes coupes. D'autres secteurs ont été investigués selon la même démarche.

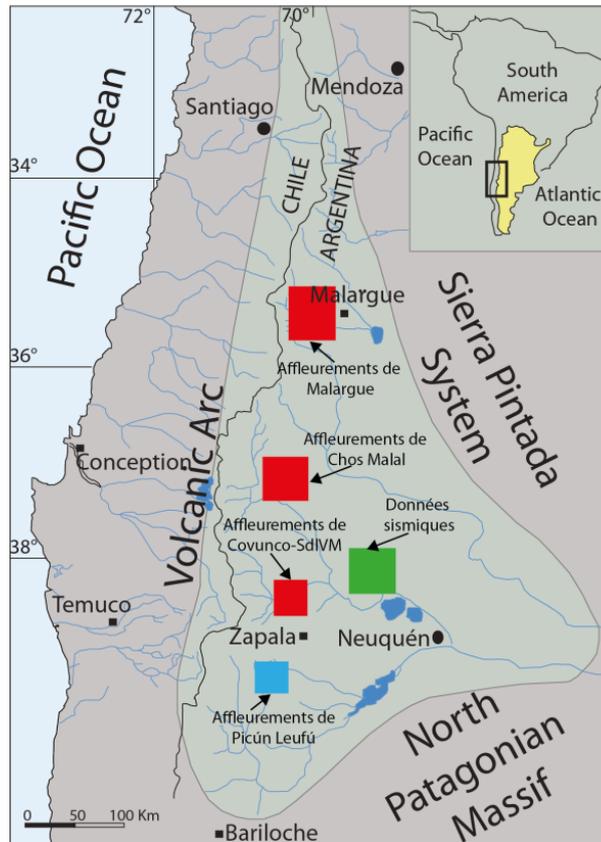


Figure 8 : Localisation des données utilisées dans le cadre de cette thèse.

Une approche géochimique vient compléter l'étude de terrain. Elle se base sur l'échantillonnage de plusieurs coupes dans deux secteurs du bassin. La minéralogie des argiles, l'analyse des éléments majeurs et des éléments traces ainsi que la géochimie organique ont permis de caractériser la matière organique, de définir les conditions d'oxygénation du milieu au moment du dépôt ainsi que d'appréhender le degré de restriction de cette partie du bassin de Neuquén.

La dernière étape du travail consiste à intégrer les résultats d'affleurement et de subsurface afin d'avoir une vision synthétique mêlant la sédimentologie, la géométrie des corps sédimentaires (de l'échelle métrique à l'échelle sismique) et les conditions de mise en place de ces derniers. Cette dernière étape permettra d'établir un schéma synthétique de la distribution des corps riches en matière organique en relation avec les facteurs de contrôle auto- et allo-cycliques.

6. Organisation du manuscrit de thèse

Afin de répondre à la problématique de cette thèse, le manuscrit est organisé en 6 chapitres.

- (1) Le premier chapitre est consacré à la présentation du bassin de Neuquén et de la formation de la Vaca Muerta.
- (2) Le second chapitre est consacré à l'étude de l'architecture sismique de la formation de la Vaca Muerta.
- (3) Le troisième chapitre traite des données d'affleurement dans la partie sud du bassin de Neuquén (dépôt-centre de Picún Leufú) à travers la sédimentologie de faciès, le découpage séquentiel et l'architecture stratigraphique, la minéralogie des argiles et la caractérisation géochimique. Cette partie est rédigée sous forme d'un article.
- (4) Le quatrième chapitre traite des données d'affleurements du bassin situés sur une longue bande nord-sud et qui comprend trois principaux secteurs d'étude (Covunco-Sierra de la Vaca Muerta, Chos Malal et Malargüe). Ce travail permet de mettre en évidence les variations latérales de faciès de la formation de la Vaca Muerta
- (5) Le cinquième chapitre est consacré à la caractérisation géochimique de la formation de la Vaca Muerta dans deux principaux secteurs situés de part et d'autre d'un élément structural majeur ; la ride de Huincul qui isole la partie sud du bassin (dépôt-centre de Picún Leufú) et la région de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta. La minéralogie de la fraction argileuse et la caractérisation géochimique (organique et minérale) sont abordées afin de comprendre les conditions d'oxygénation du milieu au moment du dépôt de la formation de la Vaca Muerta. Cette partie est rédigée également sous forme d'un article.
- (6) Le dernier chapitre synthétise les résultats et interprétations présentés dans chaque chapitre dans le cadre de cette étude. Cette synthèse permet la comparaison entre les différents secteurs et propose une coupe régionale des dépôts sur un transects nord-sud. Cette synthèse aboutit à une discussion sur les facteurs de contrôle de la sédimentation et de l'architecture de la Vaca Muerta, à l'échelle locale et régionale, avant d'énoncer les conclusions majeures de ce travail et les perspectives qui en sont issues.

References bibliographiques

- Abouelresh, M.O., Slatt, R.M., 2011.** Shale depositional processes: Example from the Paleozoic Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas, USA: *Central European Journal of Geosciences*, v. 3, no. 4, p. 398-409.
- Abouelresh, M.O., Slatt, R.M., 2012.** Lithofacies and sequence stratigraphy of the Barnett Shale in east-central Fort Worth Basin, Texas: *AAPG Bulletin*, v. 96, p. 1-22.
- Arbenz, J.K., 1989.** The Ouachita system, in A. W. Bally and A. R. Palmer, eds., *The geology of North America— An overview: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. A, p. 371– 396.
- Baudin F., Tribovillard, N., Trichet J., 2007.** *Géologie de la Matière Organique*. Editions Vuibert, Collection Interactions, 263 p. Coédition avec la société géologique de France.
- Blakey, R., 2005.** Paleogeography and geologic evolution of North America; images that track the ancient landscapes of North America: <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/nam.html> (accessed September 8, 2006).
- Chermak, J.A., Scheiber, M.E., 2014.** Mineralogy and trace element geochemistry of gas shales in the United States: Environmental implications. *International Journal of Coal Geology*, 126, 32-44.
- Disnar, J.R., Le Strat, P., Farjanel, G., Fikri, A., 1996.** Sédimentation de la matière organique dans le nord-est du bassin de Paris: Conséquences sur le dépôt des argilites carbonées du Toarcien inférieur. *Chemical Geology*, 131, 15-35.
- Frimmel, A., Oschmann, W., Schwark, L., 2004.** Chemostratigraphy of the Posidonia Black Shale, SW-Germany: I. Influence of sea level variation on organic facies evolution. *Chemical Geology*. 206, 199–230.
- Gutschick, R., Sandberg, C., 1983.** Mississippian continental margins on the conterminous United States, in D. J. Stanley and G. T. Moore, *The shelf break: Critical interface on continental margins: SEPM Special Publication 33*, p. 79– 96.
- Hallam, A., Bradshaw, M.J., 1979.** Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions: *Geological Society of London, Journal*, v. 136, p. 157–164.
- Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., 1995.** A comparison of Hettangian to Bajocian successions of Dorset and Yorkshire, in Taylor, P.D., ed., *Field Geology of the British Jurassic: Bath, U.K.*, Geological Society Publishing House, p. 105–150.

- Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., 1998.** British Lower Jurassic sequence stratigraphy, in de Graciansky, P.-Ch., Hardenbol, J., Jacquin, T., and Vail, P.R., eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*: SEPM, Special Publication 60, p. 583–622.
- Jenkyns, H.C., 1985.** The early Toarcian and Cenomanian–Turonian Anoxic Events in Europe: comparisons and contrasts: *Geologische Rundschau*, v. 74, p. 505–518.
- Jenkyns, H.C., 1988.** The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence: *American Journal of Science*, v. 288, p. 101–151.
- Jenkyns, H.C., Gröcke, D.R., Hesselbo, S.P., 2001.** Nitrogen isotope evidence for water mass denitrification during the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event: *Paleoceanography*, v. 16, p. 1–11.
- Loucks, R.G., Ruppel, S.C., 2007.** Mississippian Barnett Shale: Lithofacies and depositional setting of a deep-water shale-gas succession in the Fort Worth Basin, Texas. *AAPG Bulletin*, v. 91, no. 4, pp. 579–601.
- Montgomery, S.L., Jarvie, D.M., Bowker, K.A., Pollastro, R.M., 2005.** Mississippian Barnett Shale, Fort Worth Basin, northcentral Texas: Gas-shale play with multi-trillion cubic foot potential: *AAPG Bulletin*, v. 89, p. 155–175.
- Papazis, P.K., 2005.** Petrographic characterization of the Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas: Master's thesis, University of Texas at Austin, Austin, Texas, 142 p., CD-ROM (SW0015), available from Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin.
- Parrish, J.T., 1993.** Climate of the Supercontinent Pangea: *Journal of Geology*, v. 101, p. 215–233.
- Parrish, J.T., Curtis, R.L., 1982.** Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 40, p. 31–66.
- Parrish, J.T., Ziegler, A.M., Scotese, C.R., 1982.** Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 40, p. 67–101.
- Passey, Q.R., Bohacs, K.M., Esch W.L., Klimentidis, R., Sinha, S., 2010.** From Oil-Prone Source Rock to Gas-Producing Shale Reservoir – Geologic and Petrophysical Characterization of Unconventional Shale-Gas Reservoirs. SPE 131350.
- Riegraf, W., 1985a.** Mikrofauna, Biostratigraphie und Fazies im Unteren Toarcian Südwestdeutschlands und Vergleiche mit benachbarten Gebieten: *Tübinger Mikropaläontologische Mitteilungen*, v. 3, 232 p.

- Riegraf, W., Werner, G., Lörcher, F., 1984.** Der Posidonienschiefer: Biostratigraphie, Fauna und Fazies des Südwestdeutschen Untertoarciums (Lias Epsilon): Stuttgart, Enke Verlag, 195 p.
- Rohais., S., Gasparrini, M., Nouvellet, S., Moretti, I., Danien, J. M., 2013.** Sédimentologie et architecture strtigraphique dans les argiles riches en matière organique : Exemple des Barnett shale, bassin de Fort Worth (Texas). 14^{eme} Congrès Français de Sédimentologie, Paris.
- Röhl, H.-J., 1998.** Hochauflösende palökologische und sedimentologische Untersuchungen im Posidonienschiefer von SW-Deutschland: Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, A, v. 47, 165 p.
- Röhl, H.-J., Schmid-Röhl, A., 2005.** Lower Toarcian (upper Lassic) black shales of the central European Epicontinental basin: a sequence stratigraphic case study from the sw german Posidonia shale. SEPM Special Publication No. 82, p. 165–189.
- Röhl, H.-J., Schmid-Röhl, A., Frimmel, A., Oschmann, W., Schwark, L., 2001a.** The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: An oxygen depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 165, p. 27– 52.
- Ross, C.A., Ross, J.R.P., 1987.** Late Paleozoic sea levels and depositional sequences, in C. A. Ross and D. Haman, eds., Timing and deposition of eustatic sequences: Constraints on seismic stratigraphy: Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication 24, p. 137– 149.
- Sageman, B.B., Murphy, A.E., Werne, J.P., Straeten, C.A.V., Hollander, D.J., Lyons, T.W., 2003.** A tale of shales: The relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle–Upper Devonian, Appalachian basin: Chemical Geology, v. 195, p. 229–273.
- Schmid-Röhl, A., Röhl, H.-J., Oschmann, W., Frimmel, A. Schwark, L. 2002.** Palaeoenvironmental reconstruction of Lower Toarcian epicontinental black shales (Posidonia Shale, SW Germany): Global versus regional control. Geobios, 35, 13-20.
- Singh, P., 2008.** Lithofacies and sequence-stratigraphic framework of the Barnett Shale, northeast Texas: Ph.D. thesis, University of Oklahoma, Norman, 181 p
- Slatt, R.M., 2011.** Important geological properties of unconventional resource shales: Oklahoma City Geological Society, Shale Shaker, v. 62, p. 224-243.

- Slatt, R.M., Rodriguez, N.D., 2012.** Comparative sequence stratigraphy and organic geochemistry of gas shales: commonality or coincidence?: *Journal of Natural Gas Engineering and Science*, v. 8, p. 68-84.
- Song, J., Littke, R., Maquil, R., Weniger, P., 2014.** Organic facies variability in the Posidonia Black Shale from Luxembourg: Implications for thermal maturation and depositional environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V410, 2014, 316 – 336.
- Tyson, R.V., 2005.** The “productivity versus preservation” controversy: Cause, flaws, and resolution. In N.B. Harris (Ed.), *The Deposition of Organic-Carbon-Rich Sediments: Models, Mechanisms, and Consequences*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication 82, p. 17-33.
- Wignall, P. B., 1991.** Model for transgressive black shales?: *Geology*, v. 19, p. 167–170.
- Wignall, P.B., Newton, R., 2001.** Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France: *Sedimentary Geology*, v. 144, p. 335–356.
- Ziegler, A.M., Scotese, C.R., Barrett, S.F., 1983.** Mesozoic and Cenozoic paleogeographic maps, in Brosche, P., and Sündermann, J., eds., *Tidal Friction and Earth Rotation II*: Berlin, Springer-Verlag, p. 140– 152.
- Ziegler, P.A., 1982.** *Geological Atlas of Central and Western Europe*: Amsterdam, Shell International Petroleum Maatschappij B.V., 130 p.

Chapitre premier- *Le bassin de Neuquén (Argentine)*
et la formation de la Vaca Muerta

Chapitre I- Le bassin de Neuquén et la formation de la Vaca Muerta

Ce chapitre est consacré à la présentation générale de l'objet d'étude. Il vise à faire un état de l'art sur le bassin de Neuquén et la formation de la Vaca Muerta.

La première partie de ce chapitre aborde la géologie du bassin de Neuquén à travers son histoire géodynamique et son remplissage sédimentaire depuis la fin du Paléozoïque jusqu'à l'Actuel. L'accent est mis sur la paléogéographie des différentes séquences de dépôts afin de montrer leur extension dans ce vaste domaine qu'est le bassin de Neuquén. Une description des structures majeures est également donnée afin de souligner l'existence de plusieurs dépôt-centres et de caractériser leur répartition.

La seconde partie de ce chapitre est consacrée au cœur de l'étude de cette thèse. Elle aborde la formation de la Vaca Muerta au travers aussi bien des concepts de lithostratigraphie que de chronostratigraphie. Un paragraphe est consacré au contexte paléogéographique et paléoclimatique durant la période Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

Sommaire

1. Le bassin de Neuquén	47
1.1. Introduction	47
1.2. Evolution géodynamique du bassin de Neuquén	49
1.2.1. Trias-Sinemurien : la phase syn-rift	49
1.2.2. Pliensbachien-Crétacé inférieur : la phase post-rift	51
1.2.3. Crétacé supérieur-Eocène : la phase de formation du bassin d'avant-pays	51
1.2.4. Oligocène-Miocène inférieur : la phase d'extension de l'arc volcanique	53
1.2.5. Miocène moyen-Miocène supérieur : la phase de raccourcissement maximal	53
1.3. Le remplissage sédimentaire du bassin de Neuquén	54
1.3.1. Les séries syn-rift	56
1.3.2. Les séries post-rift	56
1.3.2.1. Le cycle de Cuyo (Hettangien - Callovien inférieur)	57
1.3.2.2. Le cycle de Lotena (Callovien moyen - Oxfordien terminal)	58
1.3.2.3. Le cycle Andic (Kimméridgien inférieur - Albien supérieur)	60
1.3.3. Les séries d'avant-pays	62
1.3.3.1. Le groupe Rayoso (Barrémien supérieur-Albien inférieur)	62
1.3.3.2. Le groupe Neuquén (Cénomaniens-Campanien inférieur)	62
1.3.3.3. Le groupe Malargüe (Campanien supérieur/Maastrichtien basal- Paléocène)	63
1.4. Structures majeures du bassin de Neuquén	64
1.4.1. La ride de Huincul ou dorsale de Neuquén	65
1.4.2. Le haut structural des Chihuidos	66
2. La formation de la Vaca Muerta	66
2.1. Introduction	66
2.2. Définition de la formation de la Vaca Muerta/Lithostratigraphie	66
2.3. Chronostratigraphie	67
2.4. Paléogéographie et paléoclimat au Tithonien-Valanginien	69
3. Conclusion	71
Références bibliographiques	73

1. Le bassin de Neuquén

1.1. Introduction

Le bassin de Neuquén (Figure 9) se situe dans la partie centro-occidentale de l'Argentine, entre 32° et 40° de latitude sud. Il est limité au nord et au sud-est par des unités cratoniques, respectivement le massif de la Sierra Pintada et le massif Nord Patagonien, et dans sa partie occidentale par l'actuel arc andin (Galland, 2004 ; Howell et al., 2005). De forme triangulaire, il s'étend sur plus de 120.000 km² (Yrigoven, 1991 ; Howell et al., 2005) et correspond à une partie du système de bassins d'avant-pays sub-andins.

Il comprend un enregistrement sédimentaire de plus de 5000 mètres d'épaisseur couvrant une période qui s'étale de la fin du Trias jusqu'au début du Cénozoïque. La sédimentation d'abord continentale (volcano-clastique), évolue vers une sédimentation marine avec le développement d'un bassin d'arrière-arc puis à nouveau continentale avec la mise en place d'un bassin d'avant-pays. Ce bassin est subdivisé en deux grandes zones (Figure 10): « l'embalement (baie) » à l'est et au sud-est, où la série mésozoïque est en sub-surface et « le Neuquén andin » à l'ouest, où la déformation méso-cénozoïque a permis le développement d'une série de plis nord-sud et de failles inverses permettant d'exposer les sédiments mésozoïques à l'affleurement (Howell et al, 2005).

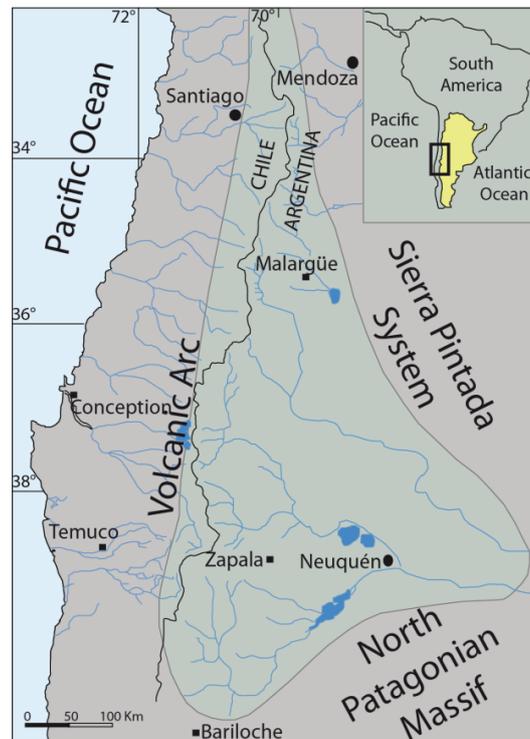


Figure 9: Localisation du bassin de Neuquén (modifié d'après Howell et al., 2005).

Dans le détail, ce bassin montre trois ensembles morpho-structuraux (Urien et Zambrano, 1994):

- La zone andine à l'ouest, influencée par la tectonique andine depuis l'Oligocène. Cette zone comprend la dépression de Loncopué, la cordillère Del Viento et les zones plissées d'Agrio-Chos Malal et du sud de Mendoza (Figure 10).
- La zone de transition qui correspond aux zones plissées de Chihuidos, Huantraico, Reyes et Llanquanelo (Figure 10). Cette partie a subi une influence modérée de la tectonique andine.
- La zone extra-andéenne à l'est, dont les traits structuraux sont acquis principalement au Mésozoïque. Cette partie comprend la ligne de charnière et la plate-forme du nord-est, la baie (embayement) de Neuquén, la ride de Huincul et le bassin du sud (Figure 10).

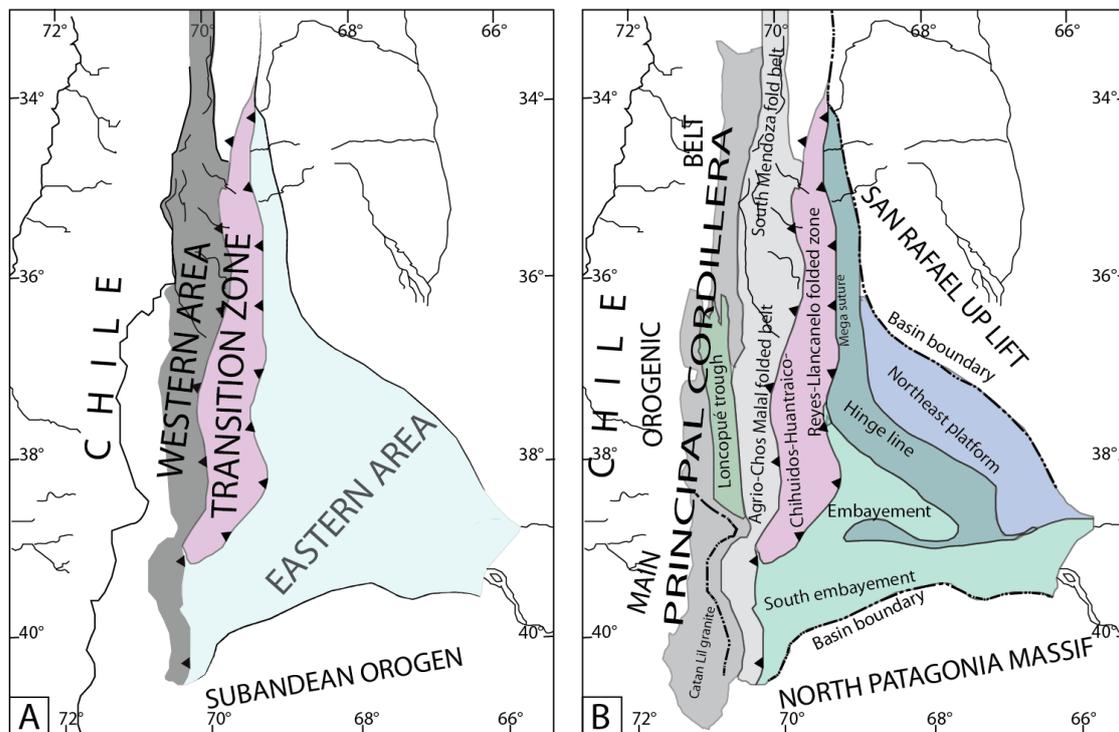


Figure 10: A. Zonation du bassin de Neuquén. La zone ouest et la zone de transition sont affectées par la tectonique andine, alors que la zone orientale porte les empreintes de la tectonique mésozoïque. B. Les provinces du bassin de Neuquén. La baie (« embayement ») est un dépôt-centre séparé de sa partie méridionale par une dorsale (« shear zone »). La ligne de charnière (« hinge line ») correspond à une flexure de transition entre la plate-forme à l'est et la baie (« embayement »). Par l'activité de la shear zone, la méga-suture qui sépare la zone andine à l'ouest et la zone extra-andine à l'est a été déplacée vers l'ouest, vers la baie du sud (« south embayment ») (modifié d'après Urien et Zambrano, 1994).

1.2. Evolution géodynamique du bassin de Neuquén

Le bassin de Neuquén possède une histoire géodynamique longue et complexe conditionnée par quatre principaux facteurs:

(1) l'effondrement de l'orogène paléozoïque dès la fin du Permien-début Trias, (Uliana et al., 1989; Vergani et al., 1995; Franzese et Spalletti, 2001) et à l'initiation de la subduction ;

(2) le développement de l'arc magmatique andin qui permet à ce bassin d'évoluer en système de bassin d'arrière-arc à sédimentation marine (Howell et al., 2005);

(3) la cinématique de convergence des plaques à la fin du Crétacé qui produit une inversion partielle du système et le développement d'un système flexural rétro-arc, associé à un changement de sédimentation depuis des faciès marins vers des faciès continentaux;

(4) un changement de la vitesse de convergences des plaques et de l'angle de plongement de la portion de la lithosphère (slab), qui à partir de l'Oligocène, vont initier plusieurs phases compressives et extensives qui vont conduire à une sédimentation réduite.

Par conséquent, l'évolution géodynamique du bassin de Neuquén est résumée en cinq phases majeures conditionnées par le mode de déformation (Gulisano, 1981; Gulisano et al., 1984; Legarreta et Gulisano, 1989; Howell et al., 2005).

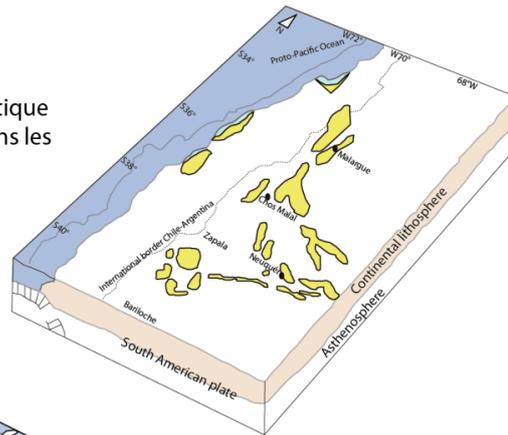
1.2.1. Trias-Sinemurien : la phase syn-rift

De la fin du Permien jusqu'au Trias, un régime tectonique décrochant subparallèle à la marge continentale occidentale accompagné d'une extension intraplaque (Franzese et Spalletti, 2001) s'opère dans le futur bassin de Neuquén. Il conduit à la formation d'une série de longs et étroits demi-grabens, de direction NW-SE, délimitant des dépôt-centres isolés (Figure 11-A). Ces derniers sont remplis par du matériel volcanique correspondant au groupe Choiyoi ainsi qu'à des dépôts continentaux à marins peu profonds (Charrier et al., 1979; Kokogian et al., 2001; Spalletti et al., 2001; Franzese et al., 2006).

L'effondrement de la chaîne de l'orogène paléozoïque, entre le Trias et le Sinémurien, initie la formation d'une nouvelle génération de demi-grabens (Uliana et al., 1989; Vergani et al., 1995; Franzese et Spalletti, 2001). Ces derniers sont comblés par les sédiments lacustres ou marins peu profonds associés à des roches volcaniques du Groupe Pré-Cuyo (Vergani et al., 1995).

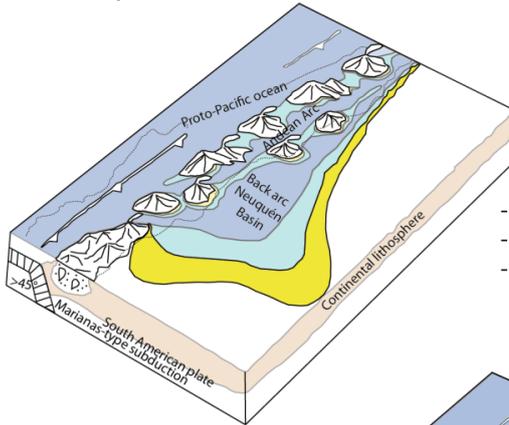
(A) Phase synrift

- Subsidence mécanique
- Sedimentation volcano-clastique (continentale et marines) dans les dépoctrènes



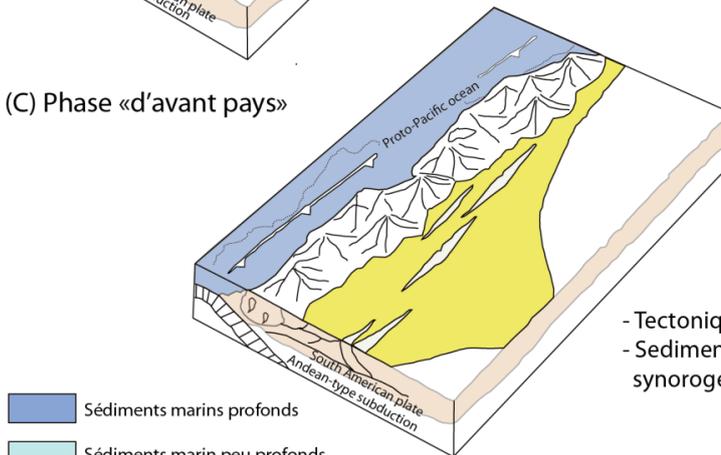
(B) Phase postrift

- Subsidence régionale thermique
- Sédimentation continentale et marine
- Périodiquement séparé du Proto-Pacifique par des up-lifts et des baisses du niveau marin



(C) Phase «d'avant pays»

- Tectonique compressive
- Sedimentation continentale synorogénique



- Sédiments marins profonds
- Sédiments marin peu profonds
- Sédiments continentaux

Figure 11: Evolution schématique du bassin de Neuquén de la fin du Trias jusqu'au Cénozoïque. A. La période fini triasique-début jurassique est caractérisée par un rifting de pré-subduction et la formation de demi-grabens étroits. B. Du début Jurassique au début Crétacé, le bassin de Neuquén est une large baie triangulaire périodiquement séparée du proto-océan Pacifique par les baisses du niveau marin et les up-lifts. C. La période de la fin du Crétacé correspond au développement d'un bassin d'avant pays : la sédimentation est continentale sauf pendant certaines pulsations marines engendrant des transgressions et le dépôt d'intervalles marins. Schémas synthétisés à partir des travaux de Vergani et al. (1995), Ramos (1999b), Franzese et Spalletti (2001), Folguera et Ramos (2002), Franzese et al. (2003).

1.2.2. Pliensbachien-Crétacé inférieur : la phase post-rift

Au Jurassique inférieur-moyen, la subduction est initiée le long de la marge ouest du Gondwana (Franzese et al., 2003) et à la fin du Jurassique, l'arc magmatique andin est définitivement formé. La subsidence d'arrière-arc permet le développement d'une sédimentation marine. L'ennoisement du bassin permet la connexion au proto-Pacifique (Spalletti et al., 2000 ; Macdonald et al., 2003) (Figure 11-B). La sédimentation est d'abord influencée par la topographie héritée de l'histoire syn-rift (Burgess et al., 2000 ; McIlroy et al., 2005), avant que la plus importante phase d'évolution du bassin de Neuquén ne commence. Il se dépose d'épaisses séries pendant cette période de subsidence thermique et d'extension régionale d'arrière-arc. Plusieurs cycles sédimentaires sont enregistrés. Ils sont contrôlés par les effets combinés du taux de subsidence, des variations du niveau de la mer ainsi que de la localisation des soulèvements (up-lifts).

1.2.3. Crétacé supérieur-Eocène : la phase de formation du bassin d'avant-pays

A la fin du Crétacé inférieur, un changement dans le taux d'accrétion de l'océan Atlantique ainsi que la réorganisation des plaques pacifiques induit une diminution de l'angle de subduction et l'installation d'une tectonique compressive (Figure 12). Ce changement de régime tectonique conduit à une inversion des structures préexistantes (Vergani et al., 1995). C'est à cette période que le bassin de Neuquén évolue en bassin d'avant-pays (rétro-arc) (Figure 11-C). Des changements dans la taille et la forme du bassin s'opèrent alors (Legarreta et Uliana, 1991), ainsi qu'une migration du dépôt-centre vers l'est (Franzese et al., 2003). A partir de ce moment, le système de dépôt actif est fortement contrôlé par le régime compressif. Les soulèvements et l'inversion de régime dans les chaînes de montagnes de la partie ouest permettent le dépôt de plus de 2000 mètres de sédiments continentaux (Legarreta et Uliana, 1991; Vergani et al., 1995 ; Legarreta et al., 1999).

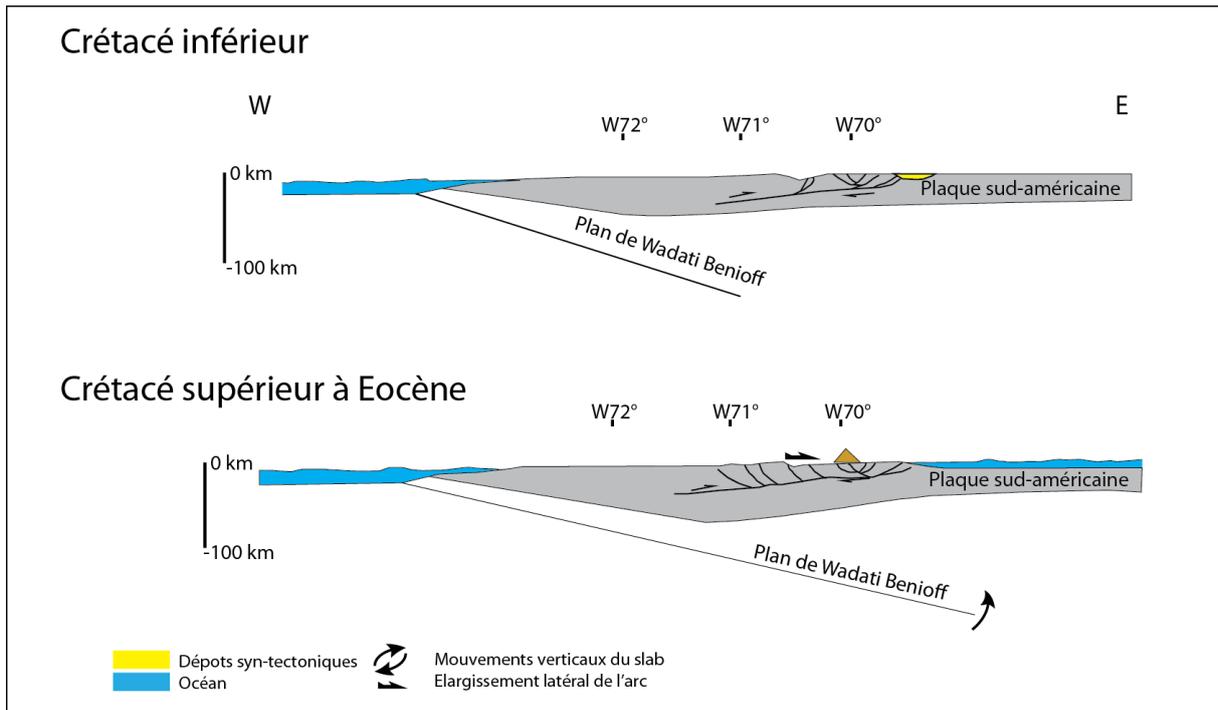


Figure 12: Coupe lithosphérique à la latitude du bassin de Neuquén du Crétacé à l'Eocène illustrant la diminution de l'angle de plongement du slab (modifié d'après Ramos et Folguera 2005 ; Ramos et Kay, 2006)

A la fin du Crétacé, la sédimentation continentale se généralise et le bassin de Neuquén ainsi que d'autres bassins comme le bassin de San Jorge, migrent au sud pour former un seul et unique grand dépôt-centre (Franzese et al., 2003). Au Crétacé terminal, une première transgression marine de l'Atlantique permet, dans un premier temps, le dépôt de sédiments marins peu profonds dans un large secteur du bassin (Barrio, 1990) puis l'émersion progressive du bassin conduit à une sédimentation continentale (dépôt des groupes Rayoso, Neuquén et Malargüe, Howell et al., 2005). Durant cette phase, le bassin subit l'essentiel des 45 à 57 km de raccourcissement accompagnant la surrection des Andes (Introcaso et al., 1992; Ramos, 1999a; Cobbold et Rosselo, 2003) et de nombreux plis et chevauchements se développent (Ramos, 1999b). Ils sont l'expression d'un changement de style de bassin et leurs positions constituent un repère géographique dans la région de Neuquén. Cependant, Zapata et Folguera (2005) suggèrent que le régime compressif n'était pas continu. Ces auteurs ont identifiés plusieurs phases de compression et de relaxation dans l'histoire du plissement andéen et des zones de chevauchement entre le Crétacé supérieur et le Cénozoïque. Ils suggèrent que la subsidence flexurale lors de la compression ait pu être occasionnellement accompagnée de la génération de petits dépôt-centres, associés à une activité volcanique.

1.2.4. Oligocène-Miocène inférieur : la phase d'extension de l'arc volcanique

Pendant l'Oligocène-Miocène inférieur, l'augmentation du plongement du slab (Figure 13), à la suite d'une diminution de la vitesse de convergence relative des plaques Nazca et Amérique du Sud (Pardo-Casas et Molnar, 1987; Somoza, 1998), provoque une extension régionale (Cisternas et Frutoz, 1994; Muñoz, 2000). Il en résulte une migration de l'arc volcanique principal vers la fosse océanique et sa superficie augmente considérablement. La marge est alors soumise à un régime d'extension régionale et le volcanisme est associé à la mise en place d'hémi-grabens. Les laves montrent des variations d'épaisseurs nettes dues à la subsidence des bassins. La sédimentation est alors à tendance lacustre à alluviale.

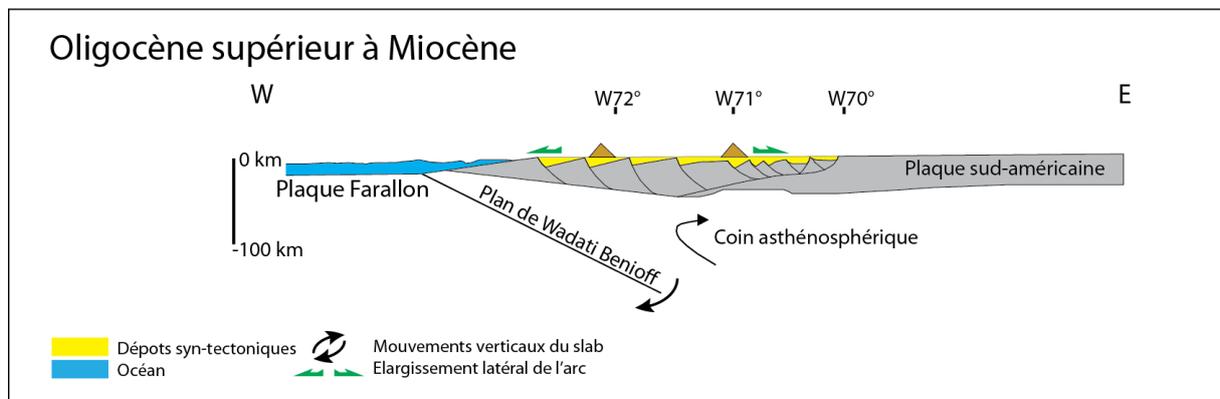


Figure 13: Coupe lithosphérique à la latitude du bassin de Neuquén à l'Oligocène supérieur et Miocène inférieur (modifié d'après Ramos et Folguera, 2005; Ramos et Kay, 2006).

1.2.5. Miocène moyen-Miocène supérieur : la phase de raccourcissement maximal

Le Miocène moyen-supérieur marque l'entrée en subduction de la ride de Juan Fernandez. L'augmentation de la vitesse de convergence relative des plaques Nazca et Amérique du Sud (Pardo-Casas et Molnar, 1987; Somoza, 1998) provoque l'horizontalisation du plongement du slab de la plaque pacifique (Figure 14). C'est durant cette phase que le bassin de Neuquén subit sa seconde phase compressive majeure (phase Quechua, Cobbold et Rosselo, 2003). La géométrie très plane du slab a provoqué également la migration à 500 km à l'est de la fosse de l'activité volcanique d'arrière-arc. Selon plusieurs auteurs, la totalité du raccourcissement dans le bassin de Neuquén a sans doute été atteinte au terme de cette phase de compression Quechua datant du Miocène supérieur (Koslowski et al., 1996; Cobbold et Rosselo, 2003; Ramos et Folguera, 2005; Zapata et Folguera, 2005).

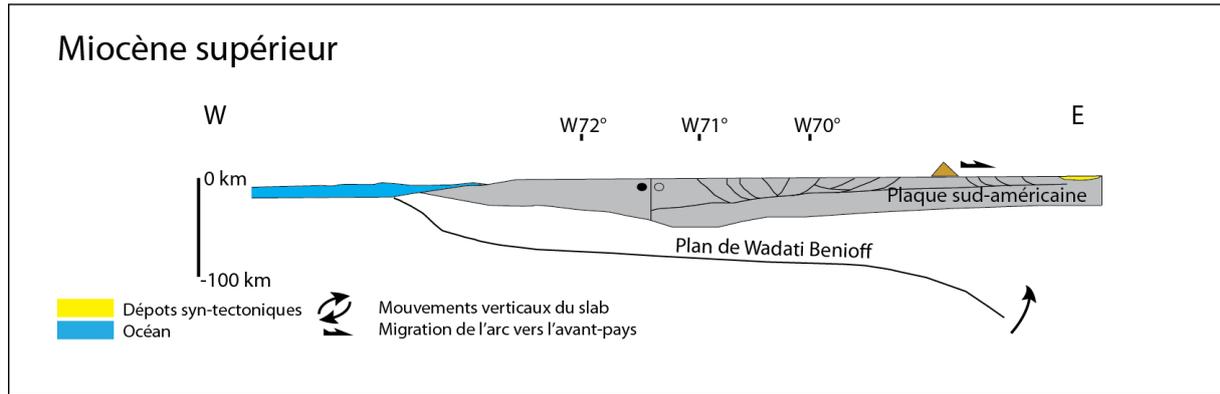


Figure 14: Coupe lithosphérique à la latitude du bassin de Neuquén au Miocène supérieur (modifié d'après Ramos et Folguera, 2005; Ramos et Kay, 2006)

L'évolution plio-quaternaire et le régime actuel des contraintes dans le bassin ne sont pas clairs et sont encore débattus. Pour certains auteurs, la vitesse de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud a diminué progressivement au cours du Pliocène et du Quaternaire (Pardo-Casas et Molnar, 1987; Somoza, 1998). Cela n'aurait pas modifié la nature compressive du régime de contraintes depuis le Miocène (Galland, 2004; Galland et al., 2005) alors que d'autres auteurs suggèrent un enfoncement du slab et une phase d'extension quaternaire (Ramos et Folguera, 2005).

1.3. Le remplissage sédimentaire du bassin de Neuquén

Le remplissage sédimentaire du bassin de Neuquén est estimé à environ 7000 m dans la partie centrale du bassin. Ce remplissage a été conditionné par son histoire géodynamique polyphasée. Il est subdivisé en trois grandes périodes:

1. Les séquences enregistrées dans des blocs faillés ; il s'agit des séquences du pré-Cuyo qui correspondent à des dépôts volcaniques et volcano-clastiques d'âge permo-trias (Figure 15).
2. Les dépôts post-rift, déposés en domaine cratonique. Il s'agit de séries marines du Jurassique et Crétacé inférieur attribuées aux groupes du Cuyo, de Lotena et de Mendoza (Figure 15).
3. Les séries continentales de bassin d'avant-pays : Il s'agit des dépôts continentaux à volcano-clastiques déposés depuis le crétacé supérieur à nos jours. Ce sont les groupes Rayoso, Neuquén et Malargüe ainsi que la couverture cénozoïque. Ces séries sont délimitées par des phases orogéniques majeures (Figure 15).

La distribution paléogéographique ainsi que l'architecture stratigraphique des séquences sont conditionnées par les variations eustatiques surimposées à des phénomènes de tectonique locaux qui vont permettre l'individualisation de plusieurs dépôt-centres. Ainsi, malgré une évolution commune, chaque « sous-bassin » va présenter des variations lithostratigraphiques qui vont lui être propre. Dans ce chapitre, nous présentons la stratigraphie du bassin du Neuquén de façon générale en mettant quelques fois l'accent sur les variations de faciès d'un secteur à un autre. Il ne s'agit en aucun cas d'une description détaillée de chaque secteur du bassin.

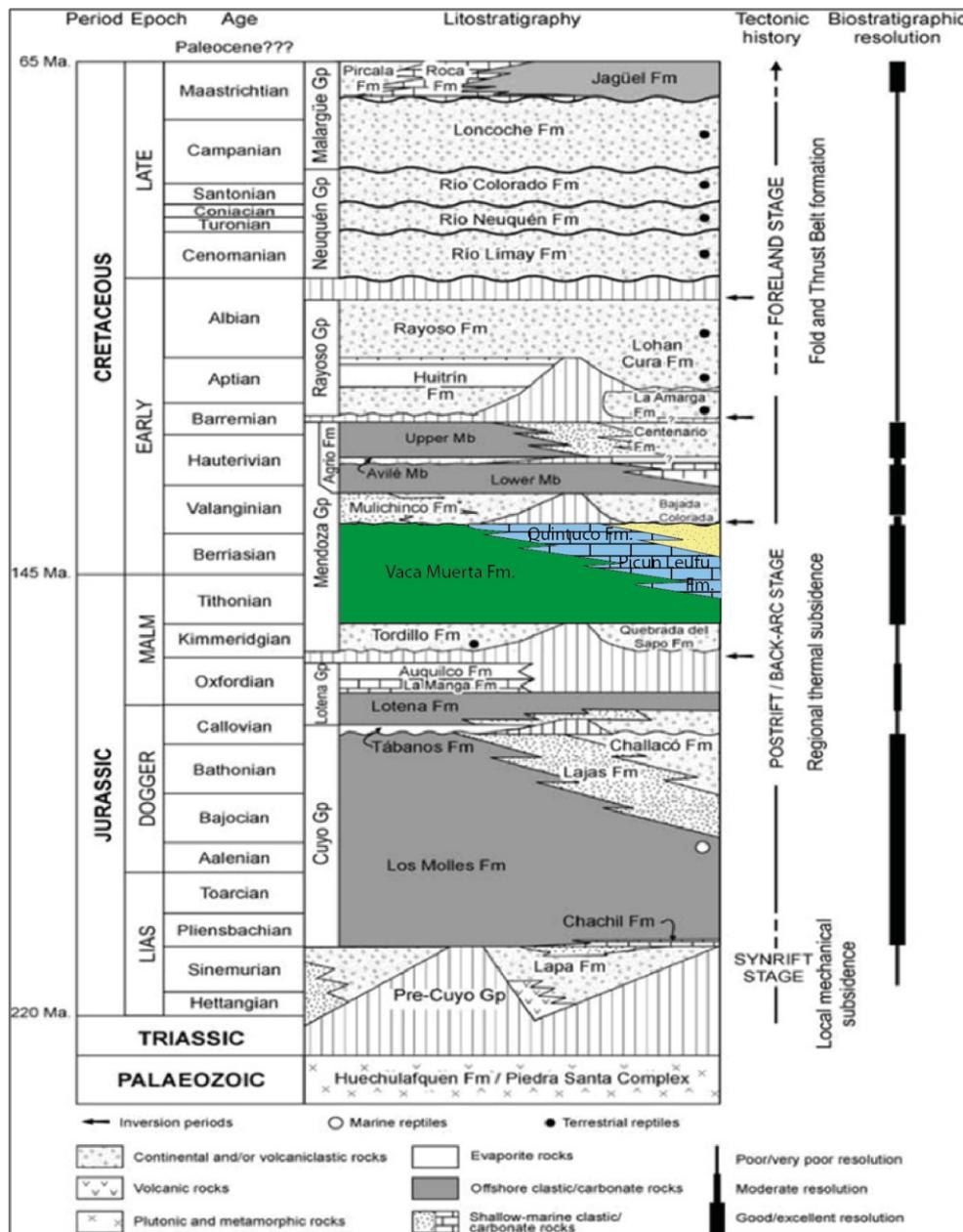


Figure 15 : Colonne stratigraphique du bassin de Neuquén (modifié d'après Howell et al., 2005). L'intervalle d'étude est souligné en couleur.

1.3.1. Les séries syn-rift

Les séries syn-rift sont datées du Trias moyen-Trias supérieur (Figure 15) et correspondent majoritairement à des faciès sédimentaires continentaux, à intercalations de tufs et de roches volcaniques, déposés à la base de demi-grabens et contrôlés par des failles de socle pendant le stade de rifting (Figure 16). Ces dépôts présents uniquement en subsurface, se sont accumulés dans des petits blocs faillés et sont pour certains des réservoirs. Au dessus de ces unités basales, se développent des dépôts rouges de plaines alluviales et de cônes alluviaux. Ces séries rouges se sont également déposées dans des grabens ou demi-grabens du Norien à l'Hettangien.

La base de cette série est marquée par une discordance régionale qui correspond à une phase tectonique compressive (la phase Rio Atuel, Claudel et Amaral, 1995) et son sommet à un autre événement majeur : la phase gondwanienne (ou « intra-liasique ») qui les sépare des séries marines sus jacentes.

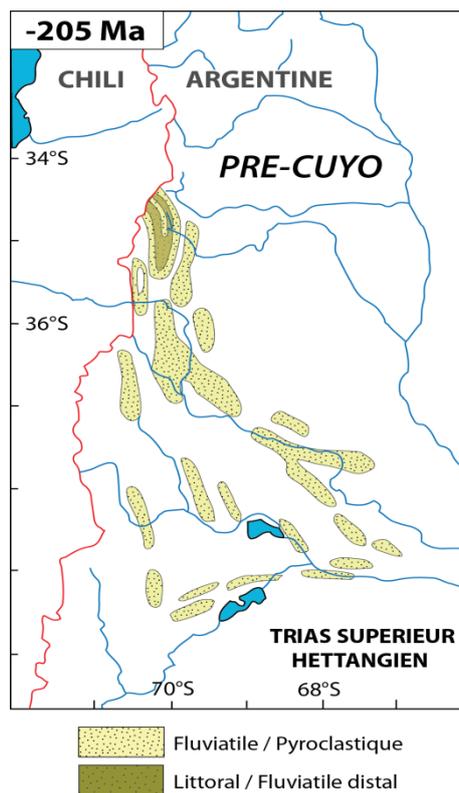


Figure 16 : Reconstructions paléogéographique du Bassin de Neuquén au Trias supérieur-Jurassique inférieur (Hettangien) (Legarreta et Uliana, 1996b).

1.3.2. Les séries post-rift

La phase post-rift a permis le développement d'une épaisse couverture sédimentaire dans le bassin de Neuquén. Elle correspond aux cycles du Cuyo, Lotena et Andic (Figure 15).

1.3.2.1. Le cycle de Cuyo (Hettangien - Callovien inférieur)

Il signe les premiers dépôts marins du bassin développés à la faveur d'incursions marines depuis le Chili vers la zone plissée de Mendoza à l'Hettangien (Figure 17). Ces dépôts reposent en discordance angulaire sur les sédiments du Précuyo dans le centre du bassin (Claudel et Amaral, 1995). Cette tendance marine n'atteint le sud du bassin qu'au Pliensbachien (Rosenfeld et Volkheimer, 1980). Après le Bajocien, une phase de régression intervient et s'achève au début du Callovien (Figure 17).

Ce cycle comprend :

- La **formation de Los Molles**, qui correspond à une unité transgressive représentée par des argiles marines de talus et de bassin dans lesquels s'intercalent des dépôts turbiditiques.
- La **formation de Lajas**, qui correspond à des dépôts deltaïques progradants du S-SW et W vers le centre du bassin.
- La **formation de Tabanos**, qui correspond à des dépôts de gypses nodulaires et de calcaires à stromatolithes qui souligne une phase de régression. Cette formation n'est visible que dans la partie nord et les bordures du bassin.

Dans le centre et sud-est du bassin, le cycle Cuyo démarre avec les dépôts alluviaux à fluviaux de la formation de **Punta Rosada/Challaco** qui sont remplacés latéralement et progressivement par les argiles de la formation de Los Molles. Dans la partie nord du bassin (vers Mendoza), ce cycle est incomplet et se limite aux grès et conglomérats de la formation de **Barda Blancas** (Gulisano, 1981) qui correspond à la formation de Punta Rosada dans le sud du bassin.

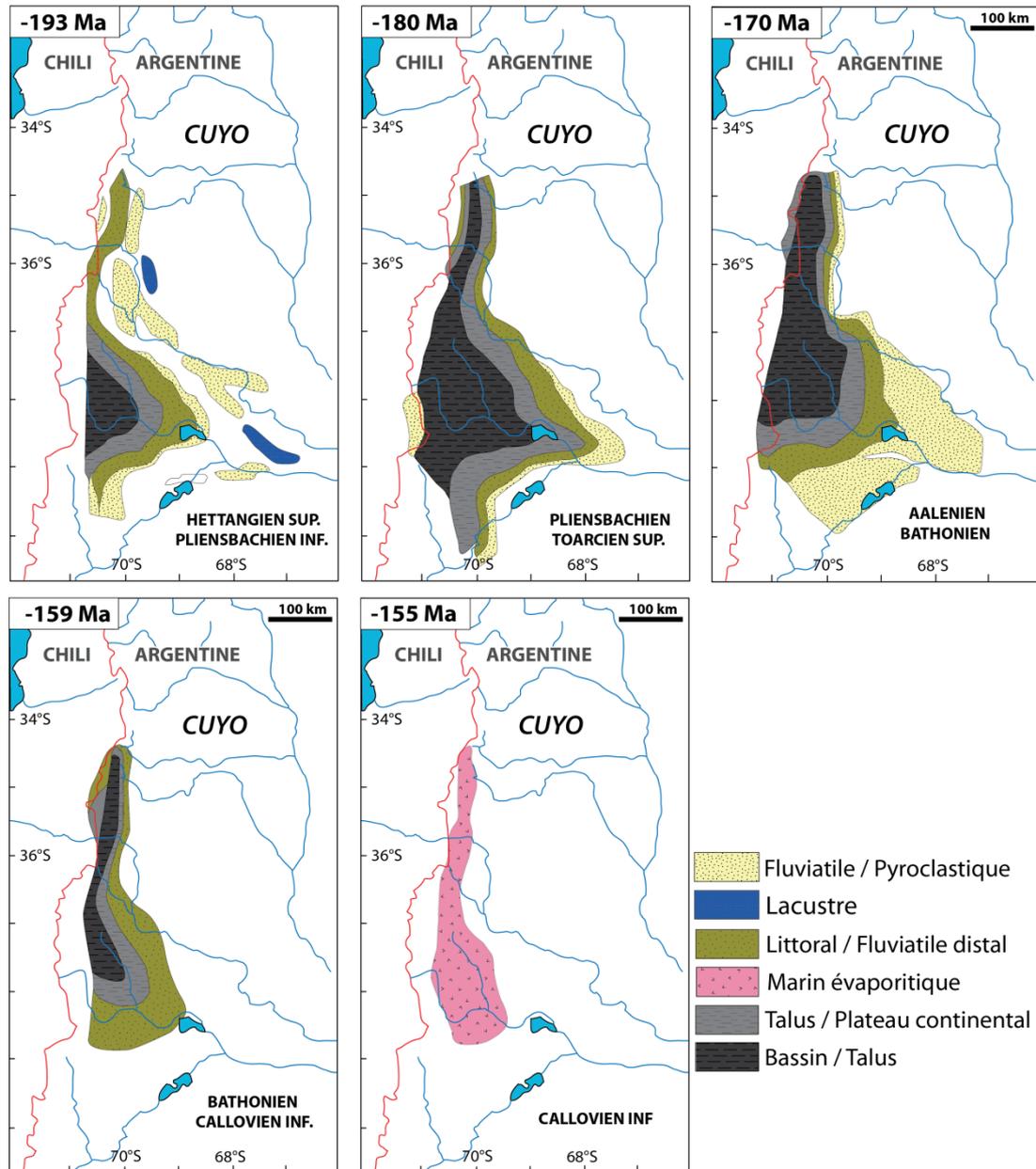


Figure 17 : Reconstructions paléogéographiques du bassin de Neuquén entre l'Aalénien et le Callovien inférieur (Legarreta et Uliana, 1996b).

1.3.2.2. Le cycle de Lotena (Callovien moyen - Oxfordien terminal)

Ce cycle commence au Callovien moyen (Figure 15) avec une transgression marine (Figure 18). Sa limite inférieure correspond à la discordance intra-callovienne (Figure 15). Ce cycle comprend trois formations :

- La **formation de Lotena** : C'est une formation continentale (fluviale et éolienne) dans le sud de l'embaïement qui évolue vers des faciès marins plus au nord, dans la zone plissée de Mendoza (Legarreta, 1991). Elle est d'âge callovien (Stipanich, 1965).

- La **formation de La Manga** : C'est une formation déposée lors de l'ennoiement généralisé du bassin et d'un appauvrissement des apports clastiques (Legarreta et al., 1999). Elle se dépose essentiellement dans la partie nord du bassin et correspond à des sédiments déposés en milieu de plate-forme carbonatée (Legarreta, 1991). Dans le centre du bassin, cette formation porte le nom de **Barda Negra**. Ces deux formations contemporaines contiennent quelques intervalles riches en matière organique. Elles sont d'âge callovien-oxfordien moyen.

- La **formation de l'Auquileo** : Elle signe une période d'assèchement du bassin et correspond à des faciès évaporitiques (gypse et anhydrite) qui peuvent atteindre 400 m d'épaisseur (Legarreta et al., 1999). Cette formation se développe dans les parties centrales et septentrionales du bassin en réponse à une période d'émersion progressive du bassin. Latéralement, ces évaporites s'intercalent avec des carbonates et des niveaux rouges. Cette formation est datée de l'Oxfordien (Stipanich, 1965).

Ce cycle se termine par une période importante d'uplift et d'érosion du bassin correspondant à la phase Araucanienne (ou intra-Malm) (Figure 15).

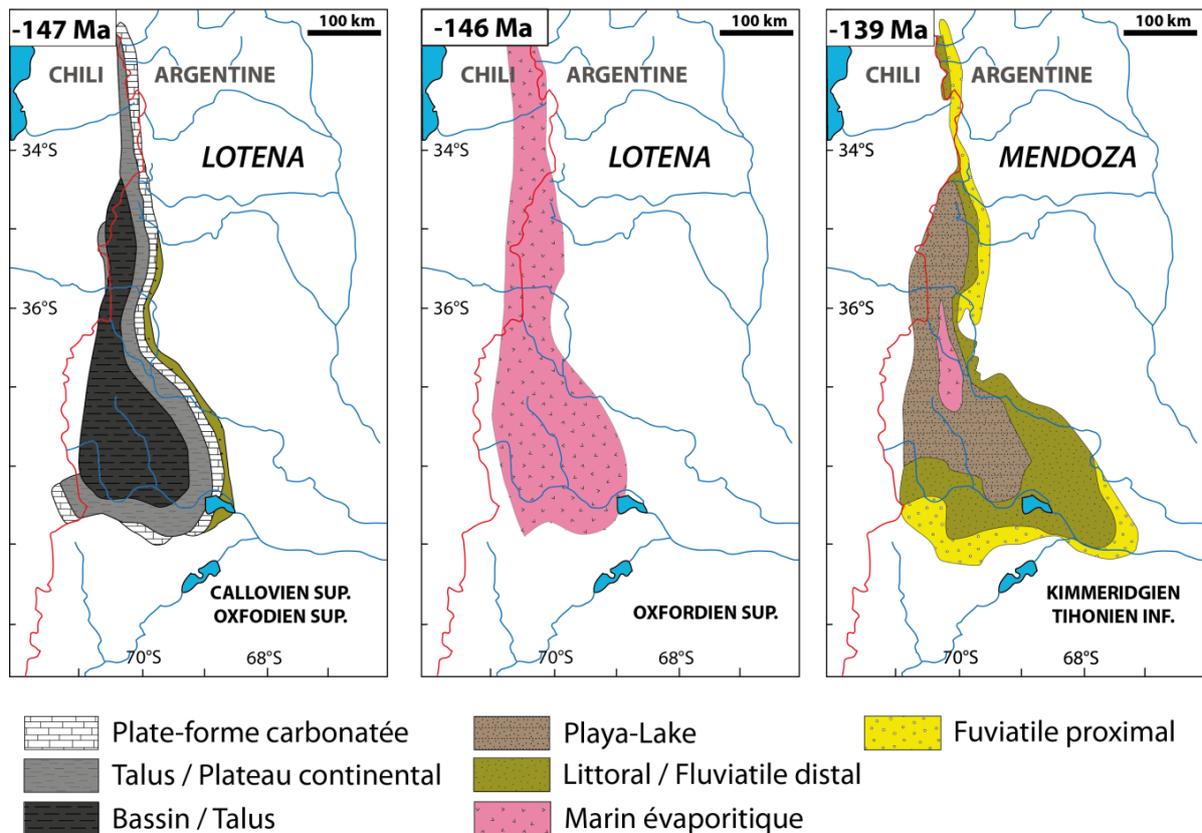


Figure 18 : Reconstructions paléogéographiques du remplissage du bassin de Neuquén du Callovien supérieur au Tithonien inférieur (Legarreta et Uliana, 1996b).

1.3.2.3. Le cycle Andic (Kimméridgien inférieur - Albien supérieur)

Ce cycle marque un nouveau cycle de transgression-régression, dans pratiquement tout le bassin de Neuquén, qui perdure jusqu'à la fin de l'Albien (Figure 15). Il est délimité par des discordances érosives d'importance variable au Valanginien, à l'Hauterivien et à Aptien. Sa limite inférieure correspond à la discordance intra-Malm. Ce cycle comprend :

- La **formation de Tordillo** : Elle correspond aux dépôts grésos-conglomératiques continentaux d'âge kimméridgien-tithonien basal (Figure 18). Dans la partie est, cette formation évolue en dépôts éoliens, alluviaux et argiles de playa de la **formation de Quebrada Del Sapo** et de la **formation des Sierras Blancas** (Legarreta et al., 1993). C'est une formation qui montre des variations d'épaisseurs importantes expliquées par un contexte tectonique extensif synsédimentaire (Cegarra et Ramos, 1996; Pángaro et al., 1996; Giambiagi et al., 2003; Mescua et al., 2008). Cette formation est d'âge principalement kimméridgien (Legarreta et al., 1999).
- La **formation de la Vaca Muerta** : Elle initie une phase de transgression au Tithonien et montre des variations de faciès importantes. Elle constitue une phase d'approfondissement du bassin et correspond à des argiles noires riches en matière organique (Figure 19). Dans le sud du bassin, cette formation passe latéralement à des dépôts de rampe mixtes de la formation de **Picún Leufú**. Dans la partie nord-ouest du bassin, les faciès argileux de la formation de la Vaca Muerta s'intercalent progressivement de dépôts carbonatés progradants attribués à la **formation Quintuco**. Cette dernière passe latéralement, sur la bordure sud-est du bassin à une barrière de haute énergie oolithique (**formation Loma Montosa**). La formation de la Vaca Muerta correspond au système Vaca Muerta/Quintuco/Loma Montosa d'âge tithonien-valanginien.
- La **formation de Mulichinco/Chachao** : Cette formation signe un nouveau cycle transgressif-régressif au Valanginien. Il existe une grande disparité dans la définition de la formation de Mulichinco fonction des auteurs. Weaver (1931) a initialement défini cette formation comme des dépôts correspondant à des grès fins déposés en environnement marin peu profond. Dans la partie nord du bassin (nord de la zone de Neuquén), cette formation s'enrichit progressivement en carbonates jusqu'à être totalement carbonatée dans le sud du secteur de Mendoza (Uliana et al., 1977), alors que vers les marges sud du bassin, elle est remplacée verticalement et latéralement par les grès rougeâtres et verdâtres de milieu fluviatile de la **formation de Bajada Colorada**. Dans le sud de Mendoza, la sédimentation

est également carbonatée. Il se dépose des carbonates oolithiques de la **formation Chachao** qui constituent des réservoirs d'huile et de gaz (carbonates fracturés).

- La **formation de l'Agrio** : cette formation vient au dessus de la formation de Mulichinco dans le centre du bassin. Elle correspond à des argiles grises à noires riches en matière organique, interprétées comme l'intervalle transgressif du nouveau cycle transgressif-régressif qui a débuté au Valanginien. Elle est subdivisée en deux unités transgressives-régressives, intercalées d'une unité sableuse littorale correspondant au **membre Avilé**.

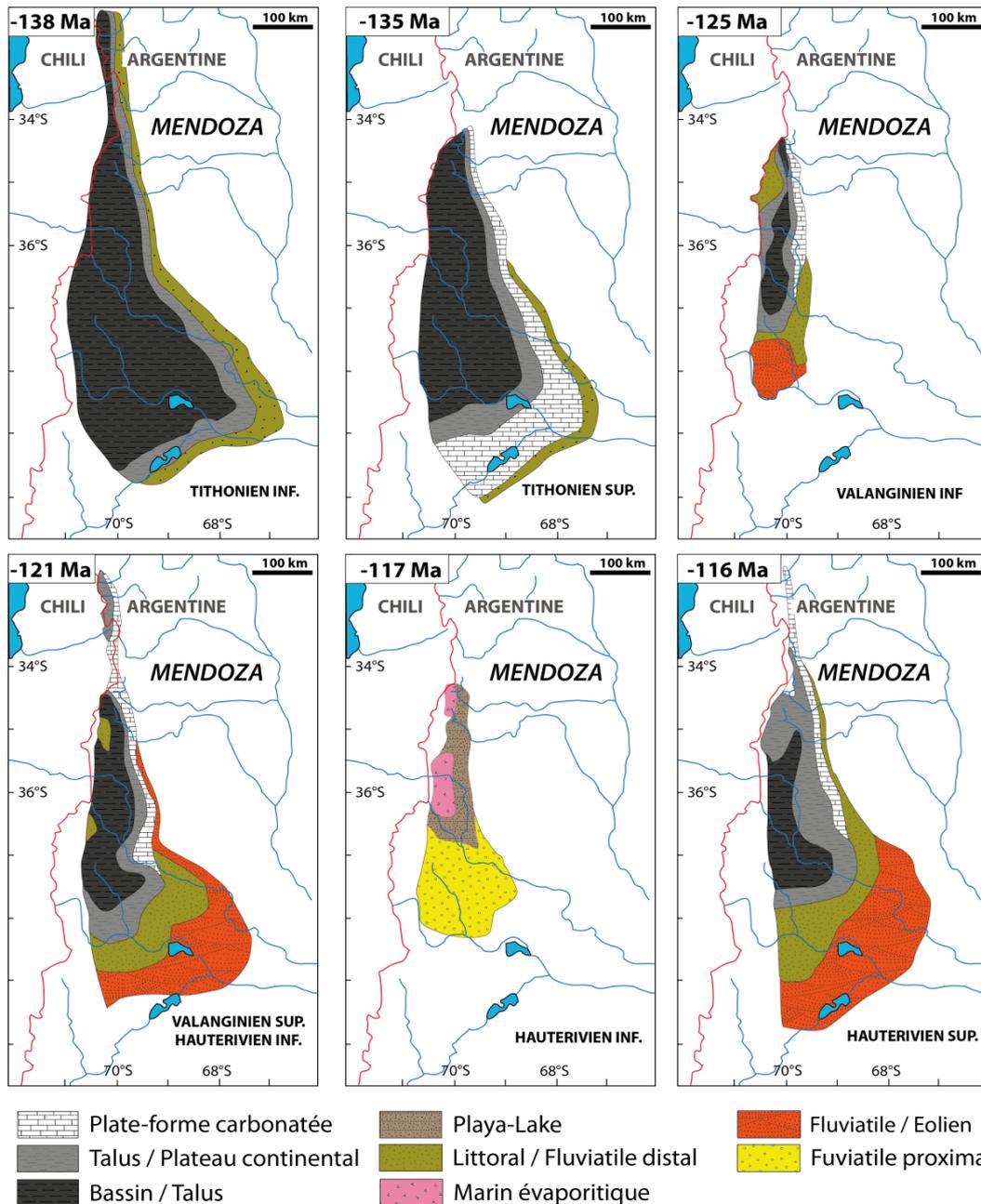


Figure 19 : Reconstructions paléogéographiques du remplissage du bassin de Neuquén du Tithonien inférieur à l'Hauterivien supérieur (Legarreta et Uliana, 1996b).

1.3.3. Les séries d'avant-pays

Lorsque le bassin de Neuquén évolue en bassin d'avant-pays, la sédimentation devient alors essentiellement continentale car la connexion paléogéographique avec l'océan Pacifique est de plus en plus réduite. Les séries d'avant-pays correspondent aux dépôts suivants :

1.3.3.1. Le groupe Rayoso (Barrémien supérieur-Albien inférieur)

Les dépôts du groupe Rayoso sont soulignés à leur base par une discordance érosive (Figure 15) (Legarreta et Gulisano, 1989). Ils correspondent à des grès régressifs, recouverts par des faciès marins évaporitiques et carbonatés de la **formation de Huitrin** ainsi qu'à des dépôts rouges continentaux de la **formation Rayoso** (Figure 20). Ces deux formations sont surtout bien représentées dans la partie nord du bassin. Dans la partie sud, ces dépôts sont entièrement érodés.

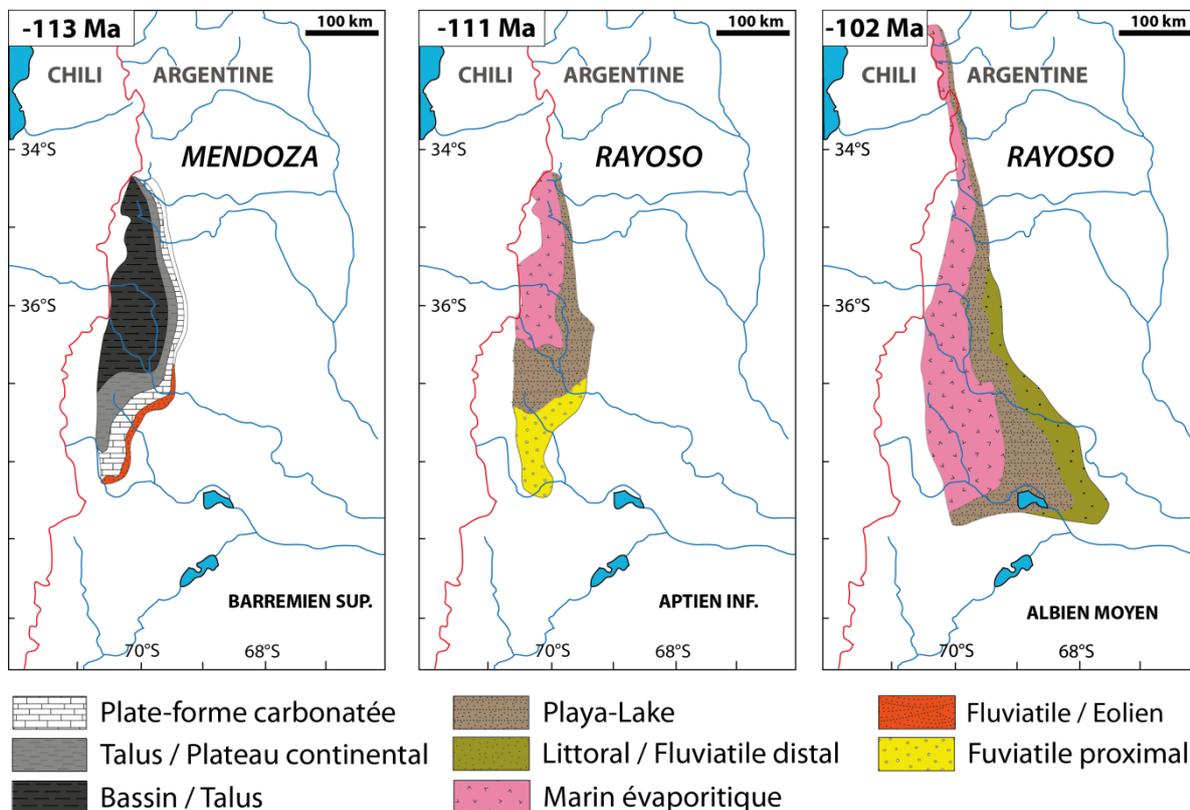


Figure 20 : Reconstructions paléogéographiques du remplissage du bassin de Neuquén du Barrémien supérieur à l'Albien moyen (Legarreta et Uliana, 1996b).

1.3.3.2. Le groupe Neuquén (Cénomaniens-Campanien inférieur)

Il est composé des trois formations suivantes : la **Formation Rio Limay**, la **Formation Rio Neuquén** et la **Formation Rio Colorado**. Ce groupe correspond à des dépôts continentaux (d'origine alluviale, fluviale, éolienne et playa lake, Figure 21) très épais pouvant atteindre

une épaisseur maximale de 1500 mètres (Legarreta et al., 1999) et dans lesquels de nombreux restes de dinosaures ont pu être identifiés. La présence de discordances progressives dans certains secteurs ainsi que la présence d'un matériel remanié plus ancien suggère que ce groupe soit synchrone de l'initiation du soulèvement de la cordillère au Crétacé (Broens et Pereira, 2005; Orts et Ramos, 2006).

1.3.3.3. Le groupe Malargüe (Campanien supérieur/Maastrichtien basal-Paléocène)

Il correspond à des dépôts de grès, siltites et argilites de milieu marin peu profond et daté du Campanien supérieur/début Maastrichtien-Paléocène (Figure 21, Yrigoyen et Ramos, 1993).

Selon Uliana et Dellapé (1981), ces dépôts contemporains de la phase andine de soulèvement, de basculement vers l'est et de raccourcissement du bassin montrent une polarité inverse par rapports aux cycles précédents car les transgressions marines arrivent depuis l'océan Atlantique situé à l'est.

Le groupe Malargüe est surtout bien représenté dans la partie nord du bassin et comprend trois formations:

- La **formation de Loncoche**, constituée par des dépôts littoraux (conglomérats, tuffs et argiles) à hypersalins (éaporites) peu épais (environ 60 m) traduisant un environnement littoral sableux suivi par un milieu restreint et hypersalin de Sebkha.
- La **formation Jagüel**, composée d'argiles et de siltstones déposés en environnement de plateforme externe.
- La **formation de Roca**, d'âge Paléocène et constituée d'argiles marines peu profondes, à des éaporites ainsi que des carbonates. Elle correspond au dépôt de la première transgression marine provenant de l'Atlantique.
- La **formation de Pircala** correspond à des séquences fluviales et côtières rouges.

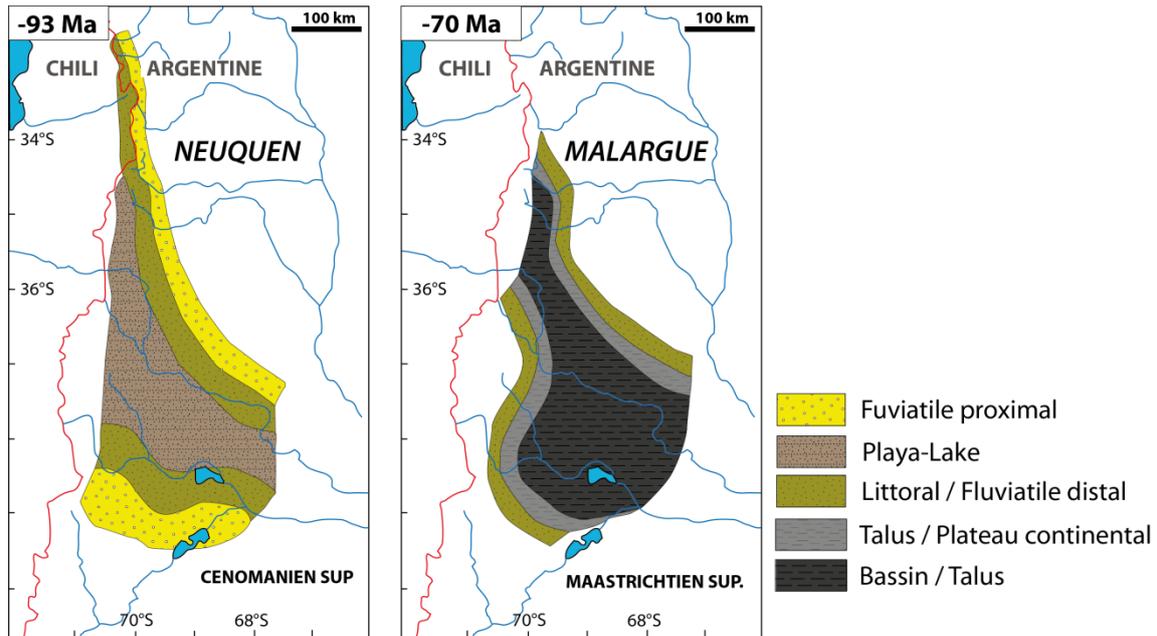


Figure 21 : Reconstructions paléogéographiques du remplissage du bassin de Neuquén du Cénomanién supérieur au Maastrichtien supérieur (Legarreta et Uliana, 1996b).

De l'Oligocène au Quaternaire, il s'accumule une épaisse série silicoclastique au sud-est de Mendoza, résultant du soulèvement de la Cordillère des Andes. C'est la série synorogénique du « vrai » bassin d'avant-pays. Elle est composée de deux formations :

- La **formation d'Agua de la Piedra** : Elle correspond à des dépôts alluviaux composés de grès tuffacés, de conglomérats et de pélites tuffacées. Cette formation est datée de l'Oligocène supérieur-Miocène (Gorroño et al., 1979).
- La **formation Pincheira** : Elle correspond aux derniers dépôts synorogéniques dans la zone de Malargüe . Elle est composée de tufs, de conglomérats et de grès d'âge miocène supérieur-pliocène.

1.4. Structures majeures du bassin de Neuquén

La longue histoire géodynamique du bassin de Neuquén a permis la mise en place de plusieurs éléments structuraux qui ont contribué à façonner le paysage sédimentaire de ce bassin. Au delà de la zonation présentée précédemment (cf. partie I.1) qui représente l'image actuelle du bassin de Neuquén, deux grandes structures compartimentent le paysage au Mésozoïque (Figure 22). Celles-ci vont affecter l'histoire sédimentaire de ce bassin, d'où l'importance de comprendre leur propre histoire. Il s'agit (1) de la ride de Huincul également appelée dorsale de Neuquén et le (2) du haut structural des Chihuidos.

1.4.1. La ride de Huincul ou dorsale de Neuquén

C'est une structure anticlinale asymétrique, d'orientation est-ouest, est localisée dans la partie sud du bassin (Orchuela et al., 1981) (Figure 22). Cette structure est visible à l'affleurement dans la partie sud-ouest du bassin, vers les localités de Picún Leufú et de Cerro Chacaico (Pangaro et al., 2006) alors que dans sa partie orientale, elle n'est imagée qu'en sismique. Du Lias jusqu'au Tertiaire, des épisodes successifs de déformation affectent cette zone et engendrent des structures en fleurs, visibles en sismique (Ploszkiewicz, 1984 ; Pangaro et al., 2006).

L'édification de la ride de Huincul s'initie pendant l'Oxfordien-Kimméridgien. A cette période, un changement de régime de subduction le long de la marge active du bassin qui va engendrer une inversion des structures permettant la croissance de ce haut structural et l'individualisation de deux dépôt-centres majeurs (Vergani et al., 1995; Mosquera et Ramos, 2006; Zavala et al., 2005).

Les cartes paléogéographiques du Tordillo (Vergani et al., 1995) montrent l'existence de ce haut structural et l'individualisation du bassin du sud déjà au Kimméridgien pendant le dépôt de la formation du Tordillo (Figure 22).

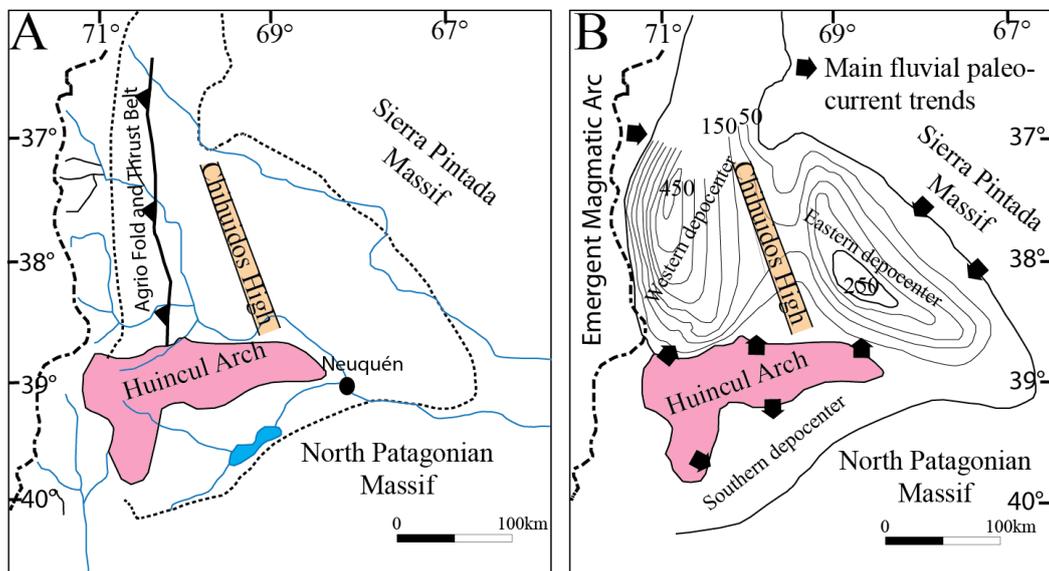


Figure 22: A. Carte illustrant les éléments morpho structuraux majeurs du bassin de Neuquén (modifié d'après Spalletti et Veiga, 2007). B. Carte isopaque de la formation du Tordillo (Kimméridgien) illustrant l'individualisation de plusieurs dépôt-centres (modifiée de Spalletti et Colombo Pinol, 2005; Spalletti et Veiga, 2007). Le front de l'Agrio représenté sur cette carte constitue une structure majeure du bassin façonné au Tertiaire (Kugler, 1987).

1.4.2. Le haut structural des Chihuidos

C'est une structure anticlinale (Cobbold et Rosselo, 2003) localisée dans la partie orientale du bassin (Figure 22), au sud du lieu-dit Cortaderas. Elle s'étend sur près de 100 km de long du nord au sud et sur près de 40 km d'est en ouest. Cet anticlinal correspond à un pli déversé vers l'ouest avec un flanc oriental long et faiblement plongeant ainsi qu'un flanc occidental court et fortement plongeant. L'amplitude de ce plissement est variable et semble décroître vers le sud (Backé, 2006). Son fonctionnement semble encore actif (Cobbold et Rosselo, 2003).

Ce haut structural divise la zone de l'embaïement (baie) en deux dépôt-centres dès le Kimméridgien (Vergani et al., 1995): (1) à l'est, où les séries jurassiques et crétacées ne sont visibles qu'en subsurface et (2) à l'ouest, où les dépôts jurassiques et crétacés sont partiellement visibles à l'affleurement et semblent être influencés par les sources d'apport mais également par la proximité de l'arc magmatique andin (Spalletti et Veiga, 2007).

Cette structure correspond à une inversion tectonique des demi-grabens triassiques (PreCuyo) en bassin d'avant-pays (Cristallini et al 2005; Maretto et Pangaro 2005) au Jurassique moyen (Cominguez et Franzese, 2005).

2. La formation de la Vaca Muerta

2.1. Introduction

Après l'initiation de la subduction au Jurassique inférieur-moyen (Franzese et al., 2003) et la formation définitive de l'arc magmatique andin à la fin du Jurassique, la subsidence d'arrière arc permet épisodiquement l'ennoiement du bassin par le proto-Pacifique (Spalletti et al., 2000; Macdonald et al., 2003). L'un des épisodes d'ennoiement majeur du bassin de Neuquén correspond à la transgression généralisée du Tithonien qui permet le développement d'une épaisse série argileuse connue sous le nom de la « formation de la Vaca Muerta ».

2.2. Définition de la formation de la Vaca Muerta/Lithostratigraphie

Le nom de la formation de la Vaca Muerta a été introduit pour la première fois par Weaver en 1931 pour les dépôts appelés précédemment « depositos del Kimeridge-Portlandiano » (Windhausen, 1914), « Titonico » (Windhausen, 1914) ou « Titoniano » (Windhausen, 1916) ou encore « sedimentos del Tithoniano-Berriasiano » (Groeber, 1929). Dès les premières études régionales (Groeber, 1929 ; Weaver, 1931), les auteurs ont remarqué des variations lithologiques importantes et l'existence de facies plus profond vers le nord du bassin. Grâce à

des études plus récentes basées sur la stratigraphie et la biostratigraphie (eg., [Leanza, 1973, 1975, 1980, 1981, 1993](#); [Leanza et Hugo, 1978](#); [Leanza et al., 1977, 2003, 2011](#); [Mitchum et Uliana, 1985](#); [Spalletti et al., 1999, 2000](#)) une meilleure compréhension des variations latérales et des âges de la formation de la Vaca Muerta est établie et le caractère lithostratigraphique de cette appellation est souligné.

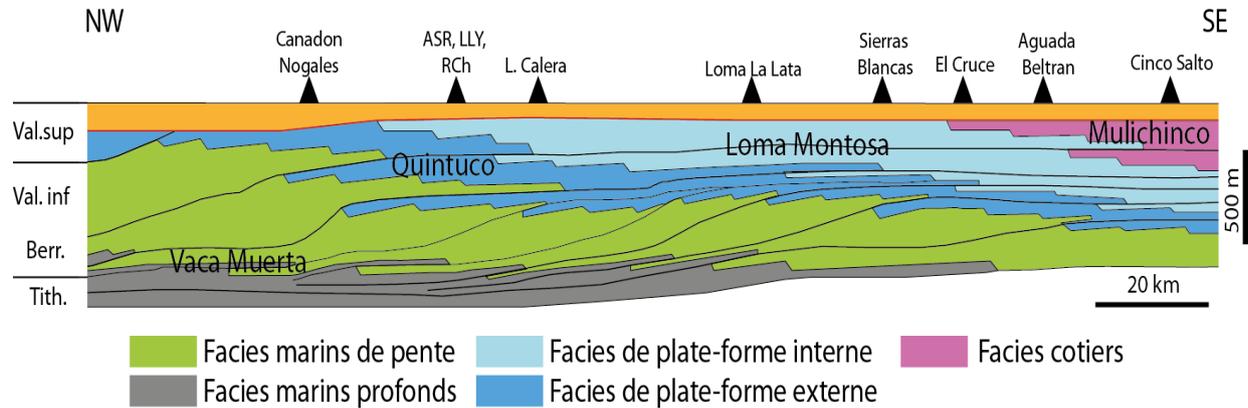


Figure 23 : Stratigraphie régionale du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du bassin de Neuquén (modifié d'après [Mitchum et Uliana, 1985](#)) soulignant le système Vaca Muerta/Quintuco/Loma Montosa/Mulichinco.

Par définition, la formation de la Vaca Muerta correspond aux dépôts de bassin, qui passent latéralement à des dépôts de plate-forme externe attribués à la formation du Quintuco, puis à des dépôts de plate-forme interne correspondant à la formation de Loma Montosa et enfin à des facies côtiers à continentaux de la formation du Mulichinco. Le système Vaca Muerta/Quintuco/Loma Montosa/Mulichinco est d'âge tithonien-valanginien ([Legarreta et Uliana, 1991](#); [Legarreta et al., 1993](#)) (Figure 23).

2.3. Chronostratigraphie

Au sens large, les dépôts de la formation de la Vaca Muerta (système Vaca Muerta/Quintuco/Loma Montosa/Mulichinco) correspondent aux sédiments d'âge tithonien-valanginien. Toutefois, si l'on restreint cette formation uniquement aux dépôts de bassin, l'âge de cette dernière est diachrone sur l'ensemble du bassin (Figure 24).

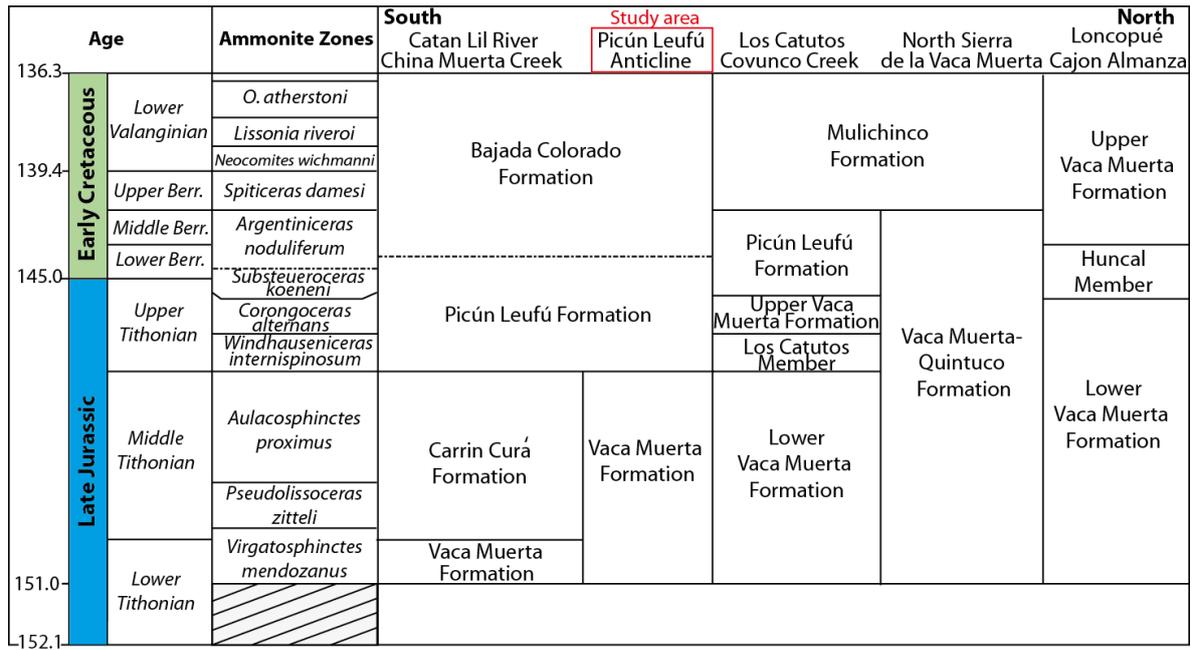


Figure 24 : Charte chronostratigraphique de l'intervalle Tithonien-Valanginien illustrant le diachronisme de la formation Vaca Muerta en fonction des secteurs d'étude (modifié d'après Spalletti et al., 2000; membre Huncal de Leanza et al., 2003; échelle des temps de Gradstein et al., 2012).

Le découpage chronostratigraphique du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur dans le bassin de Neuquén est basé sur des zonations d'ammonites (Figure 25-A).

Dans la partie sud du bassin (au sud de la ride de Huincul), les études biostratigraphiques (Parent et al., 2011; 2013) attribuent un âge tithonien inférieur-tithonien supérieur pour les dépôts de la Vaca Muerta alors que cet âge s'étend jusqu'au Valanginien dans le nord du bassin (Figure 25-B).

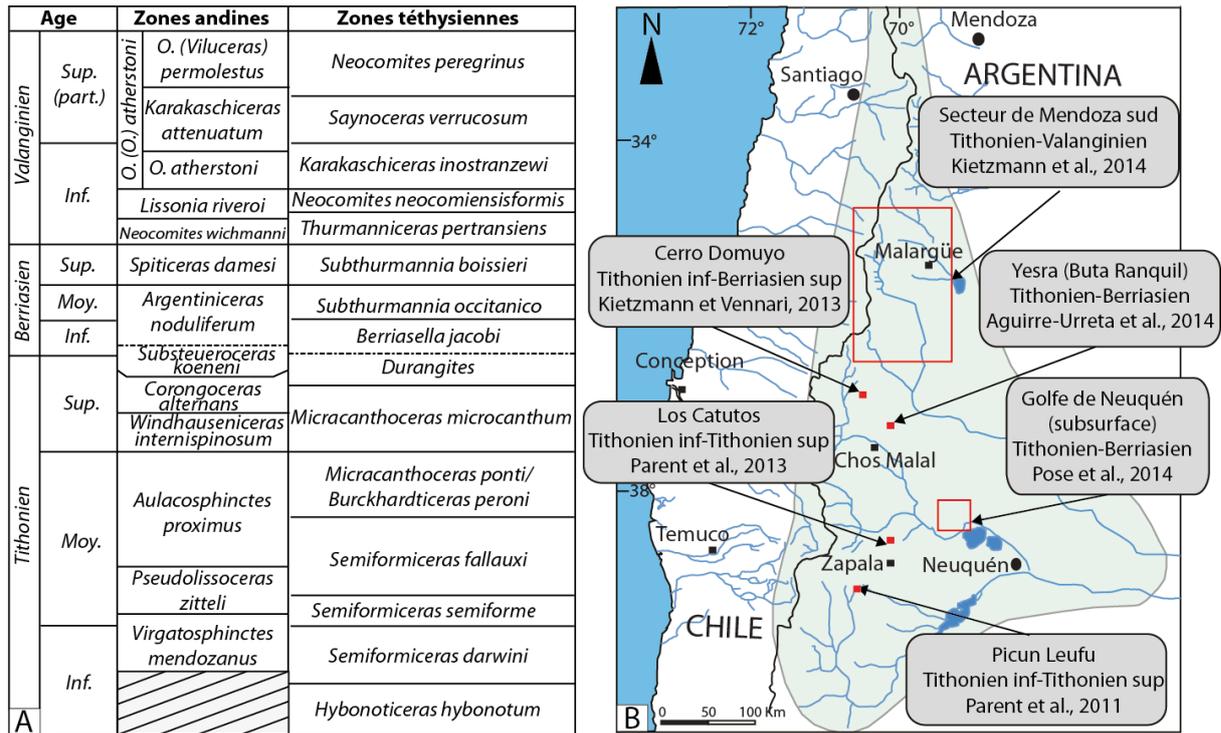


Figure 25 : A. Découpage de l'intervalle Tithonien-Valanginien basé sur les biozones d'ammonites du domaine andin et leur corrélations avec le domaine téthysien (Vennari et al., 2014 pour le Tithonien-Berriasien; Aguirre-Urreta et al., 2007 et Reboulet et al., 2011 pour le Valanginien). B. Compilation des différents âges de la formation de la Vaca Muerta en fonction du secteur d'étude.

2.4. Paléogéographie et paléoclimat au Tithonien-Valanginien

Les reconstitutions paléogéographiques au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur montrent que le bassin de Neuquén occupait une position latitudinale quasi similaire à sa position actuelle (Figure 26; Blackey, 2005), avec toute fois un océan Atlantique quasi embryonnaire. Du point de vue climatique, la période qui s'étend du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur constitue un intervalle de temps au climat changeant. Les changements climatiques s'opèrent soit par la migration latitudinale du Gondwana (i.e., le Neuquén dans notre cas d'étude) le long des différentes ceintures climatiques soit par le changement climatique global générant des périodes dites « *ice house* » et des périodes dites « *green house* ».

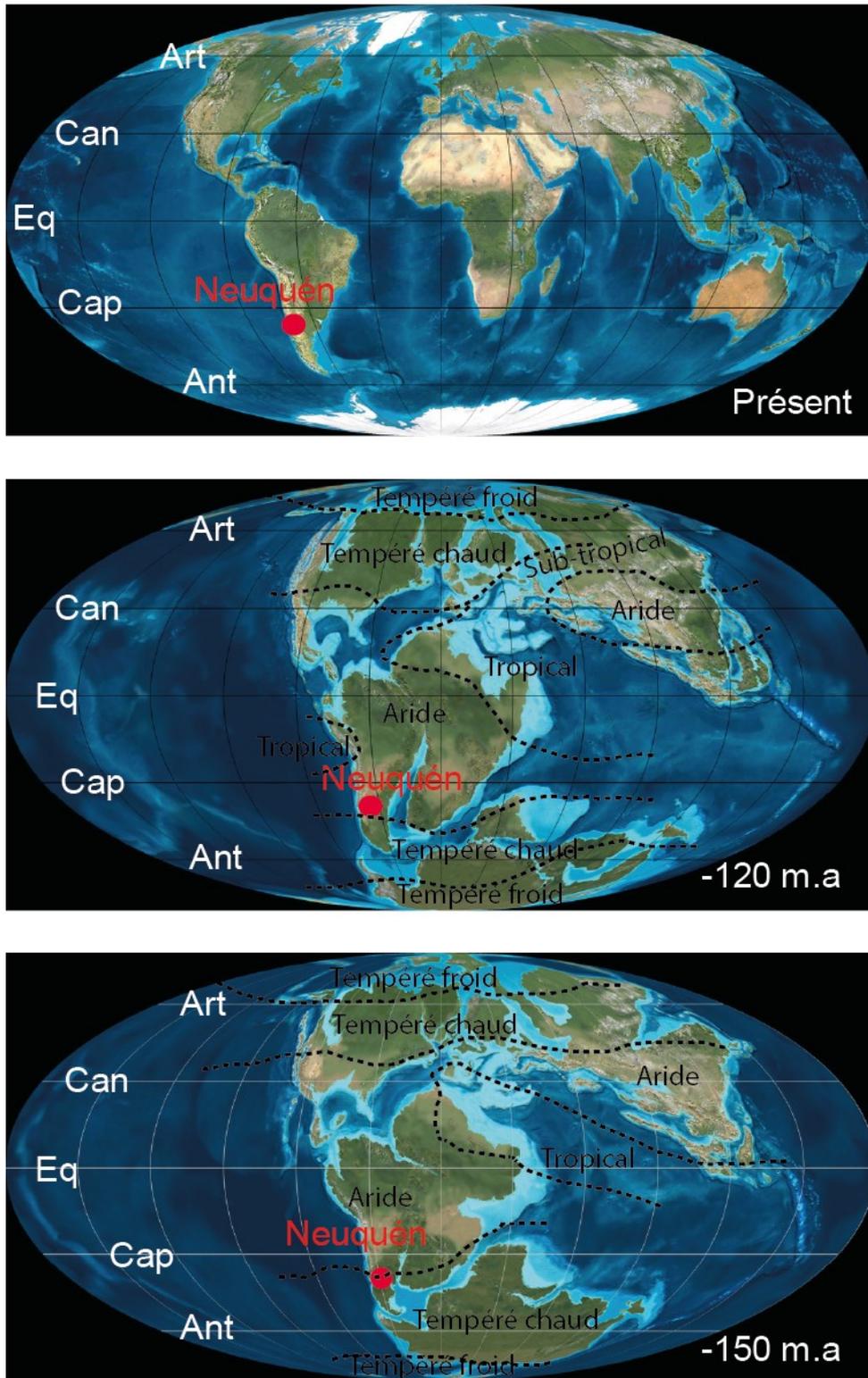


Figure 26 : Reconstitutions paléogéographiques et paléoclimatiques au Jurassique supérieur (-150 m.a)-Crétacé inférieur (-120 m.a) (modifié d'après Blakey, 2005). Ant: Cercle antarctique. Art: Cercle arctique. Eq: Equateur. Can: Tropicque du Cancer. Cap: Tropicque du Capricorne.

Au Jurassique supérieur, le bassin de Neuquén couvrait deux ceintures climatiques. Au nord, les conditions climatiques montraient des tendances à l'aridité alors que la partie sud se situait plutôt en zone tempérée humide (Spalletti et al., 2000). Au Crétacé inférieur, les conditions arides tendent à se généraliser dans tout le bassin.

3. Conclusion

Le bassin de Neuquén constitue une aire de sédimentation depuis le Trias. Son histoire sédimentaire et tectonique est rythmée par l'histoire géodynamique de la plaque sud-américaine comme expliqué précédemment.

La formation de la Vaca Muerta constitue une étape importante dans le remplissage du bassin au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Elle correspond à l'un des épisodes d'envasement majeur du bassin. Cette phase de transgression généralisée va être influencée par l'existence de deux structures majeures : (1) la ride de Huincul au sud qui va individualiser le dépôt-centre de Picún Leufú, et (2) le haut structural des Chihuidos qui va permettre d'individualiser deux dépôt-centres (l'un à l'est et l'autre à l'ouest de cette structure). Cette information est capitale dans la compréhension de la distribution des dépôts de la formation de la Vaca Muerta dans les différents secteurs d'étude.

Références bibliographiques

Aguirre-Urreta, M.B., Mourgues, F.A., Rawson, P.F., Bulot, L.G., Jaillard, E. 2007. The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal* 42: 143-173.

Aguirre-Urreta, B., Vennari, V.V., Lescano, M., Naipauer, M, Concheyro, A., Ramos, V. A., 2014. Bioestratigrafía y geocronología de la alta resolución de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. . IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.

Backe, G., 2006. Positionnement de la déformation en zone de convergence : le cas des Andes vénézuéliennes et du bassin de Neuquén (Andes centrales méridionales). Thèse de Doctorat. Université de Pau et des Pays de l'Adour, 206 pp.

Barrio, C.A., 1990. Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, western Argentina), *Sedimentary Geology*, 66(3-4), 255-275.

Blakey, R., 2005. Paleogeography and geologic evolution of North America; images that track the ancient landscapes of North America: <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/nam.html> (accessed September 8, 2006).

Broens, S., Pereira, D.M., 2005. Evolución estructural de la zona de transición entre fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, *Asociación Geológica Argentina Revista*, 60, 685-695.

Burgess, P., Flint, S., Johnson, S., 2000. Sequence stratigraphic interpretation of turbiditic strata: an example from Jurassic strata of the Neuquén basin, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1650 – 1666.

Cegarra, M., Ramos, V., 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza* (Ramos, VA, 387-422.

Charrier, R., Linares, E., Niemeyer, H., Skarmeta, J., 1979. K-Ar ages of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction, *Geology*, 7(9), 436-439.

Cisternas, M.E., Frutos, J., 1994. Evolución tectónico-paleogeográfico de la cuenca terciaria de los Andes del sur de Chile (37°30'-40°30' L.S). *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 1, p. 6-12. Concepción.

Claudiel, G., Amaral, J., 1995. Synthèse géopétrolière du bassin de Neuquén. *Elf Aquitaine Production*, 161 pp.

Cobbold, P.R., Rossello, E.A., 2003. Aptian to recent compressional deformation of the Neuquen Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 429 – 443.

- Cominguez, A.H., Franzese, J.R., 2005.** The deep seismic structure of the central Neuquen Basin, Argentina. Dans: Géodynamique andine : résumés étendus, Paris : IRD, 2005, p. 178-181. ISAG. International Symposium on Andean Geodynamics, 6, Barcelone.
- Cristallini, E.O., Martínez, J.M., Sanchez, E., Periale Gómez,S., Loncarich,A., 2005.** Evaluación estructural del loque Bandurria (Provincia del Neuquén,Argentina): Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (unpublished), 73 p.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., 2001.** Late Triassic - Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14:257-270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Pérez, I.G., Macdonald, D., 2003.** Tectonic and Paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32-54 S), *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 81_90.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E., Gómez-Pérez, I., 2006.** Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system : the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina, *Journal of Geological Society*, 163(4), 707-721.
- Galland, O., 2004.** Intercations mécaniques entre la tectonique compressive et le magmatisme : expériences analogiques et exemple naturel. Thèse de Doctorat. Université de Rennes, 423 pp. Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592, Buenos Aires.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P.R., Ruffet, G., de Brémond d'Ars, J., 2005.** Coeval volcanic activity and tectonic shortening, Tromen volcano, Neuquén province, Argentina. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, 277-280.
- Giambiagi, L.B., Ramos, V.A, Godoy, E., Pamela Alvarez, P., Orts, S. 2003.** Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, V2, Issue 4.
- Gorroño, R., Pascual, R., Pombo, R., 1979.** Hallazgo de mamíferos eógenos en el Sur de Mendoza. Su implicancia en la datación de los "Rodados Lustrosos" y del primer episodio orogénico del Terciario de la región. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén, 1978), Actas 2: 125-136.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz. M.D., Ogg, G.M., 2012.** The geologic time scale. Volume 1. Elsevier Publications.
- Groeber, P., 1929.** Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 158: 1-110, Buenos Aires.

- Gulisano, C.A., 1981.** El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. In: 8 Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592, Buenos Aires
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R., Digregorio, R.E., 1984.** Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano – Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:221-235.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., 2005.** The Neuquén Basin: an overview. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J., Schwarz, E. (Eds.): The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, Special Publications, 252, pp. 1-14.
- Introcaso, A., Pacino, M.C., Fraga, H., 1992.** Gravity isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30 and 35 S, Tectonophysics, 205, 31_48.
- Kietzmann, D.A., Vennari, V.V., 2013.** Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 40, 41–65.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., 2014.** Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian–Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 302, 64–86.
- Kokogian, D.A., Spalletti, L.A., Morel, E.M., Artabe, A.E., Martínez, R.N., Alcober, O. A., Milana, J.P., Zavattieri, A.M., Artabe, A.E., Morel, E.M., 2001.** Estratigrafía del Triásico argentino, El Sistema Triásico en la Argentina, Fundación Museo de La Plata_ Francisco Pascasio Moreno, La Plata, pp. 23-54.
- Kozłowski, E.E., Cruz, C., Sylwan, C.A., 1996.** Geología estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 15- 26, Buenos Aires.
- Kugler, C., 1987.** Die Wildegg Formation im Ostjura und die Schilt-Formation um oestlichen Helvetikum; ein Vergleich. Thèse de Doctorat, ETH Zurich.
- Leanza, H.A., 1973.** Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28, 97-132.
- Leanza, H.A., 1975.** Himalayites andinus n. sp. (Ammonitina) del Tithoniano superior del Neuquén, Argentina. 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 581-588. Tucumán.

Leanza, H.A., 1980. The Lower and Middle Tithonian Ammonite fauna from Cerro Lotena, Province of Neuquén, Argentina. *Zitteliana* 5: 1-49. München.

Leanza, H.A., 1981. The Jurassic/Cretaceous boundary beds in west central Argentina and their ammonite zones. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 161, 62-92.

Leanza, H.A., 1993. Jurassic and Cretaceous trigoniid bivalves from West-Central Argentina. *Bulletins of American Paleontology* 105 (343) : 1- 95, 17 pls. Lawrence

Leanza, H.A., Hugo, C.A., 1978. Sucesión de amonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l. s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32, 248-264.

Leanza, H.A., Marchese, H.G., Riggi, J.C., 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32 (3) : 190-208.

Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D., Salvarredy Aranguren, M., 2003. Miembro Huncal (Berriasiano inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Volume 25, N° 2. Buenos Aires.

Leanza, H.A., Sattler, F., Martinez, R., Carbone, O., 2011. La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío–Cretácico Temprano) en la Cuenca. Neuquina. In: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Neuquén, pp. 113–129. Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires.

Legarreta, L., 1991. Evolution of a Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquén Basin of the west-central Argentina: facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 70: 209–240.

Legarreta, L., Gulisano, C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). In: Chebli, G., Spalletti, L. A. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Serie Correlación Geológica 6, S.M. de Tucumán, pp. 221-243.

Legarreta, L., Uliana, M.A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central argentine Andes. In: Macdonald, D. I. (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins*. International Association of Sedimentologists Special Publication, Oxford 12, pp. 429-450.

- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1996b.** The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and palaeogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120:303-330.
- Legarreta, L., Gulisano, C., Uliana, M.A., 1993.** Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. *Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza, XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 87-114.
- Legarreta, L., Laffitte, G.A., Minniti, S.A., 1999.** Cuenca Neuquina: múltiples posibilidades en las series jurásico-cretácicas del depocentro periandino, *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Tomo I*, p. 145-175, Buenos Aires.
- Macdonald, D., Gómez Pérez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M., Paton, D., 2003.** Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 20:287-308.
- Maretto, H., Pángaro, F., 2005.** Edad de formación de algunas de las grandes estructuras del engolfamiento de la Cuenca Neuquina: Actividad tectónica durante la depositación de la Fm. Quintuco. *6° Congreso de exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata)*, CD-ROM, 11 p.
- McIlroy, D., Flint, S., Howell, J.A., Timms, N. 2005.** Sedimentology of the tide-dominated Jurassic Lajas Formation, Neuquén Basin. Argentina. In: In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J., Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, Special Publications, 252, pp. 1-14.
- Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Bechis, F., 2008.** Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico tardío (Kimeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 512-519.
- Mitchum, R.M., Uliana, M.A., 1985.** Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences. Upper Jurassic/Lower Cretaceous. Neuquén Basin, Argentina. In: Berg, B.R., Woolverton, D.G. (Eds.), *Seismic Stratigraphy, II. An Integrated Approach to Hydrocarbon Analysis*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39, 255-274.
- Mosquera, A., Ramos, V.A., 2006.** Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° lat)*: Geological Society of America Special Paper 407, pp. 97–124.

- Muñoz, J., Araneda, M., 2000.** Extension cortical en el oligoceno-Mioceno entre los 39° y los 42° S región de los Lagos Chile: Antecedentes geológicos y geofísicos. IX) Congreso Geológico Chileno (Puerta Veras), 2, Simposio Inetrnational, 2, 609-612.
- Orchuela, I.A, Ploszkiewicz, J.V., Viñes, R., 1981.** Reinterpretación estructural de la denominada "Dorsal Neuquina". 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 81-93.
- Orts, S., Ramos, V., 2006.** Evidence of middle to late Cretaceous compressive deformation in the high Andes of Mendoza, Argentina. Backbone of the Americas. Abstract with Programs 5: p. 65. Mendoza.
- Pángaro, F., Ramos, V.A., Godoy, E., 1996.** La faja plegada y corrida de la Cordillera Principal de Argentina y Chile a la latitud del Cerro Palomares (33°35'S). In Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas 2: 315324. Buenos Aires.
- Pángaro, F., Pereira, M., Silvestro, J.L., Raggio, F., Pioli, O., Zubiri, M. Gozalvez, G., 2006.** Tectonic inversion of the Huincul high, Neuquén Basin, Argentina: An endangered species. Stratigraphic Evidences of its Disappearance. 9° Simposio Bolivariano Petroleum Exploration in the Subandean Basins (Cartagena), Actas en CD: 9 p.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987.** Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time, Tectonics, 6, 233-248.
- Parent, H., Garrido, A. C., Schweigert, G., Scherzinger, A., 2011.** The Tithonian ammonite fauna and stratigraphy of Picún Leufú, southern Neuquén Basin, Argentina. *Revue de Paléobiologie*, 30: 45-104.
- Parent, H., Garrido, A., Scweigert, G., Sherzinger, A., 2013.** The Tithonian stratigraphy and ammonite fauna of the transect Portada Covunco-Cerrito Caracoles (Neuquén Basin, Argentina). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 269/1 (2013), 1–50 Article. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Ploszkiewicz, V., Orchard, L., Vaillard, J., Viñes, R., 1984.** Compresión y desplazamiento lateral en la zona de falla Huincul, estructuras asociadas, Provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 163-169, Buenos Aires.
- Pose., F., Gangui, A., Galeazzi, S., 2014.** Estratigrafía secuencial del intervalo Quintuco-Vaca Muerta en el engolfamiento Neuquino, cuenca Neuquina, Argentina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.

Ramos, V., 1999a. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. In *Geología Argentina* (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (22): 651-682.

Ramos, V.A., 1999b. Evolución tectónica de la Argentina. In: Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina Servicio Geológico Minero Argentino*, Buenos Aires, Anales 29, pp. 715-784.

Ramos, V.A., Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén : Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation, in *The Neuquén Basin : A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, vol. Special Publications 252, pp. 15-35, eds Veiga, G. D., Spalletti, L., Howell, J. A., & Schwarz, E., Geological Society, London.

Ramos, V.A., Kay, S.M., 2006. Tectonic evolution of the southern Central Andes, Mendoza and Neuquén, in *Evolution of an Andean margin : A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39S latitude)*, vol. Special Paper 407, chap. 1, pp. 1-17, eds Kay, S. M. & Ramos, V. A., Geological Society of America.

Reboulet, S., Rawson, P.F., Moreno-Bedmar, J.A., Aguirre-Urreta, M.B., Barragan, R., Bogomolov, Y., Company, M., Gonzalez-Arreola, C., Stoyanova, V.I., Lukeneder, A., Matrimon, B., Mitta, V., Randrianaly, H., Vasicek, Z., Baraboshkin, E.J., Bert, D., Bersac, S., Bogdanova, T.N., Bulot, L.G., Latil, J.-L., Mikhailova, I.A., Ropolo, P., Szives, O., 2011. Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the “Kilian Group” (Dijon, France, 30th August 2010). *Cretaceous Research* 32: 786-793.

Rosenfeld, U., Volkheimer, W., 1980. Turbidite and andere rhythmite im tieferen Jura des Neuquen-Beckens (Argentinien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 159(3): 379-421, Stuttgart.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region, *Journal of South America Earth Sciences*, 11(3), 211-215.

Spalletti, L.A., Colombo Piñol, F., 2005. From alluvial fan to playa: an Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 8 (3), 363–383.

Spalletti, L.A., Veiga, G.A., 2007. Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquén Basin, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* | vol. 14 (2), 85-104.

Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Macdonald, D.I.M., Gomez Perez, I., 1999. Paleogeographic evolution of southern South America during the Cretaceous. *Boletim do 5°*

Simposio sobre o Cretaceo do Brasil y 1° Simposio sobre el Cretacico de America del Sur, Sao Paulo, 87–95.

Spalletti, L.A., Franzese, J., Matheos, S.D., Schwarz, E., 2000. Sequence stratigraphy in tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp, the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157:433-446.

Spalletti, L., Poiré, D., Schwarz, E., Veiga, G., 2001. Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate- siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 609-624.

Stipanovic, P.N., 1965. El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesano (Agassiz-Yailña) en Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 20 (4): 403–478.

Uliana, M., Dellapé, D., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maastrichtiana-eoter terciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). In *Congreso Geológico Argentino No. 8, Actas 3*: 673-68.

Uliana, M.A., Biddle, K.T., Cerdan, J.J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins, in *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, pp. 599-614, eds Tankard, A. J. & Balkwill, H. R.

Uliana, M.A., Dellape, D.A., Pando, G.A., 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio, Cretácico Inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza. *Petrotecnia* 1–2, 41–46.

Urien, C.M., Zambrano, J.J., 1994. Petroleum systems in the Neuquén basin, Argentina. In: Magoon, L.B. and Dow, W.G., *The petroleum system - from source to trap*, AAPG Memoire 60, 513-534.

Vennari, V.V., Lescano, M., Naipauer, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Schaltegger, U., Armstrong, R., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2014. New constraints on the Jurassic-Cretaceous boundary in the High Andes using high-precision U-Pb data. *Gondwana Research* 26: 374-385.

Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti H.J., Welsink, H.J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, pp. 383-402.

Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington, Seattle, Memoir 1, 469 pp.

Windhausen, A., 1914. Contribucion al conocimiento geológico de los territorios del Rio Negro y Neuquén, con su estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquen. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Buenos Aires, Anales10, 1 – 60.

Windhausen, A., 1916. Los yacimientos petrolíferos de la zona andina (Provincia de Mendoza y Territorio del Neuquén). – Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, 15: 1-27.

Yrigoyen, M.R., 1991. Hydrocarbon resources from Argentina. World Petroleum Congress, Buenos Aires. Petrotecnia, 13, Special issue, 38-54.

Yrigoyen, M., Ramos, V., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios, Geología y recursos naturales de Mendoza (Ramos, VA; editor). In Congreso Geológico Argentino, pp. 123-148.

Zapata, T.R., Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina, in *The Neuquén Basin : A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, vol. Special Publications, 252, pp. 37-56, eds Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J. A., & Schwarz, E., Geological Society, London.

Zavala, C., Maretto, H., Di Meglio, M., 2005. Hierarchy of bounding surfaces in Aeolian sandstones of the Tordillo Formation (Jurassic). Neuquén Basin, Argentina. *Geologica Acta* 3, 133–145.

Chapitre deuxième- *La formation de la Vaca Muerta en subsurface : de la sismique au puits, à Aguada Pichana, dans la partie sud-est du bassin de Neuquén*

Chapitre II-La formation de la Vaca Muerta en subsurface : de la sismique au puits, à Aguada Pichana, dans la partie sud-est du bassin de Neuquén

La formation de la Vaca Muerta (Weaver, 1931) n'est visible à l'affleurement que dans la partie occidentale du bassin de Neuquén. Dans la partie orientale du bassin (l'embaïement s.l), cette formation est imagée grâce à la sismique 2D et 3D et aux données de puits.

Il existe dans la littérature une coupe sismique régionale (Mitchum et Uliana, 1985) de la formation de la Vaca Muerta. Cette dernière montre neuf séquences progradantes, subdivisées en trois groupes, interprétées et corrélées avec l'évolution générale de l'eustatisme.

La Vaca Muerta (au sens lithostratigraphique) correspond à des dépôts de bassin passant latéralement à des dépôts de plate-forme externe, attribués à la formation du Quintuco, puis à des dépôts de plate-forme interne correspondant à la formation de Loma Montosa et enfin à des faciès côtiers à continentaux de la formation du Mulichinco. Le système Vaca Muerta/Quintuco/Loma Montosa/Mulichinco est d'âge Tithonien-Valanginien (Legarreta et Gulisano, 1989).

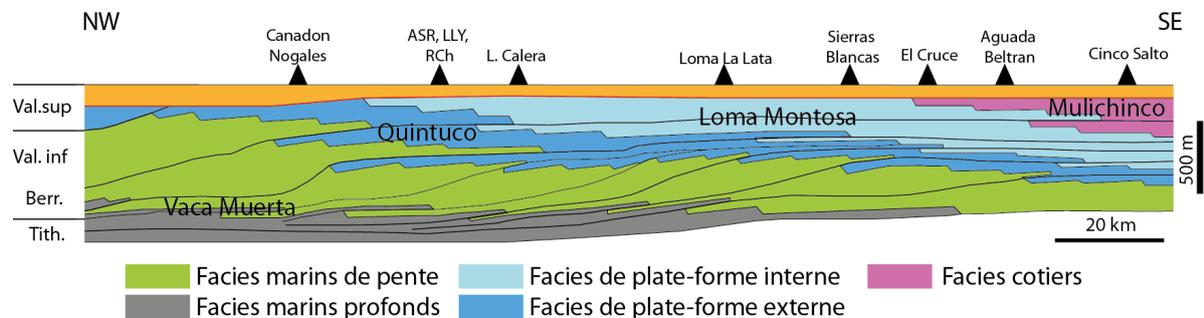


Figure 27 : Coupe sismique régionale de l'intervalle Tithonien-Valanginien dans la partie sud du bassin de Neuquén (modifié d'après Mitchum et Uliana, 1985).

Dans une étude plus récente, fondée sur des données de sismique 3D qui couvrent le sud du bassin de Neuquén, Pose et al. (2014) proposent un découpage plus détaillé du sommet de la formation du Tordillo jusqu'à la base de la formation du Mulichinco). Ces auteurs proposent une subdivision en vingt-cinq séquences avec un découpage plus affiné des séries basales ainsi qu'un modèle de dépôt basé sur la géométrie des cliniformes, des descriptions de carottes et de déblais de forage (*cuttings*), qui reprend le modèle de plate-forme proposé par Mitchum et Uliana (1985).

Ce chapitre est consacré à l'analyse et à l'interprétation des données de subsurface, afin de définir les géométries de dépôt à grande échelle et de comprendre l'organisation séquentielle des cortèges sédimentaires en relation avec les variations du niveau marin relatif.

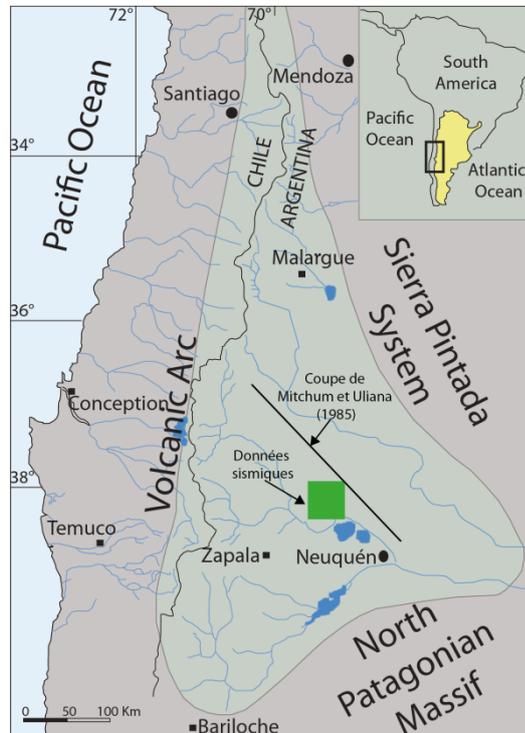


Figure 28 : Localisation du secteur d'étude par rapport à la coupe régionale de Mitchum et Uliana (1985).

Après une présentation de la localisation de la zone d'étude, ce chapitre s'articulera autour de trois axes : d'abord, un rappel des notions de bases de la stratigraphie sismique et séquentielle au sens large afin de présenter la méthodologie utilisée dans le cadre de ce travail. L'interprétation sismique, sera ensuite détaillée ; plusieurs points seront abordés, notamment l'identification des séquences et leur évolution dans le temps. Le lien entre séquences sismiques et contenu en matière organique est également abordé dans cette seconde partie. La troisième partie discutera des paramètres de contrôle de l'architecture sismique et sa relation avec la matière organique.

Sommaire

1. Localisation de la zone d'étude	89
2. Méthodologie	89
2.1. Notions de base	90
2.1.1. Eustatisme, tectonique et niveau marin relatif	90
2.1.2. Accommodation, taux d'accommodation et apports sédimentaires	92
2.1.3. Direction de migration de la ligne de côte	95
2.2. Stratigraphie sismique	96
2.2.1. Analyse des séquences sismiques (séquences de dépôt)	97
2.2.2. Les surfaces significatives	100
2.2.3. Les cortèges de dépôt (Systems tracts)	101
2.3. Méthode utilisée dans le cadre de l'étude	105
2.3.1. Caractérisation de l'architecture sismique	105
2.3.2. Caractérisation structurale	109
2.3.3. Calage de la lithologie sur un puits de référence	109
3. Géométries sismiques de la formation de la Vaca Muerta dans le périmètre de la zone d'Aguada Pichana	109
3.1. Les séquences sismiques	110
3.1.1. La séquence I	113
3.1.2. La séquence II	114
3.1.3. La séquence III	114
3.1.4. La séquence IV	116
3.1.5. La séquence V	117
3.2. Evolution des progradations dans le temps et dans l'espace	119
3.2.1. Variation du cycle d'accommodation et géométrie des corps progradants	119
3.2.2. Variation des directions de progradation	124
3.3. Les structures caractéristiques et leurs positions stratigraphiques	128
4. Géométrie sismique et matière organique	134
4.1. Démarche	134
5. Discussion	143
5.1. Eustatisme, tectonique et géométrie de dépôt	143
5.2. Matière organique	147
Références bibliographiques	149

1. Localisation de la zone d'étude

Les données utilisées dans le cadre de cette étude sont localisées dans le sud-est du bassin de Neuquén. Elles correspondent à la sismique 3D du bloc d'Aguada Pichana et d'une zone située sur le flanc est des Chihuidos. Par simplification, nous appellerons cette zone « Aguada Pichana ». C'est une zone qui s'étend sur environ 64 km du nord au sud et sur 35 km d'est en ouest (Figure 29).

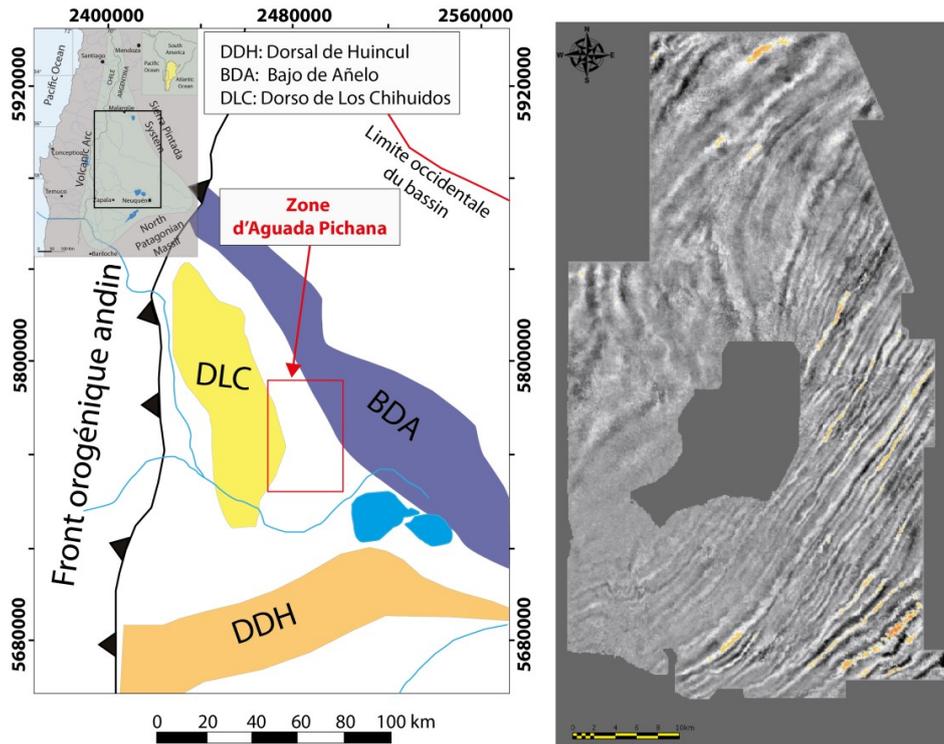


Figure 29 : Localisation de la zone d'étude et des reliefs majeurs qui la bordent (à gauche) ainsi que de l'extension des données de subsurfaces disponibles (à droite).

Les reliefs majeurs qui bordent cette zone d'étude correspondent à la dorsale de Huincul au sud, au haut structural des Chihuidos dans la partie ouest ainsi qu'à l'anticlinal d'Añelo à l'est. La dorsale de Huincul et le haut des Chihuidos ont été présentés précédemment (Cf. Chapitre premier). Ce sont deux structures anticlinales qui s'initient avant le dépôt de la formation de la Vaca Muerta. L'anticlinal d'Añelo, quant à lui correspond à une structure synorogénique mio-pliocène (Folguera et al., 2005; Ramos et Kay, 2006).

2. Méthodologie

Les données sismiques présentées dans le cadre de ce travail sont analysées selon le concept de la stratigraphie sismique. Cette méthode, établie dans la fin des années 1970 (Mitchum et

al., 1977: AAPG, mémoire 26 , part 2 et part 6) et affinée depuis, permet de comprendre l'architecture stratigraphique à grande échelle et la distribution des corps sédimentaires dans le temps et dans l'espace.

Avec le développement de la stratigraphie séquentielle, de nombreux auteurs (Jervrey, 1988, Posamentier et al., 1988; Galloway, 1989; Vail et al., 1991; Schlager, 1993) ont démontré que l'architecture et la position des corps sédimentaires dans un bassin dépendent en particulier de l'espace disponible pour la sédimentation qui résulte de l'interaction de trois facteurs : (1) le flux sédimentaire, (2) la tectonique et (3) l'eustatisme (Figure 30).

Il est par conséquent nécessaire de revenir sur ces notions avant de définir la méthode de la stratigraphie sismique, afin de clarifier les interprétations proposées dans le cadre de cette étude.

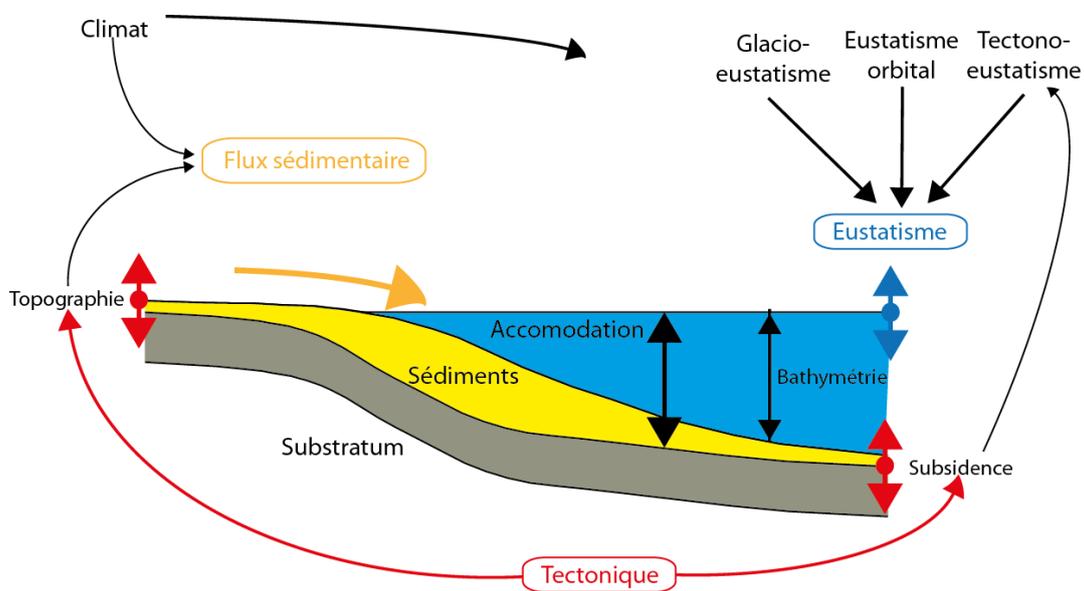


Figure 30 : Facteurs contrôlant l'organisation des corps sédimentaires (modifié d'après Homewood et Eberli, 2000).

2.1. Notions de base

2.1.1. Eustatisme, tectonique et niveau marin relatif

L'**eustatisme** décrit les variations du niveau marin absolu qui est défini comme la distance séparant l'interface air/eau d'un point fixe indépendant de tout mouvement tectonique, généralement le centre de la terre (Figure 31). Les variations eustatiques sont la conséquence de la modification de la géométrie des bassins océaniques sous l'effet de l'activité des dorsales (tectono-eustatisme) ou la conséquence des variations du volume des océans par la formation ou fonte de calottes glaciaires (glacio-eustatisme) (Emery et Meyers, 1996). Le lien

entre le climat et le glacio-eustatisme est très étroit car l'augmentation ou la diminution des températures moyennes en-dessous d'un certain seuil proche des conditions climatiques actuelles engendre respectivement une diminution ou une augmentation du volume d'eau stocké sous forme de glace sur les continents, donc une augmentation ou une diminution des volumes d'eau liquide disponible pour le remplissage des bassins océaniques. Il a été montré que les variations des paramètres orbitaux (Milankovitch) ont un effet direct sur les variations d'insolation, donc sur le volume des océans. Un facteur-clé du tectono-eustatisme à grande échelle de temps et à grande amplitude correspond aux cycles d'assemblage et de désassemblage des supercontinents (« cycles de Wilson ») à périodicité d'environ 250 Ma. Le désassemblage d'un supercontinent (par exemple *breakup* de la Pangée) s'accompagne d'une création de croute océanique jeune et chaude, donc peu profonde, qui provoque un haut niveau marin général en diminuant la profondeur moyenne des océans.

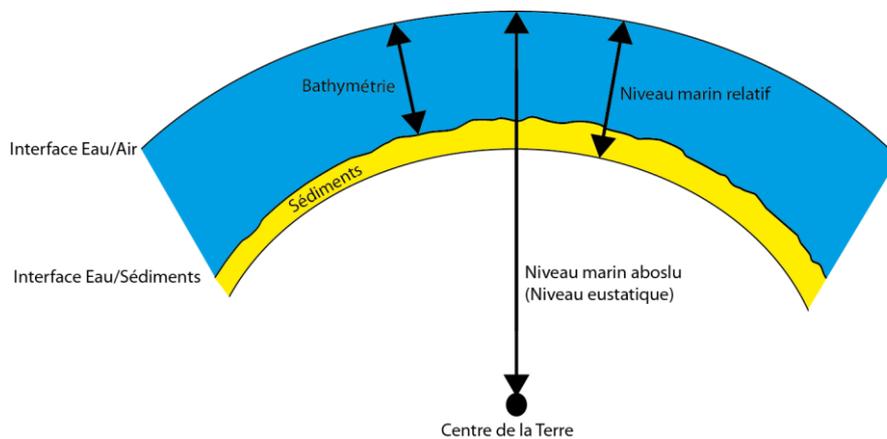


Figure 31 : Eustatisme et niveau marin relatif (modifié d'après Jervey et al., 1988).

Les variations eustatiques sont contrôlées par des mécanismes tectoniques et climatiques externes aux bassins sédimentaires, qui s'expriment à plusieurs échelles de temps (Vail et al., 1977 ; Haq et al., 1987, 1988 ; Vail et al., 1991 ; Miall, 2000). Des cycles de très long terme, supérieurs à 50 millions d'années (cycles de premier ordre), seraient principalement développés en réponse aux cycles de Wilson. A ces derniers, se superposent des cycles d'ordres supérieurs, parmi lesquels les auteurs précités distinguent: des cycles de second ordre (de 3 à 50 millions d'années), causés par des variations de volume au niveau des dorsales océaniques, en réponse à des phases d'expansion plus ou moins rapides. Les cycles de troisième ordre (0,5-3 millions d'années), sont attribués à l'alternance entre la fonte et la formation des glaciers continentaux. Les variations climatiques à l'origine de ces glaciations résulteraient d'une combinaison des cycles glacio-eustatiques d'ordres supérieurs (4^{ème} et 5^{ème} ordre). Les cycles de 4^{ème} et 5^{ème} ordre (0,1-0,5 millions d'années), sont liés à des

changements climatiques générés par des variations dans les paramètres orbitaux de la Terre (cycles de Milankovich).

Le niveau marin relatif est défini comme la distance séparant l'interface air/eau d'un point fixe du substratum (Figure 31). Cette mesure intègre les effets de subsidence et de tectonique mais pas ceux de la sédimentation. Le niveau marin relatif varie en fonction des variations eustatiques et des mouvements verticaux du niveau de référence (datum) en réponse à l'activité tectonique. La variation de ces deux paramètres peut jouer en concordance ou en opposition (Posamentier et al., 1988 ; Posamentier et Allen, 1999). Par exemple, lors d'une période de baisse du niveau marin absolu, si le taux de subsidence est plus important que le taux de chute eustatique, alors le niveau marin relatif augmente. En revanche, si le taux de subsidence est moins fort que le taux de chute eustatique alors une chute du niveau marin relatif est enregistrée.

2.1.2. Accommodation, taux d'accommodation et apports sédimentaires

La notion d'accommodation synthétise les paramètres qui contrôlent le remplissage des bassins sédimentaires. L'accommodation est définie comme l'espace disponible à la sédimentation (Jervey, 1988), indépendamment du fait que cet espace soit rempli ou non. L'accommodation prend en compte les effets de l'eustatisme et de la tectonique (Figure 32, Figure 33). Elle est assimilable au niveau marin relatif (Figure 32).

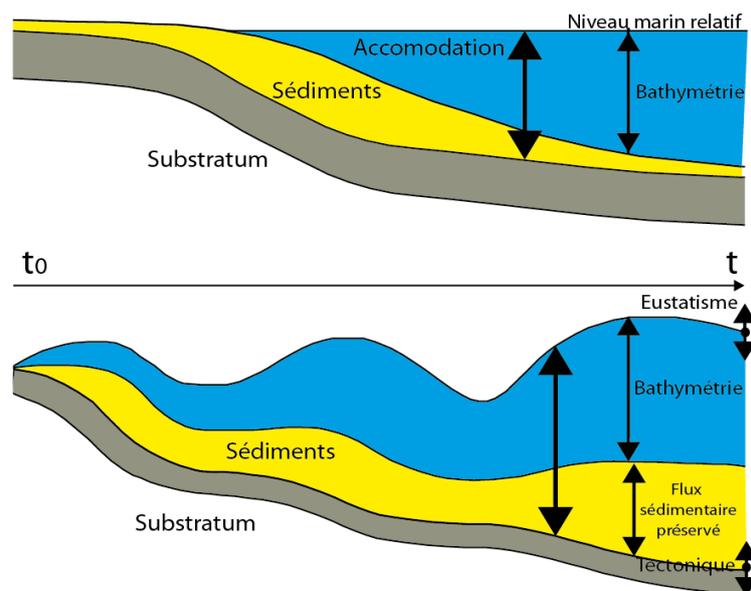


Figure 32 : L'accommodation, espace disponible à la sédimentation, intègre le niveau marin et la tectonique mais est indépendante du flux sédimentaire (modifié d'après Robin, 1995 et Homewood et al., 1999).

Une augmentation du niveau marin relatif engendre une création ou une augmentation de l'espace disponible pour la sédimentation. De la même façon, une chute du niveau marin relatif engendre une destruction ou une diminution de l'espace disponible pour la sédimentation. Les variations d'accommodation, au cours du temps, sont définies par le taux d'accommodation, qui correspond à la dérivée de l'accommodation vis-à-vis du temps. Le taux d'accommodation a un impact important sur la répartition et la hiérarchisation des unités stratigraphiques (Cross, 1988 ; Posamentier et Vail, 1988a).

Les apports sédimentaires correspondent à la quantité de sédiments détritiques fournis par période de temps (ou flux) depuis la zone de source vers la zone de dépôt par divers agents de transport tels que l'eau, le vent ou la gravité (Posamentier et Allen, 1999 ; Catuneanu, 2006). La quantité d'apports sédimentaires (flux) fournie vers la zone de dépôts dépend principalement du climat et de la tectonique. Ils constituent la deuxième variable la plus influente dans la répartition des tendances de dépôts. Ce paramètre est en compétition constante avec le taux d'accommodation en comblant plus ou moins rapidement cet espace qui est créé par période de temps, ce qui génère des changements dans la direction de migration de la ligne de côte.

La séparation entre ce taux de sédimentation et le taux d'accommodation est une approche fondamentale en stratigraphie séquentielle qui permet leur comparaison en tant que variables indépendantes (Catuneanu, 2006). L'équilibre entre l'accommodation créée et l'espace comblé par la sédimentation pendant la même période de temps contrôle la direction de migration de la ligne de côte et les fluctuations de la profondeur d'eau (paléobathymétrie).

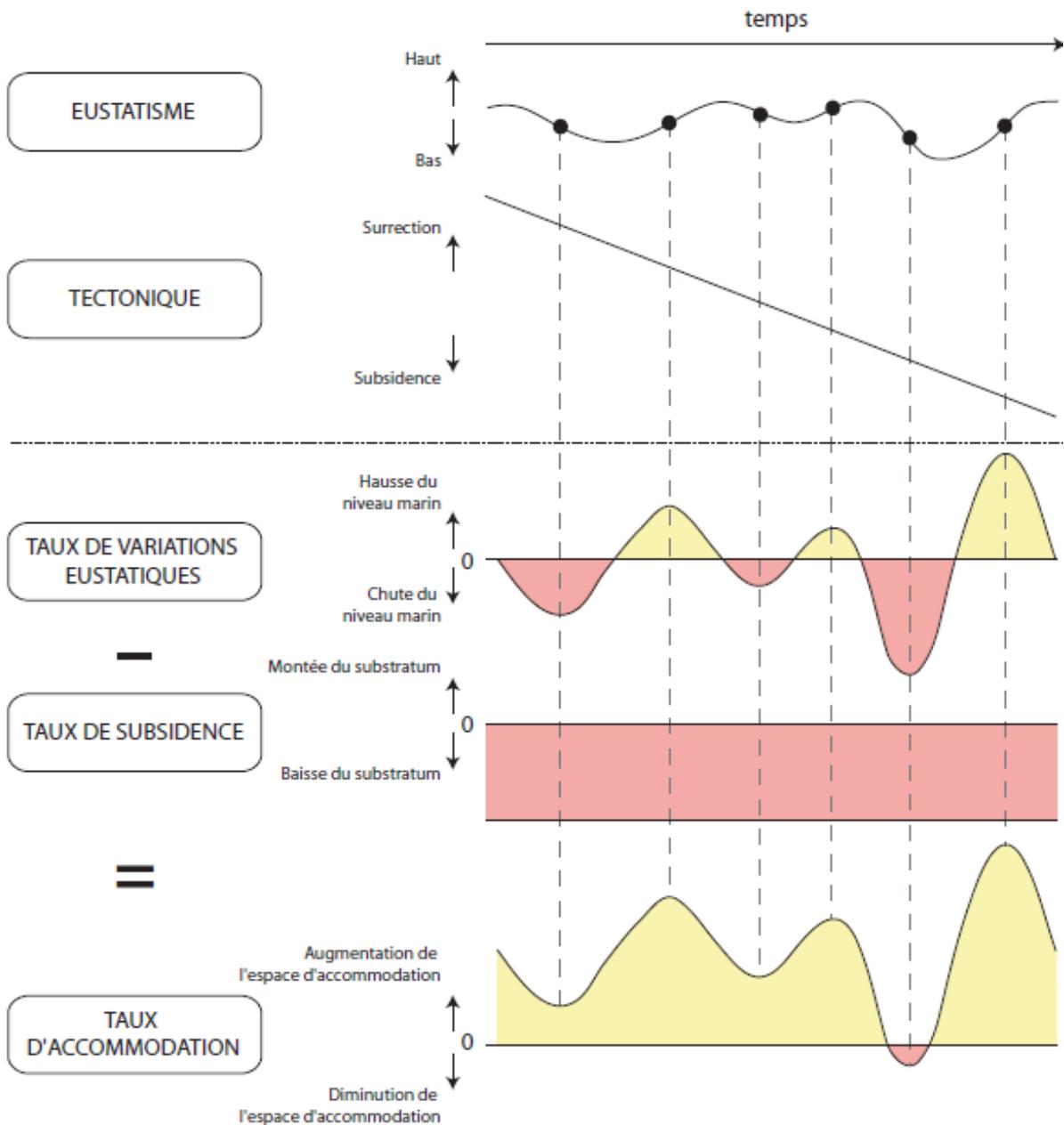


Figure 33 : Relation entre taux de subsidence, taux d'accommodation, niveau marin relatif et eustatisme. Dans le cas présenté ci-dessus, trois cycles eustatiques sont représentés. La subsidence est à taux fixe tout le long des ces trois cycles. La subsidence à long terme génère une courbe du niveau marin relatif asymétrique en faveur des hausses du niveau marin relatif. Au cours des deux premières chutes eustatiques, les taux de chute sont moins élevés que les taux de subsidence à long terme, ce qui ne génère pas de chute du niveau marin relatif mais une forte décroissance du taux de montée de ce dernier. Au cours de la dernière chute, le taux de chute du niveau marin est plus fort que le taux de subsidence à long terme générant une chute du niveau marin relatif (modifié d'après Posamentier et al., 1988).

2.1.3. Direction de migration de la ligne de côte

La compétition entre les apports sédimentaires et le taux d'accommodation (niveau marin relatif), au niveau de la ligne de côte engendre sa migration vers le continent ou la mer, définissant alors des transgressions marines ou des régressions.

Les modèles de stratigraphie séquentielle constituent des « modèles théoriques » d'une séquence « idéale ». Celle-ci est définie comme la réponse d'un système sédimentaire à cycle complet de variation sinusoïdale du niveau marin relatif (Figure 34). Il est contrôlé par des apports constants au court du cycle et une subsidence dont l'augmentation est linéaire depuis la zone proximal vers le large (*tectonic hinge*) (Posamentier et Vail., 1988a).

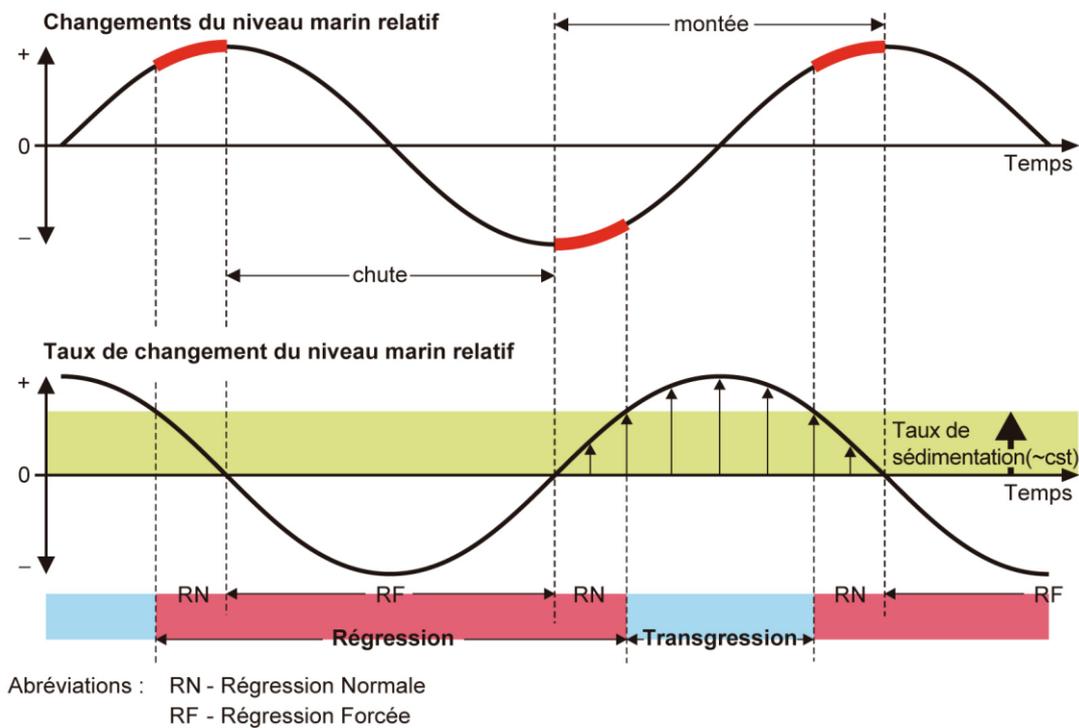


Figure 34 : Concepts de transgression, régression normale et régression forcée, engendrés par la compétition entre les variations du niveau marin relatif et la sédimentation. La courbe du haut montre la magnitude des variations du niveau marin relatif à travers le temps. La courbe du bas montre les taux de variations du niveau marin relatif (modifié d'après Catuneanu, 2006).

Lorsque le niveau marin relatif chute, l'accommodation est détruite et la ligne de côte est forcée de migrer vers la mer, indépendamment du facteur sédimentation. Ce type de régression induit par une chute du niveau marin relatif est connu sous le nom de **régression forcée** (Figure 34) (Posamentier et al., 1992).

En revanche, lors des premières étapes de remontée du niveau marin relatif, le taux de montée de ce dernier est faible puisqu'il part de zéro (Figure 34). A ce moment, le taux de sédimentation dépasse le taux d'accommodation, générant une **régression normale** (migration de la ligne de côte vers la mer).

Lorsque l'augmentation du niveau marin relatif s'accélère, le taux d'accommodation peut augmenter jusqu'à dépasser le taux de sédimentation, provoquant la migration de la ligne de côte vers le continent (Figure 34). On a alors une **transgression**.

Enfin, au cours des dernières étapes de montée du niveau marin relatif, la vitesse de montée de ce dernier ralentit, jusqu'à être nulle avant la reprise d'un nouveau cycle. Au cours de cette phase, le taux d'accommodation devient à nouveau plus faible que le taux de sédimentation et on observe à nouveau une **régression normale** (Figure 34).

2.2. Stratigraphie sismique

La stratigraphie sismique est un outil d'analyse de la géométrie des séries sédimentaires, ainsi que les faciès sismiques afin d'approcher les mécanismes de mise en place des dépôts. Elle est basée sur le postulat que les réflexions sismiques sont générées par des surfaces physiques correspondant à des lignes temps.

L'interprétation sismique stratigraphique correspond à l'analyse des terminaisons latérales des réflexions sismiques, assimilées à des surfaces de strates, et en particulier au repérage des discontinuités. De plus, des informations lithostratigraphiques peuvent également être déduites puisque les attributs sismiques tels que l'amplitude ou la fréquence dépendent des propriétés des roches de part et d'autre de ces surfaces (Emery et Myers, 1996). Les passages latéraux de faciès au sein même d'une strate ne sont pas imagés en tant que réflexion sismique car le changement est graduel mais peuvent être déduits par l'étude des attributs sismiques.

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

Le mémoire 26 de l'AAPG met à l'honneur la séquence de dépôt et sa signification chronostratigraphique, en définissant une séquence de dépôt comme une unité chronostratigraphique, composée d'une succession conforme, génétiquement liée et bornée à sa base et son sommet par une discontinuité ou par une surface corrélative non érosive (Figure 35, Mitchum et al., 1977, Part 2).

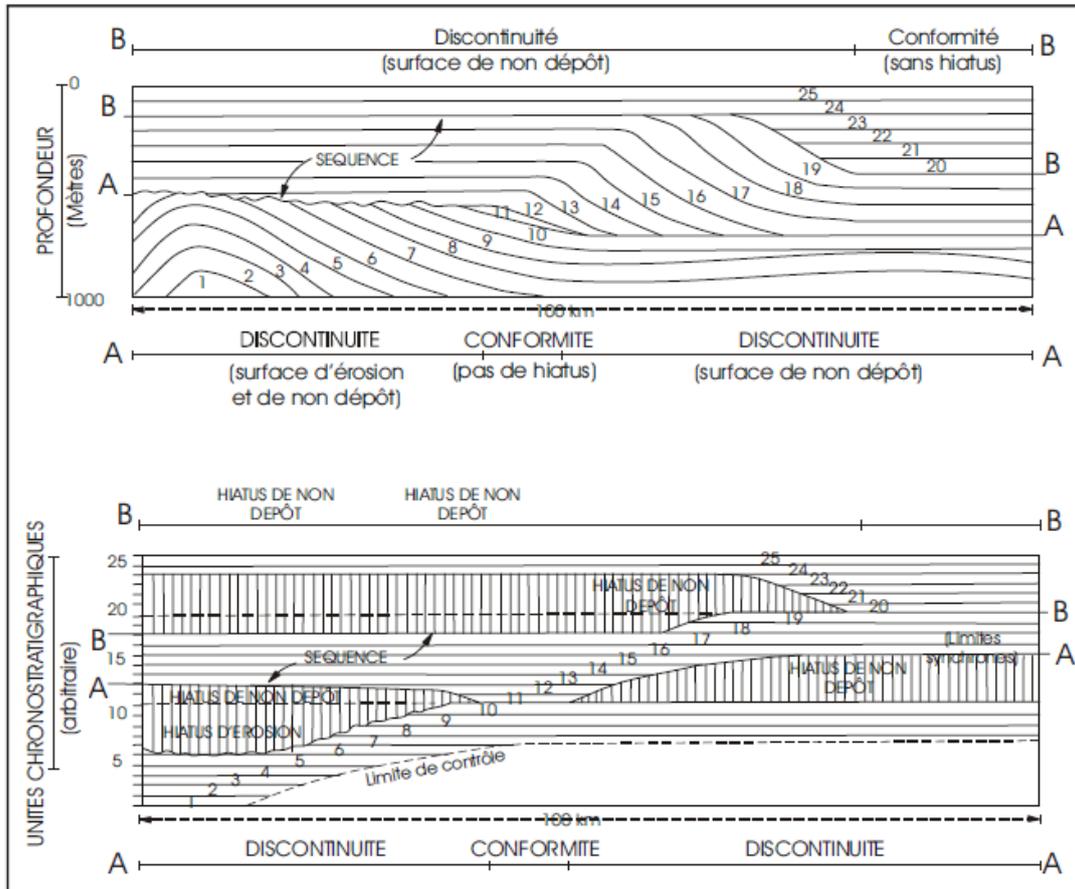


Figure 35 : Concepts de base de la stratigraphie sismique illustrant la définition d'une séquence de dépôt. En haut : La séquence de dépôt est définie comme une unité stratigraphique limitée à sa base et à son sommet par deux discontinuités (A, B) qui passent latéralement à une surface corrélative non érosive. Les unités 1 à 25 ont été tracées en suivant les surfaces de stratification. En bas : Coupe chronostratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les relations stratigraphiques montrées en haut sont ici reportées en une coupe chronostratigraphique où l'échelle de temps est arbitraire. (Mitchum et al., 1977, Part 2).

La stratigraphie sismique se base sur la définition des surfaces sismiques significatives ainsi que la caractérisation géométrique des corps sédimentaires grâce à la visualisation des profils sismiques qui constituent des outils efficaces pour l'interprétation de l'architecture stratigraphique des dépôts.

2.2.1. Analyse des séquences sismiques (séquences de dépôt)

Une séquence sismique est définie comme l'ensemble des sédiments déposés au cours d'un cycle complet de variation du niveau marin relatif. Une séquence de dépôt est composée de

plusieurs cortèges sismiques qui correspondent aux différentes phases (Figure 34) du cycle de variation du niveau marin relatif (Posamentier et Vail, 1988a).

2.2.1.1. Les terminaisons sismiques

L'analyse des séquences de dépôts et des cortèges sismiques se base sur la caractérisation des terminaisons sismiques. Il existe plusieurs configurations géométriques entre les réflexions sismiques successives (Figure 36). Ces configurations ont été définies par Mitchum et al. (1977, Part 2) comme suit:

- **Baselap** : Elle correspond à la terminaison d'une réflexion le long de la limite inférieure d'une séquence de dépôt. Il en existe deux types :
 - Onlap : Cette géométrie désigne une réflexion originellement peu pentée (horizontale ou inclinée) qui vient se terminer latéralement au contact d'une surface plus inclinée.
 - Downlap : Il indique des réflecteurs plus inclinés (obliques) que la surface sur laquelle ils viennent se terminer.

Le terme « baselap » est utilisé uniquement quand la différenciation entre onlap et downlap est impossible.

- **Toplap** : Ce terme correspond à la terminaison d'une réflexion le long de la limite supérieure d'une séquence de dépôt ; il indique des réflecteurs plus inclinés que la surface sous laquelle ils arrivent en contact.
- **Troncature** : Elle correspond à la terminaison latérale ou vers le haut d'une réflexion. Il en existe deux types:
 - Troncature d'érosion : C'est la terminaison latérale d'une réflexion par érosion. Elle est positionnée sur la limite supérieure.
 - Troncature structurale : C'est la terminaison latérale d'une réflexion par une perturbation structurale liée à des failles, des plissements, des glissements gravitaires, au fluage de sel ou encore à une intrusion magmatique.

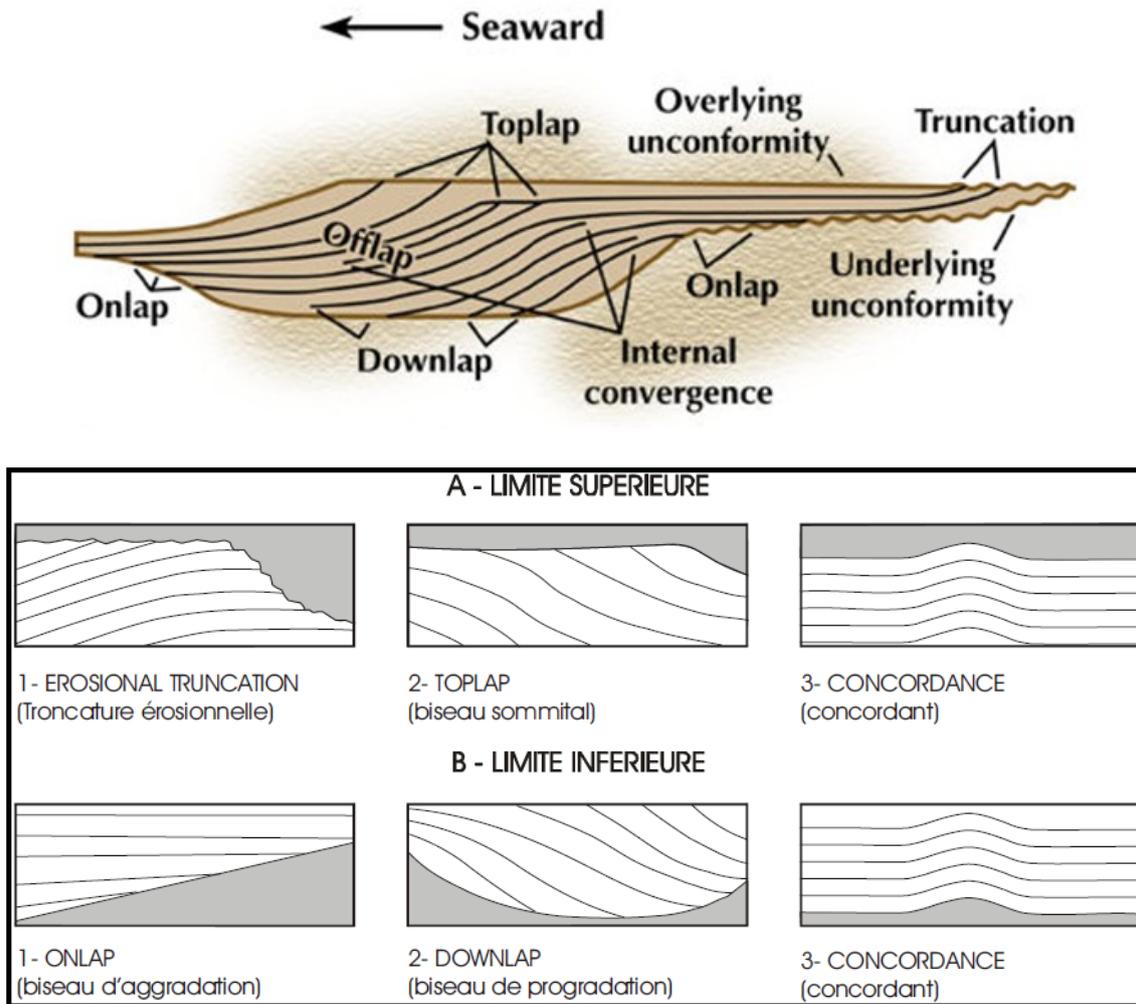


Figure 36 : Classification des terminaisons sismiques selon Mitchum (1977, Part 2). Terminaisons sismiques au sein d'une séquence de dépôt type (en haut). Relations entre les réflexions sismiques et les limites supérieures et inférieures d'une séquence (en bas).

2.2.1.2. L'offlap et l'offlap break

Le terme *offlap* a été introduit par Mitchum et al. (1977, Part 6) (Figure 36) mais n'a pas été clairement défini car il ne constitue pas une terminaison sismique. C'est Vail et al. (1991) qui, pour lui donner une signification géologique, introduisent le terme d'*offlap break*. Ils définissent ce dernier comme étant la rupture de pente d'un profil de dépôt (Figure 37) à l'intersection entre un topset et un réflecteur incliné (cliniforme). Son analyse permet de décrypter les variations du niveau marin relatif (Figure 37).

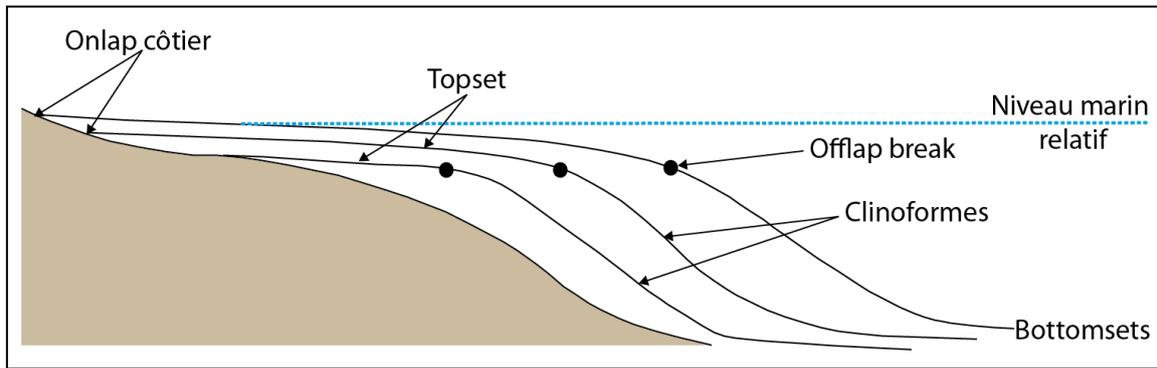


Figure 37 : Illustration des positions successives de l'offlap break le long d'un profil progradant (modifié d'après Emery et Myers, 1996).

2.2.2. Les surfaces significatives

L'équilibre entre les variations du niveau marin relatif et les apports sédimentaires contrôle la migration de la ligne de côte vers le large ou vers le continent, et par conséquent la mise en place des cortèges de dépôts et la formation des surfaces majeures qui les délimitent. Ces surfaces sont des lignes temps qui traduisent un changement de tendance de la variation du niveau marin relatif et des apports sédimentaires. Les surfaces majeures sont :

- La discordance subaérienne et sa surface conforme corrélative (Subaerial unconformity : SU, Correlative Conformity : CC) : C'est une limite de séquence (Sequence Boundary : SB). Sa conformité corrélative (CC) se trouve en position distale et correspond au fond de la mer au moment de la chute du niveau marin. La discordance subaérienne est une surface d'érosion ou de non dépôt créée pendant la phase de chute du niveau marin relatif par des processus subaériens tels que l'incision fluviale. Elle correspond au plus grand hiatus de l'enregistrement sédimentaire. C'est une surface conforme qui est reconnaissable par le caractère plus proximal des faciès qui la suivent (Plint, 1988 ; Posamentier et al., 1988 ; Posamentier et al., 1992 ; Posamentier et Allen, 1999).
- La surface de transgression (Transgressive Surface : TS) : Elle marque le début de la transgression, quand le taux d'augmentation du niveau marin relatif dépasse le taux de sédimentation. De manière générale, cette surface sépare des séries progradantes et des séries rétrogradantes sus-jacentes.
- La surface d'inondation maximum (Maximum Flooding Surface : MFS) : C'est une surface qui marque la ligne temps correspondant à la position la plus continentale de la ligne de côte (Frazier, 1974 ; Posamentier et al., 1988). Par conséquent, cette surface sépare les séries rétrogradantes transgressives des séries progradantes associées à la

régression normale qui se met en place dans les derniers stades de l'augmentation du niveau marin relatif (haut niveau), lorsque les taux de sédimentation commencent à dépasser le taux de création d'accommodation.

2.2.3. Les cortèges de dépôt (Systems tracts)

Les cortèges sismiques sont définis par un empilement caractéristique des dépôts et par les surfaces qui les bordent. Ils correspondent à une unité chronostratigraphique génétiquement liée et déposée pendant une période spécifique du cycle de variation du niveau marin relatif (Posamentier, et al, 1988). Historiquement, quatre cortèges sismiques ont été reconnus (modèle d'Exxon, Vail, 1987 ; Posamentier et Vail, 1988b ; Posamentier et al., 1988). Ils correspondent au cortège de bas niveau marin, au cortège transgressif, au cortège de haut niveau marin ainsi qu'au cortège de bordure de plate-forme.

Depuis, différentes versions de ce modèle ont été proposées dans la littérature afin de s'adapter aux différentes configurations observées (Figure 38). Le nombre ainsi que la dénomination des cortèges diffèrent selon les auteurs. La position de la limite de séquence est aussi différente en fonction de ces différentes approches et ceci est souvent une source de confusions.

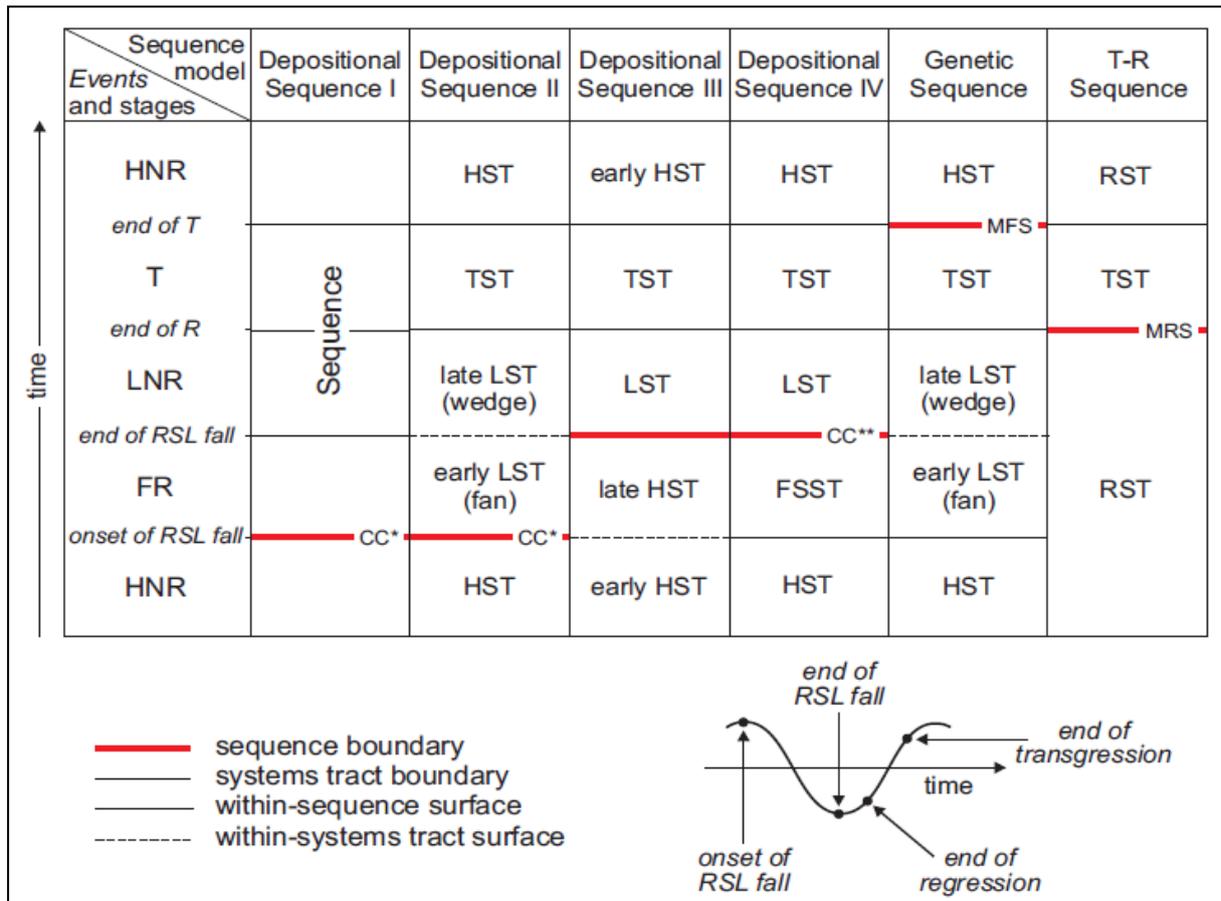


Figure 38 : Résumé des différentes classifications des cortèges de dépôt proposées par différents auteurs. HST: Highstand Systems Tract, LST: Lowstand System Tract, TST: Transgressive Systems Tract, RST: Regressive Systems tract; FSST: Falling Stage Systems Tract, FRST: Forced Regressive Systems Tract, MRS: Maximum Regressive Surface, MFS: Maximum Flooding Surface, CC: Correlative Conformity. Depositional sequence I: Mitchum et al., 1977 (Part 2) ; Depositional sequence II: Haq et al., 1987; Posamentier et al., 1988; Depositional sequence III : Van Wagoner et al., 1988, 1990; Christie-Blick, 1991; Depositional sequence IV : Hunt et Tucker, 1992 ; 1995 ; Helland-Hansen et Gjølberg, 1994; Genetic Sequence : Frazier, 1974; Galloway, 1989; T-R Sequence : Johnson et Murphy, 1984; Embry et Johannessen, 1992 (modifié d'après Catuneanu, 2010).

L'existence de ces différentes approches permet de choisir la méthode la plus adaptée dans le cadre de chaque étude. Dans notre cas, nous avons choisi la méthode de [Hunt et Tucker \(1992, 1995\)](#) (« Depositional Sequence IV ») car ils proposent un découpage qui illustre bien les quatre périodes du cycle complet de variation du niveau marin relatif. Ces quatre phases correspondent au cortège de chute du niveau marin (Falling-stage systems tract-FSST), au cortège de bas niveau marin (Lowstand systems tract-LST), au cortège transgressif

(Transgressive systems tract-TST) et au cortège de haut niveau marin (HST-Highstand systems tract).

- **Cortège de chute du niveau marin (*Falling stage systems tract-FSST*)**

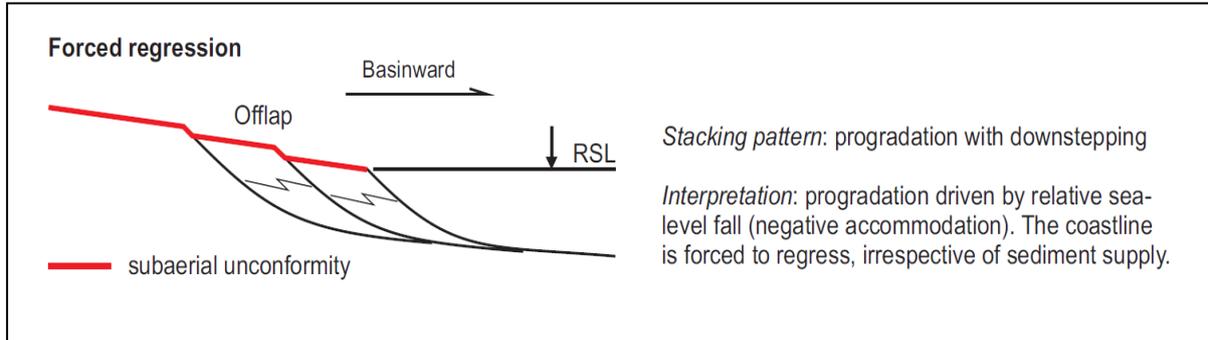


Figure 39 : Architecture du prisme de régression forcée (Catuneanu et al., 2010).

Il correspond à tous les dépôts régressifs déposés après le début de la chute du niveau marin relatif au niveau de la ligne de côte (Figure 39) et avant le début de la remontée du niveau marin relatif suivante. La chute du niveau marin est mise en évidence par l'érosion subaérienne des sédiments émergés en amont de la ligne de côte à la fin de la régression forcée et par la formation d'une discordance diachrone subaérienne qui scelle le cortège de haut niveau marin sous-jacent. Ce cortège est limité à sa base par une limite de séquence (Posamentier et Allen, 1999) et assimilé au début du cortège de bas niveau marin (Early LST) de Posamentier et al. (1988) (Sequence II). Ce cortège forme un corps aval appelé prisme de régression forcée.

- **Cortège de bas niveau marin (*Lowstand systems tract-LST*)**

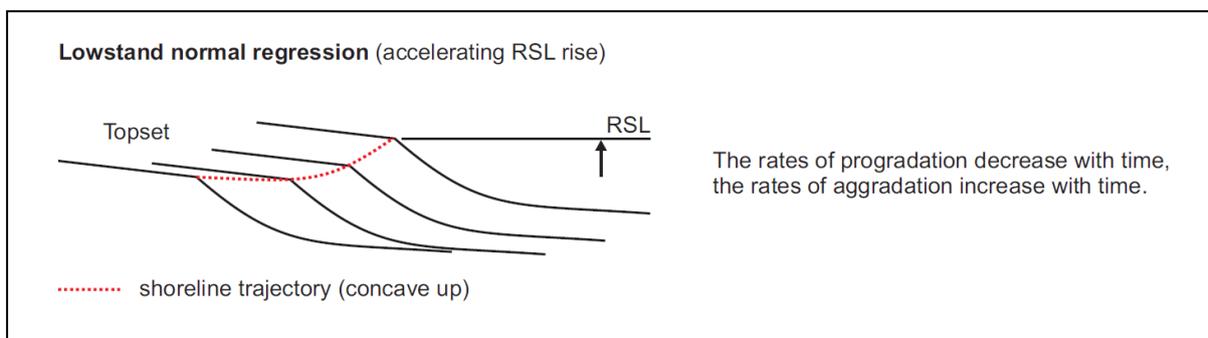


Figure 40 : Architecture du cortège de bas niveau marin (Catuneanu et al., 2010).

Il comprend les sédiments déposés après le début de la remontée du niveau marin relatif au niveau de la ligne de côte. Il correspond à une régression normale (Figure 40). Il est

également appelé cortège de bas niveau marin tardif (Late LST) par Posamentier et al. (1988) et Posamentier et Allen (1999). Il est limité à la base par une discordance subaérienne générée par la régression forcée et sa conformité corrélative vers le bassin. Son sommet correspond à la « surface de régression maximale (MRS) », après laquelle commence la transgression.

- **Cortège transgressif (*Transgressive system tract-TST*)**

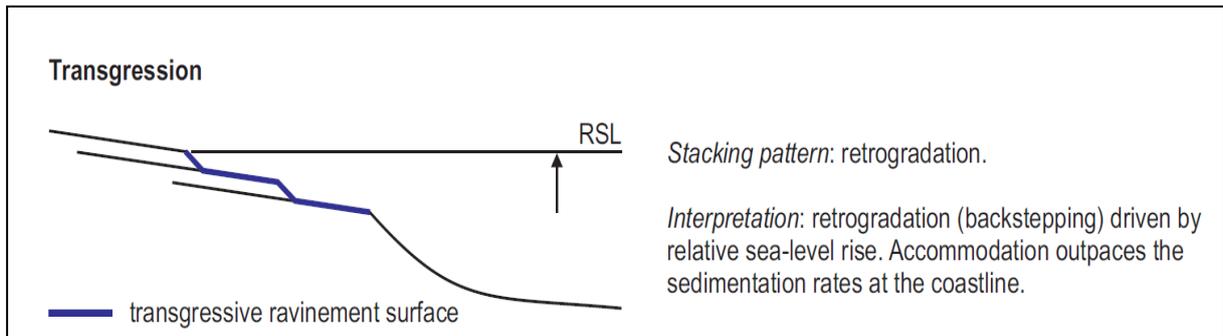


Figure 41 : Architecture de l'intervalle transgressif (Catuneanu et al., 2010).

Il correspond aux sédiments déposés pendant la phase de transgression (Figure 41), c'est à dire pendant toute la phase de migration vers le continent de la ligne de côte. Ce cortège va couvrir la surface de régression maximale formée à la fin de la régression par une « surface transgressive (TS) ». Les dépôts sont alors rétrogradants et s'épaississent généralement vers le continent. La fin de la transgression correspond à l'une des surfaces les plus importantes et reconnaissables en stratigraphie séquentielle, correspondant à la « surface d'inondation maximale (MFS) ». Au niveau de la MFS se développent souvent des niveaux condensés par réduction des apports et concentration de la faune fossile.

- **Cortège de haut niveau marin (*Highstand systems tract-HST*)**

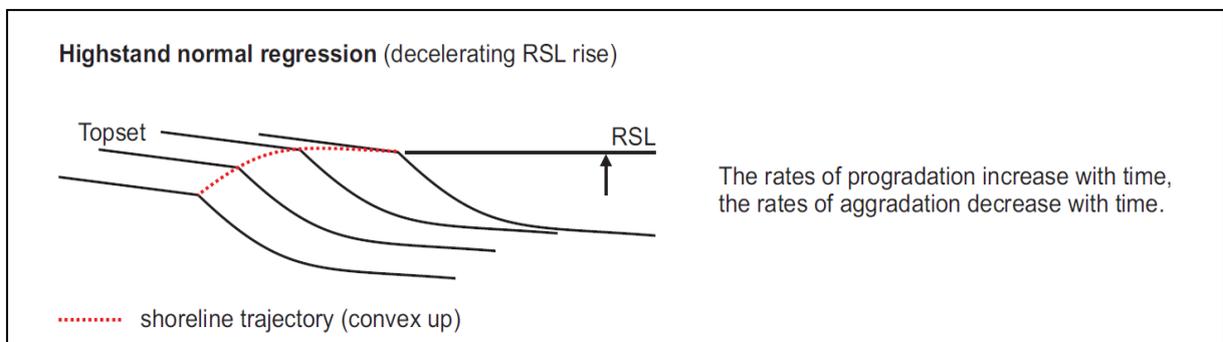


Figure 42 : Architecture du cortège de haut niveau marin (Catuneanu et al., 2010).

Ce cortège se forme à la fin de la remontée du niveau de base lorsque le taux d'accumulation sédimentaire excède le taux d'accommodation. Il se forme alors des séries aggradantes et progradantes (Figure 42) bordées à la base par la « surface d'inondation maximale » et au sommet par une surface composite comprenant une discontinuité subaérienne générée lors de la régression forcée de la séquence suivante et sa conformité corrélative vers le bassin.

2.3. Méthode utilisée dans le cadre de l'étude

L'objectif de cette étude sismique est de comprendre la géométrie de la formation Vaca Muerta, qui montre globalement un caractère progradant (Mitchum et Uliana, 1985), ainsi que son évolution dans le temps et dans l'espace. Pour cela, nous avons adopté la méthodologie suivante :

- (1) Une caractérisation de l'architecture sismique et des structures significatives;
- (2) Le calage d'un puits de référence sur les données sismiques afin d'établir une relation entre les faciès sédimentaires, la matière organique et les géométries interprétées ;
- (3) L'établissement d'un modèle stratigraphique qui intègre aussi bien les données de subsurface que les données de puits. Cette partie est présentée dans le sixième chapitre.

2.3.1. Caractérisation de l'architecture sismique

La caractérisation de l'architecture sismique se fait en deux temps. Dans un premier temps, cela consiste à interpréter les différents clinofformes observés et individualisés, en termes de stratigraphie sismique, par la définition des différents cortèges de dépôts. C'est un travail de hiérarchisation à plusieurs échelles emboîtées qui permet d'analyser les variations du niveau marin relatif contrôlant l'architecture des dépôts.

L'analyse des cortèges de dépôts permet l'identification des variations du niveau marin relatif. Lorsque le niveau marin relatif augmente et que les apports sédimentaires ne suffisent pas à combler l'espace créé par cette remontée, les dépôts mis en place vont alors présenter une géométrie rétrogradante (back stepping). Lorsque la remontée du niveau marin relatif n'est plus assez rapide, on se retrouve dans une configuration de géométrie aggradante et très vite progradante. Enfin, lorsque le niveau marin relatif baisse et que les apports sédimentaires sont supérieurs à la création d'accommodation, les dépôts vont alors présenter une géométrie progradante (Figure 43).

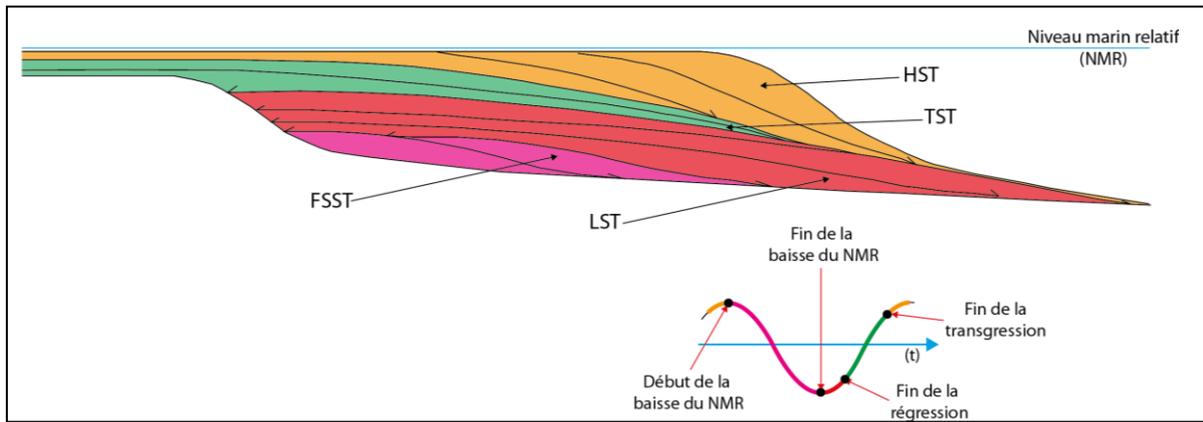


Figure 43 : Géométrie des cortèges de dépôts durant les différentes phases de variation du niveau marin relatif.

L'analyse de l'évolution et de la migration des points de rupture de pente des cliniformes (offlap break) constitue une autre méthode pour décrire la migration de la ligne de côte et des systèmes sédimentaires dans le temps (Figure 44, Figure 45-A).

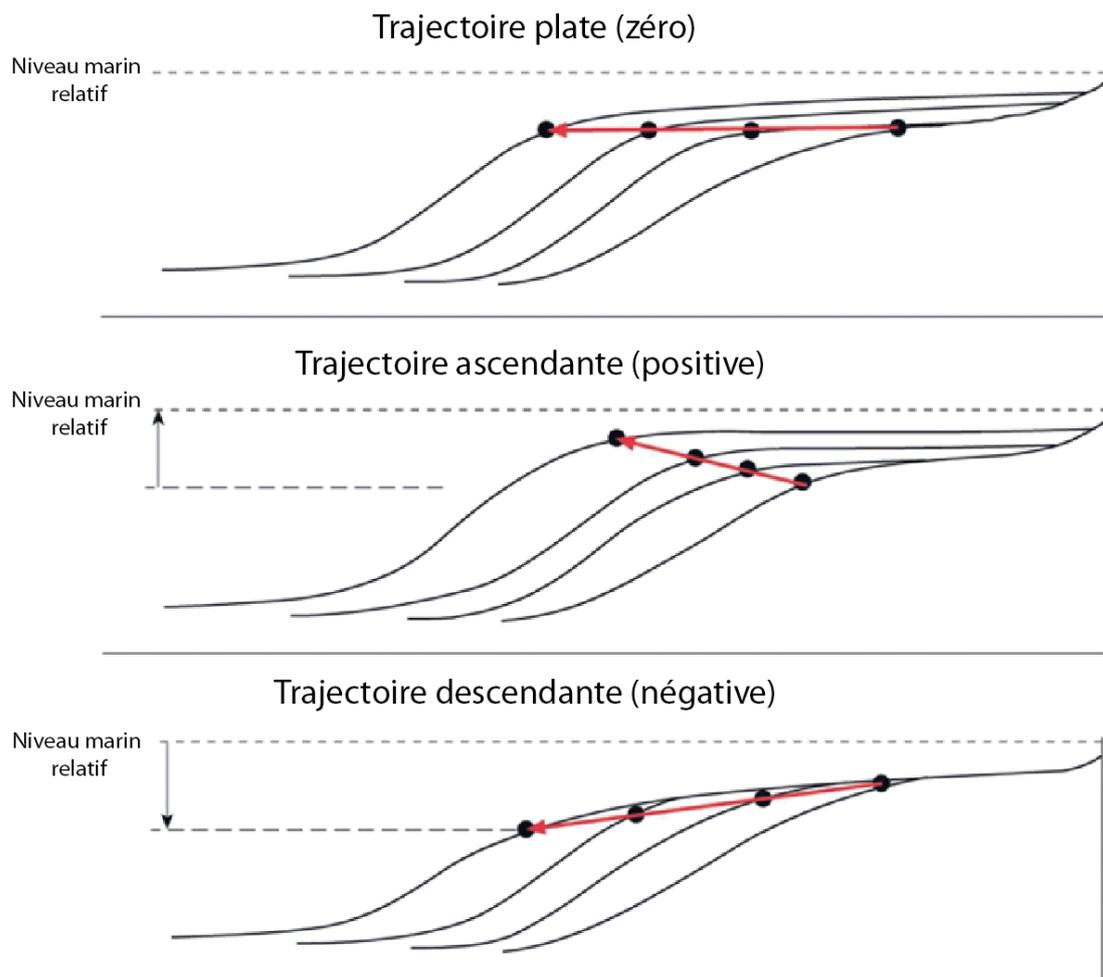


Figure 44 : Trajectoire de l'offlap break défini par les positions successives de ce dernier et traduisant les variations du niveau marin relatif (modifié d'après Steel et Olsen, 2002).

La position de l'offlap break constitue le point le plus aisément cartographiable des cliniformes. Sa trajectoire fournit des informations importantes sur les variations du niveau marin relatif mais également sur le rapport entre l'accommodation et la sédimentation. Certains auteurs considèrent que le suivi des offlap breaks est une méthode plus pertinente que la stratigraphie sismique pour caractériser les systèmes progradants (Helland-Hansen et Hampson, 2009) car cette méthode permet d'étudier le système progradant dans sa continuité et d'identifier les variations subtiles au sein des cortèges de dépôt.

Ainsi, la seconde étape de l'analyse de l'architecture sismique va se baser sur (1) l'analyse de l'évolution de l'offlap break des différents cliniformes observés en sismique (Figure 45-A) et (2) sur la visualisation de l'évolution de la géométrie des corps progradants dans le temps en générant des sections horizontales obtenues par translation d'horizon (*horizon slices*) (Figure 45-B).

La méthode de l'« *horizon slicing* » consiste à recouper un cube sismique par des surfaces considérées comme horizontales au moment du dépôt. De façon pratique, on recoupe en général par des surfaces déduites par translation d'un horizon régional interprété comme proche de la paléohorizontale de l'intervalle qu'on souhaite imager. Dans notre cas, c'est l'horizon « Top Tordillo » qui est horizontalisé et pris comme référence (interprété comme déposé à l'horizontale : datum) et qu'on va traduire à plusieurs reprises de plusieurs centaines de millisecondes afin de recouper les progradations de la formation de la Vaca Muerta. Pour chaque translation, une carte d'amplitude est générée pour être analysée. Cette méthode permet de visualiser, en carte, l'évolution des directions de progradation et de définir la répartition géographique des différentes unités.

L'angle d'inclinaison des cliniformes est également calculé pour voir si ces derniers sont constants ou évoluent dans le temps. Pour cela on utilise, dans un premier temps, le log *sonic* pour convertir les épaisseurs exprimées en temps en épaisseurs exprimées en mètres. Puis, on calcule l'angle d'inclinaison par le calcul de l'arc-tangente de l'épaisseur sur la distance horizontale.

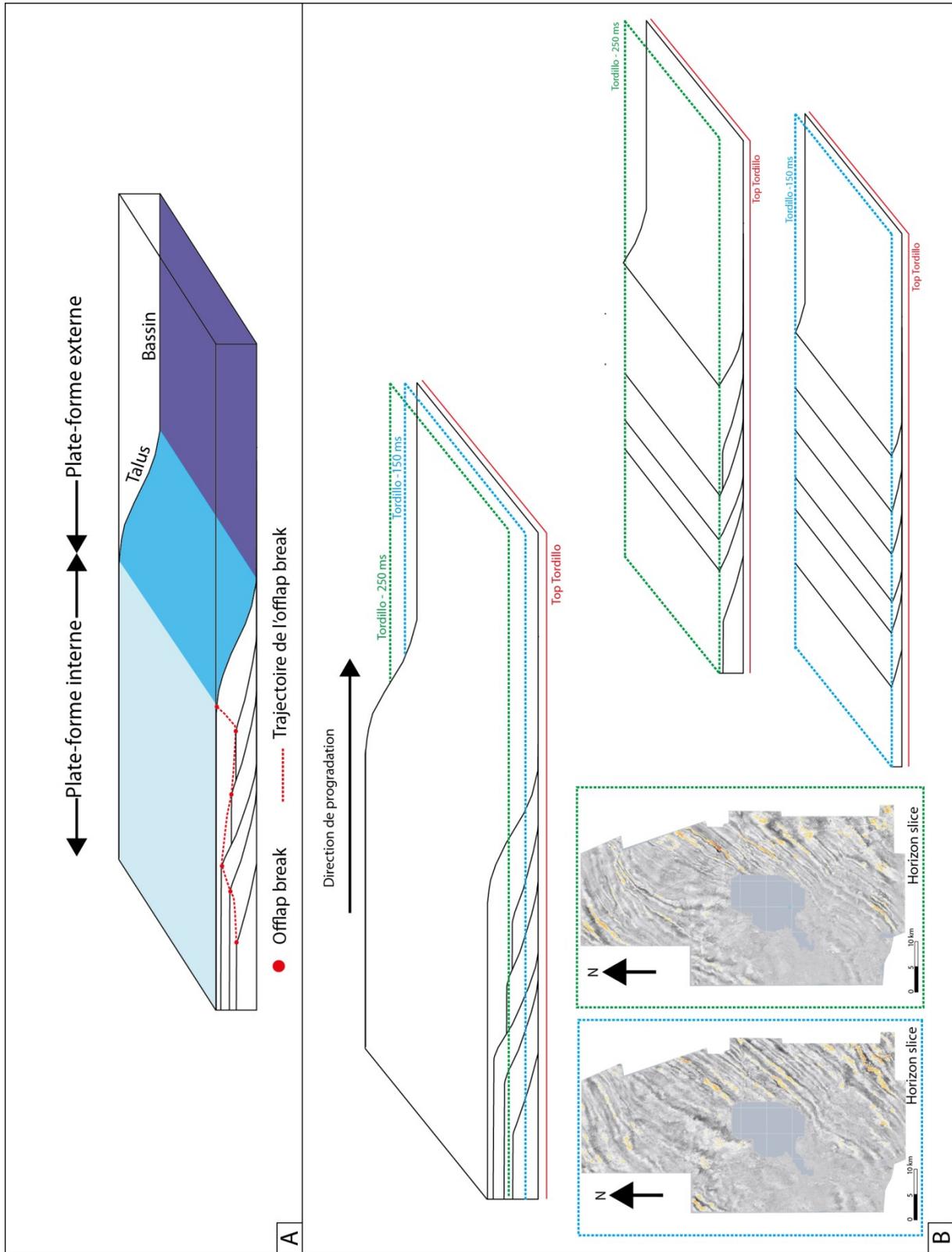


Figure 45 : Analyse de l'évolution des progradations par la méthode de l'analyse de la migration de l'offlap break des clinofformes (A) et par l'interprétation des cartes d'amplitude par la méthode de la translation de l'horizon « Top Tordillo » (B).

2.3.2. Caractérisation structurale

Ce travail permet de caractériser les différents éléments structuraux visibles sur notre jeu de données sismiques. Il s'agit essentiellement de failles et de glissements gravitaires. Pour cela, on utilise l'attribut sismique « *dip* » et la méthode du découpage en « *proportional slices* ». On génère également des cartes de cohérence afin de voir la répartition spatiale des différentes structures.

L'attribut sismique « *dip* » correspond à un pseudo pendage calculé par le logiciel d'interprétation sismique par approximation d'une vitesse forfaitaire. Il correspond à l'angle entre un plan horizontal et l'inclinaison maximale de chaque surface échantillonnée.

« *Le proportional slices* » correspond au découpage régulier d'un intervalle en plusieurs sous-intervalles (*slices*) de même épaisseur (*iso-proportionnel*).

La cohérence sismique correspond à un attribut sismique qui permet de comparer les ressemblances entre deux traces sismiques voisines.

Dans un second temps, les structures caractéristiques sont combinées aux résultats de stratigraphie sismique afin de voir s'il existe un lien génétique.

2.3.3. Calage de la lithologie sur un puits de référence

L'objectif de cette partie de l'étude est de contraindre et comprendre l'organisation stratigraphique des faciès riches en matière organique par rapport aux géométries mises en évidence par l'interprétation sismique. Pour cela, nous disposons des diagraphies de Gamma-Ray spectral et de Gamma-Ray corrigé ainsi que du log de carbone organique total (TOC, acronyme usuel de l'anglais Total Organic Carbon) d'un puits localisé dans la partie sud de la zone d'étude. Le calage temps-profondeur a été effectué par les géophysiciens de la compagnie TOTAL.

3. Géométries sismiques de la formation de la Vaca Muerta dans le périmètre de la zone d'Aguada Pichana

Plusieurs profils sismiques ont été sélectionnés pour caractériser l'architecture sismique de la formation de la Vaca Muerta (Figure 46). Une carte d'amplitude vers le milieu de l'intervalle progradant, extraite par la méthode du « *proportional slicing* », montre une direction générale de progradation vers le NW (Cf. Figure 45). Le choix de l'orientation du profil type s'est fait

en fonction de cette direction de progradation et de la disponibilité des données sismiques, de façon à recouper le maximum d'unités de dépôt. Sur le profil type toutes les séquences sédimentaires sont recoupées. Néanmoins d'autres profils d'orientation N-S ou E-W permettent de compléter les différentes observations faites à partir du profil type.

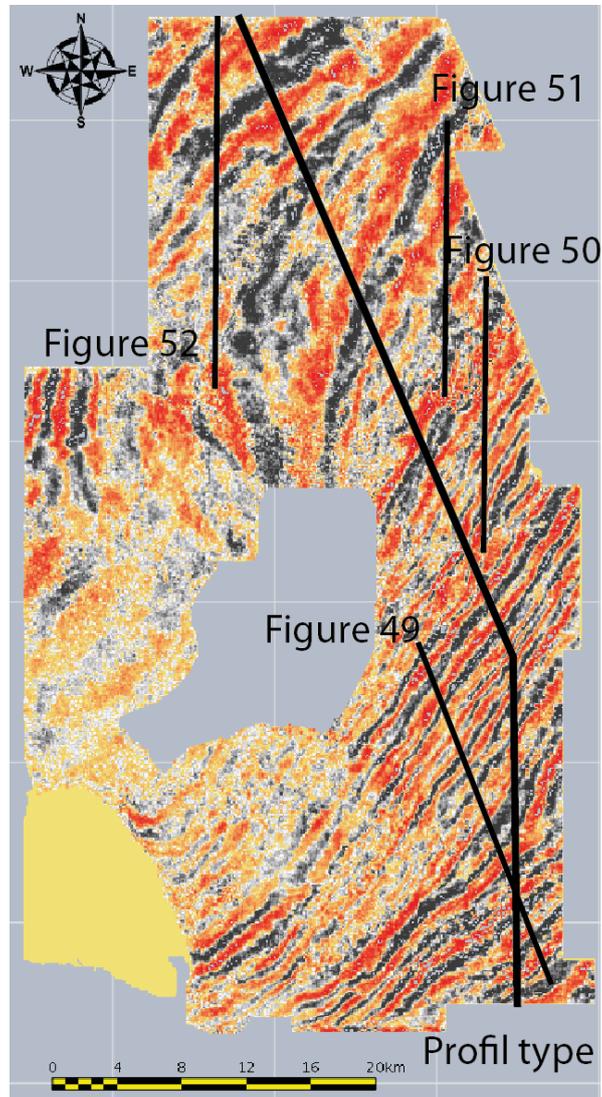


Figure 46 : Position des profils sismiques sélectionnés pour caractériser l'architecture sismique de la zone d'étude. Carte d'amplitude soulignant les directions de progradations.

3.1. Les séquences sismiques

L'analyse de stratigraphie sismique réalisée sur le bloc 3D d'Aguada Pichana a permis la l'indentification de 4 séquences sismiques (séquence I à IV) et de la partie proximale d'une cinquième séquence (séquence V). Chaque séquence se caractérise par les cortèges qui la composent, son extension latérale ainsi que son amplitude verticale et sa migration. Chacune

de ces séquences est composée de quatre cortèges sismiques qui sont fonction du rapport entre la sédimentation et l'espace disponible (Figure 47). Il s'agit du prisme de régression forcée (FSST), du cortège de bas niveau marin (LST), du cortège transgressif (TST) et du cortège de haut niveau marin (HST).

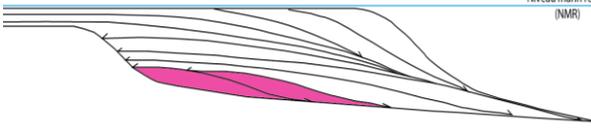
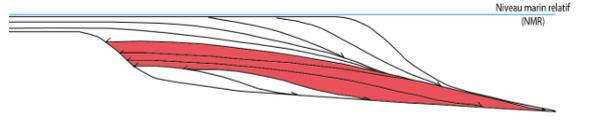
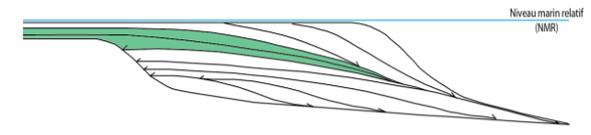
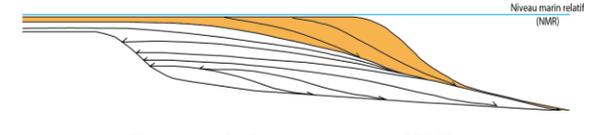
Cortèges de dépôt	Rapport accommodation/sédimentation	Caractéristique de l'architecture stratigraphique
 <p>Prisme de régression forcée (FSST)</p>	$A/S < 0$	Progradation forcée
 <p>Prisme de bas niveau (LST)</p>	$0 < A/S < 1$	Progradation puis aggradation
 <p>Prisme transgressif (TST)</p>	$A/S > 0$	Rétrogradation
 <p>Prisme de haut niveau (HST)</p>	$0 < A/S < 1$	Aggradation puis progradation

Figure 47 : Les différents cortèges sismiques décrits dans la formation de la Vaca Muerta.

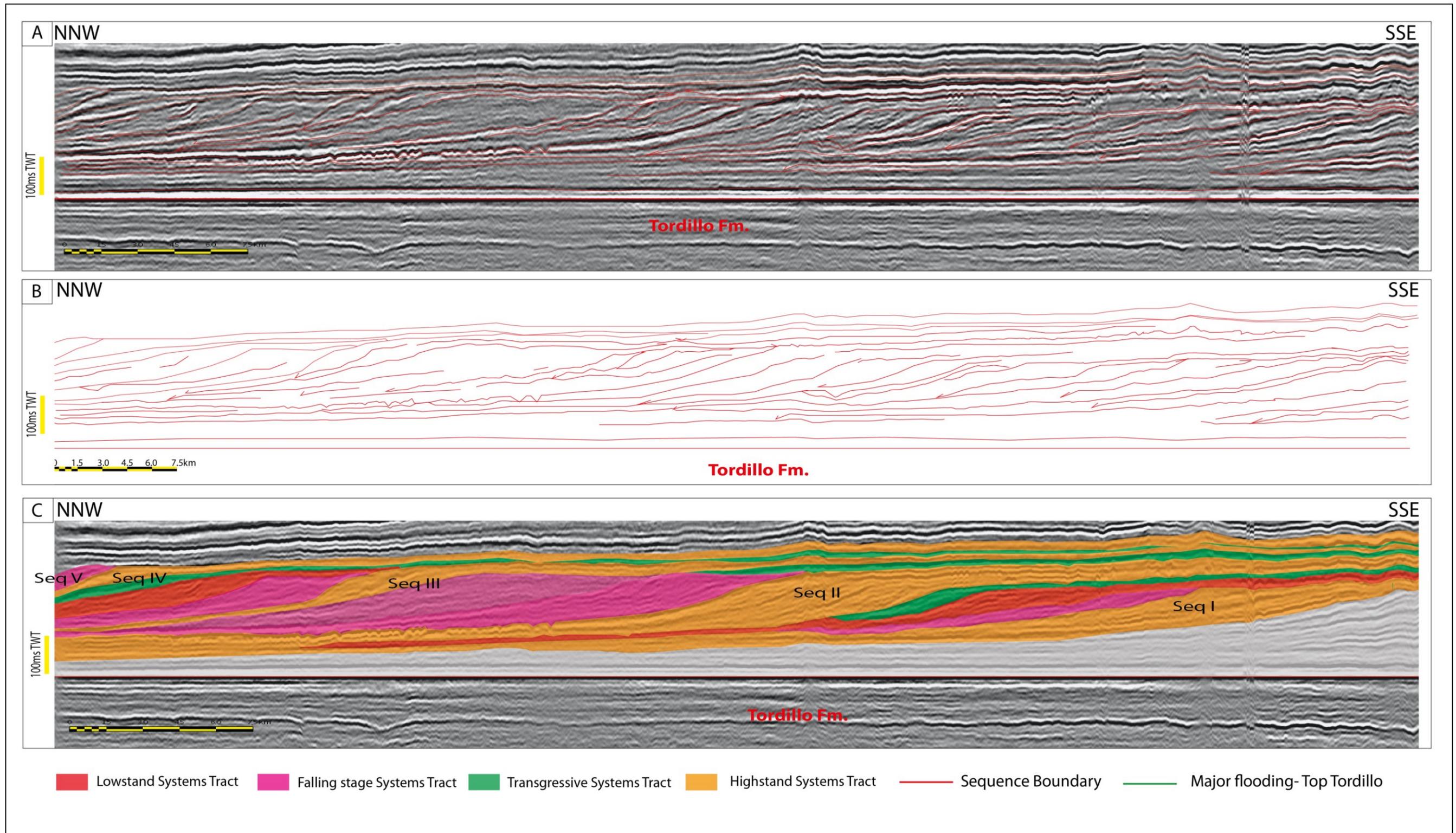


Figure 48 : Les grandes séquences sismiques et les cortèges de dépôts associés reconnus sur le profil type. A. Profil sismique avec *line drawing* des principaux réflecteurs sismiques. B. *Line drawing* du profil type. C. Individualisation des séquences sismiques et découpage en cortège de dépôt..

3.1.1. La séquence I

Bien que la limite inférieure de cette séquence reste difficile à définir du fait de sa position à la limite d'extension du cube sismique vers le sud-est (Figure 48), le sommet de la formation du Tordillo, connu et calibré par des données de puits, permet de donner un cadre séquentiel un peu plus clair. Le début de la formation de la Vaca Muerta correspond à une inondation généralisée sur tout le bassin de Neuquén au Tithonien. En carotte, ce dépôt ne dépasse pas 50 cm. Il n'est donc pas forcément visible à cause de la résolution sismique. De plus, la localisation en position distale de notre zone d'étude rend difficile l'interprétation des premières réflexions.

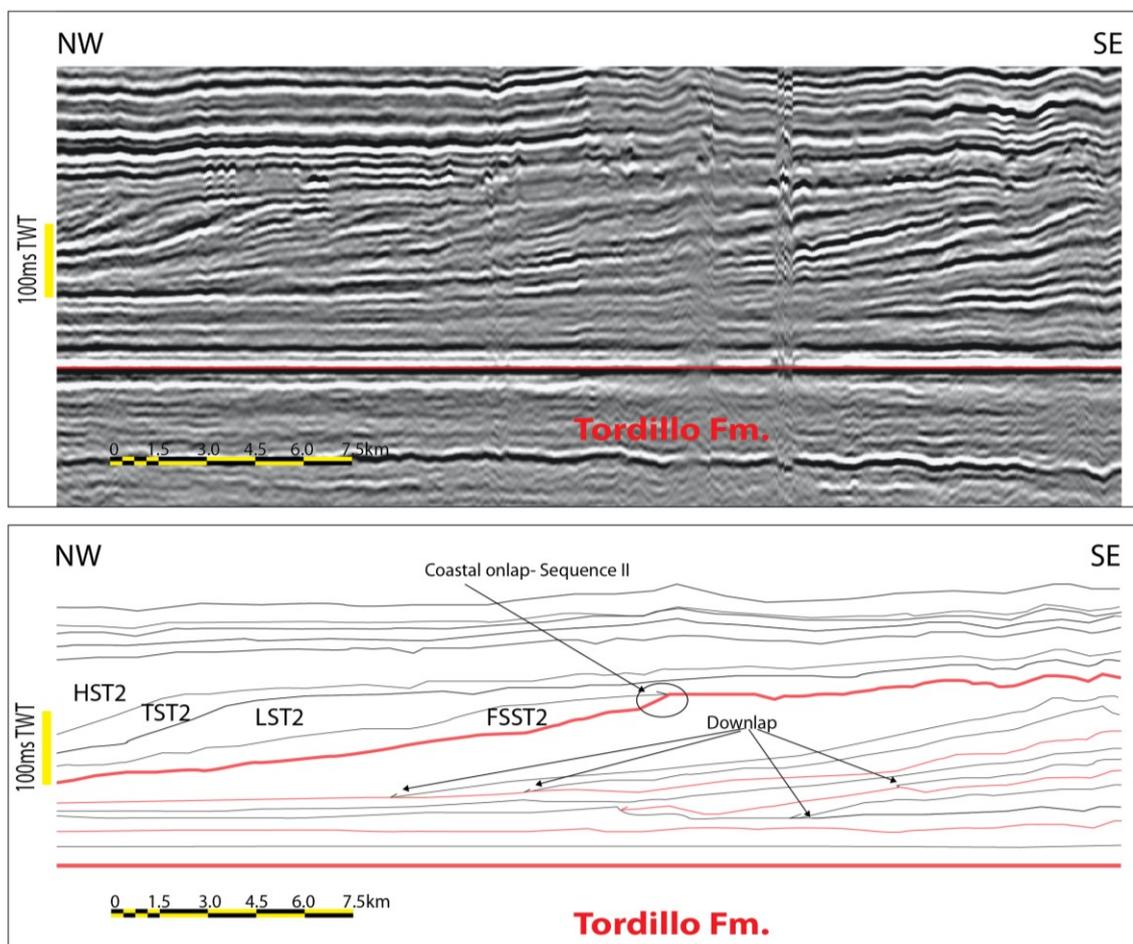


Figure 49 : Profil orienté SE-NW, dans la partie sud-est de la zone d'étude qui illustre les géométries identifiées au sein de la « séquence I » ainsi que les cortèges de dépôts identifiés au sein de la « séquence II ».

En revanche, plusieurs terminaisons sismiques (downlap) ont été identifiées. La position relative des différents downlaps identifiés peut être interprétée comme synonyme de géométries progradantes ou rétrogradantes (Figure 49). C'est pour cela que nous avons choisi

pour l'instant de ne pas interpréter les premiers réflecteurs de cette première séquence. La partie supérieure de cette séquence, mieux visible, montre un prisme légèrement aggradant et progradant pouvant être attribué au haut niveau marin.

3.1.2. La séquence II

Cette séquence débute par un onlap côtier, (Figure 48, Figure 49, Figure 50). Ce dernier, observable sur une quinzaine de kilomètres dans la partie sud-est de la zone d'étude, signe une régression forcée du système, traduisant une chute du niveau marin relatif. Ce prisme de régression forcée très peu développé est suivi par un prisme progrado-aggradant, plus étendu, interprété comme un LST. Au dessus, on observe un prisme rétrogradant, faiblement étendu vers le nord, attribué à l'intervalle transgressif. Lui succède un cortège de haut niveau épais et visible dans toute la zone d'étude montrant un caractère aggradant et progradant (Figure 48). Il correspond au prisme de haut niveau le plus étendu et le plus développé de notre zone d'étude (Figure 48, Figure 50). La limite supérieure de ce prisme de haut niveau montre une surface irrégulière qui sera détaillée plus loin (Cf. 2.3.2 Caractérisation structurale, page 128).

3.1.3. La séquence III

Cette séquence est marquée à sa base par la limite de séquence la plus claire observée sur ce cube sismique. Elle correspond à un réflecteur de forte amplitude qui souligne une incision dans la partie NE (Figure 50).

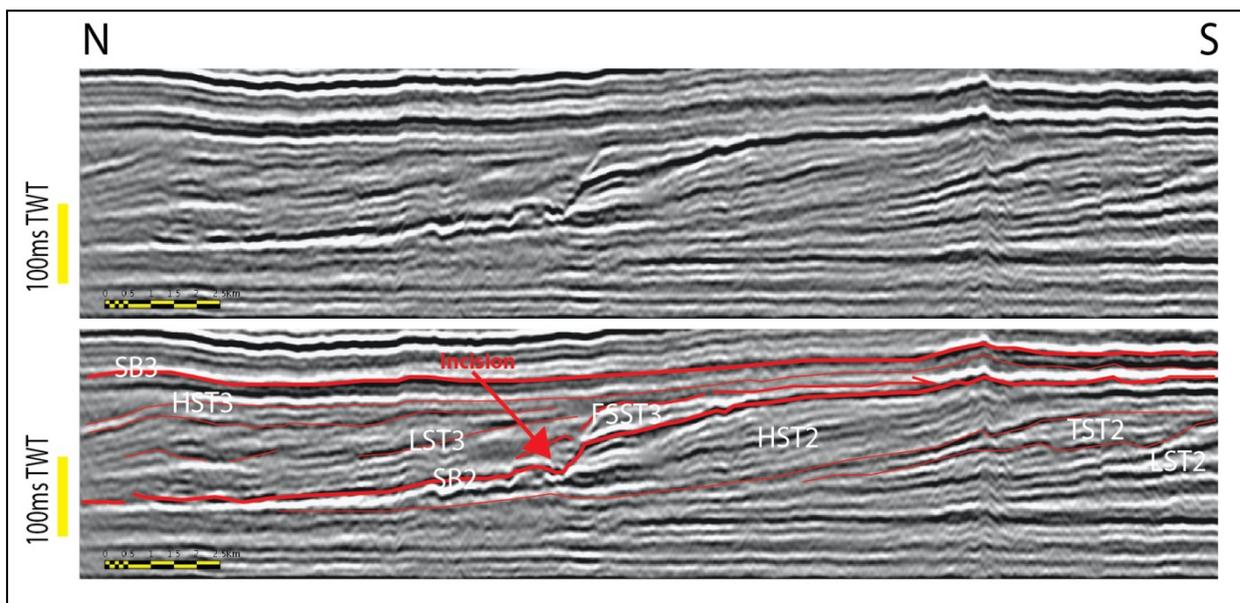


Figure 50 : Limite de séquence érosive, située à la limite de la séquence II et de la séquence III. Elle est observée dans la partie NE de la zone d'étude.

Au sein de cette séquence, on reconnaît un prisme de régression forcée marqué par un onlap côtier et une géométrie progradante, visible sur la coupe type (Figure 48) ainsi que dans la partie nord-est du cube sismique (Figure 50). Ce premier prisme est recouvert par un prisme de bas niveau marin (LST). Sur la coupe type, ce dernier n'est pas très bien visible et peut-être facilement confondu avec un second prisme de régression forcée (Figure 48). En revanche, le profil sismique N-S situé dans la partie est de la zone d'étude (Figure 51) souligne bien la géométrie progradante puis aggradante de ce prisme de bas niveau (LST 3) qui atteste d'une hausse du niveau marin relatif au niveau de la ligne de côte. Au dessus, la coupe type montre un prisme transgressif, reconnaissable à sa géométrie rétrogradante. Lui succède un cliniforme aggradant avec une composante progradante interprété comme un prisme de haut niveau marin. La partie supérieure de ce HST n'est pas claire car certains profils montrent un onlap qui suggérerait l'appartenance de cette partie à la séquence suivante (Figure 51).

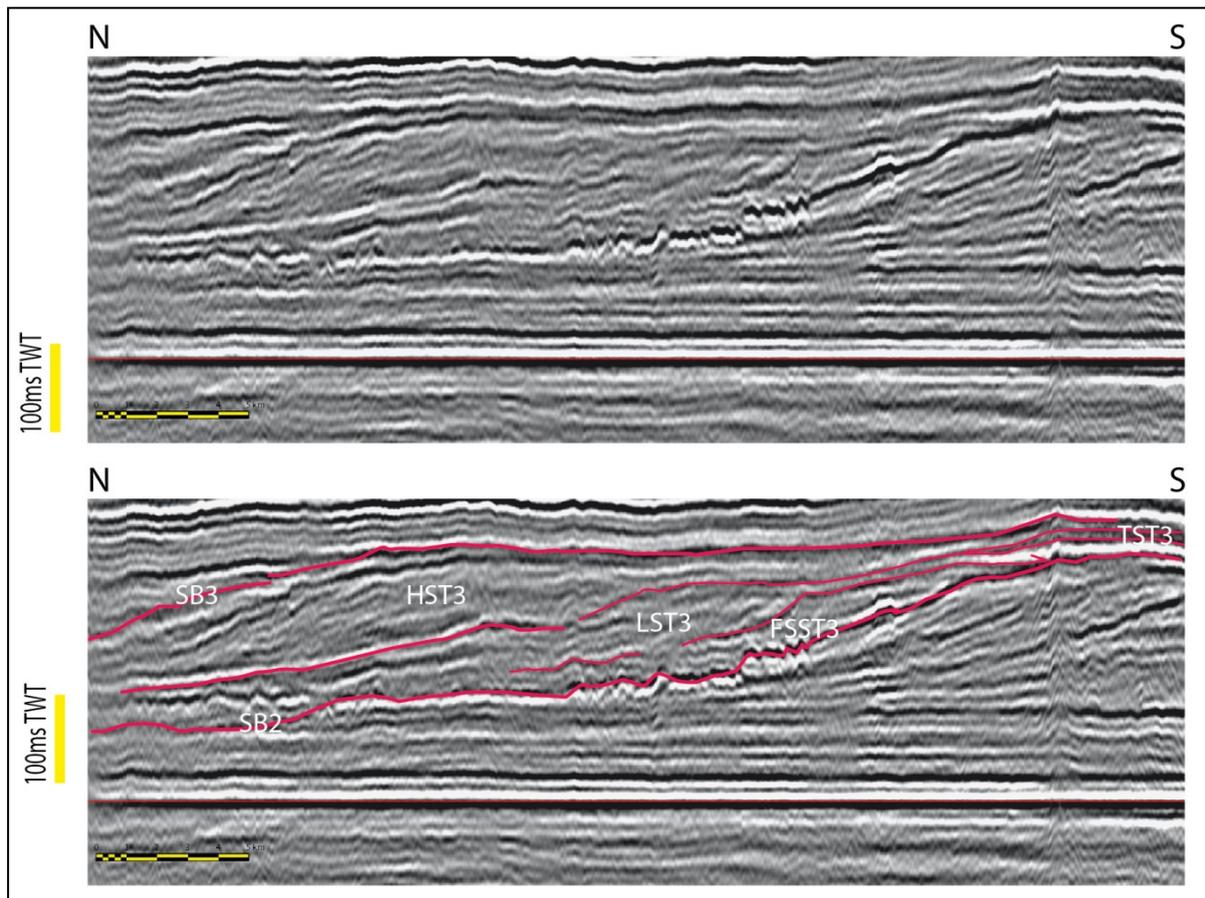


Figure 51 : Profil orienté N-S illustrant les différents cortèges de dépôts reconnus au sein de la « séquence III ».

3.1.4. La séquence IV

Elle débute par un onlap côtier (Figure 48, Figure 52) et un prisme progradant interprété comme un prisme de régression forcée qui indique une chute du niveau marin relatif. Ce prisme de régression forcée est recouvert par un prisme avec une composante progradante et aggradante qui correspond à un LST. Au dessus, l'intervalle transgressif est très peu développé et correspond à deux réflexions de forte amplitude sur la coupe type (Figure 48). Ces réflecteurs sont parallèles et discontinus par endroits donnant un aspect érodé à ce corps (Figure 48). Dans la partie nord-ouest, ce TST montre un léger épaissement. Au dessus, on retrouve un prisme aggradant et progradant, visible dans toute la zone d'étude. Il est néanmoins mieux développé dans la partie NW (Figure 52).

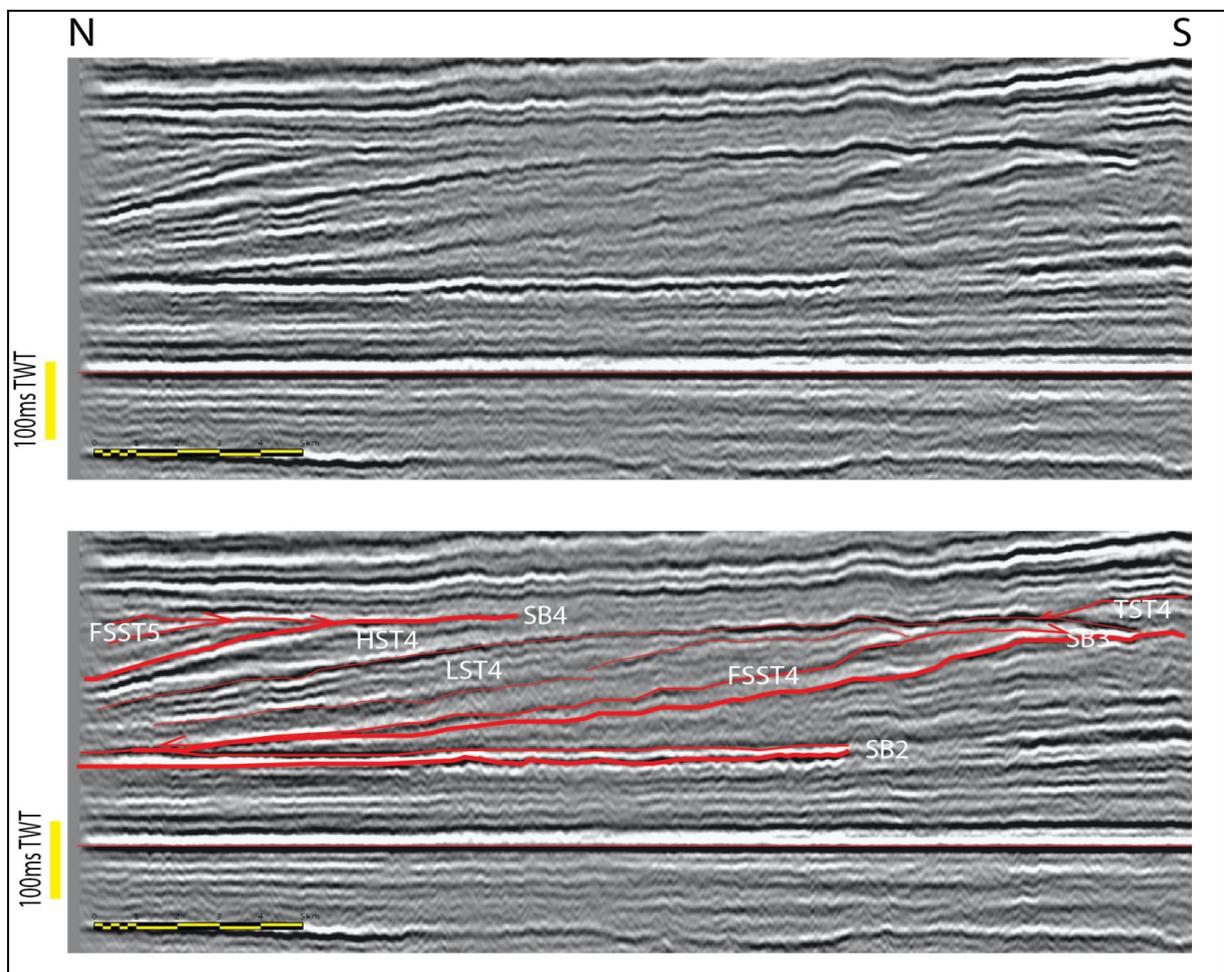


Figure 52 : Profil orienté N-S illustrant les cortèges de dépôt identifiés dans la séquence IV ainsi que les deux onlaps côtiers successifs de la séquence V. Ce profil met en évidence également les limites de séquences II, III et IV.

3.1.5. La séquence V

Du fait de l'extension du bloc sismique, cette séquence n'est observée qu'en partie. Elle débute par deux onlaps successifs ([Figure 52](#)) qui soulignent un prisme de régression forcée visible dans la partie nord-ouest de la zone d'étude. On retrouve au dessus une série de réflexions parallèles dont la visibilité vers l'ouest est limitée par la disponibilité des données sismiques, rendant par conséquent l'interprétation impossible.

En résumé, l'analyse de stratigraphie sismique de la zone d'étude a permis la reconnaissance de 5 séquences sismiques ([Figure 53](#)).

Pour la première séquence, seul le HST est bien visible. La base de la séquence n'a pas pu être subdivisée.

La séquence II se distingue par un HST très développé en comparaison avec les autres cortèges de dépôt.

Le sommet du HST II et la base du FSST III montrent en position distale une surface ondulée et plissée qui sera analysé plus loin ([Cf. 2.3.2 Caractérisation structurale, page 128](#)).

La séquence III se caractérise par un prisme de régression forcée ainsi qu'un LST très bien développé. Le TST III est très bien observé dans tout le bloc sismique. Le HST est peu développé.

La séquence IV se caractérise par une phase de régression forcée très développée en comparaison des autres cortèges de dépôt.

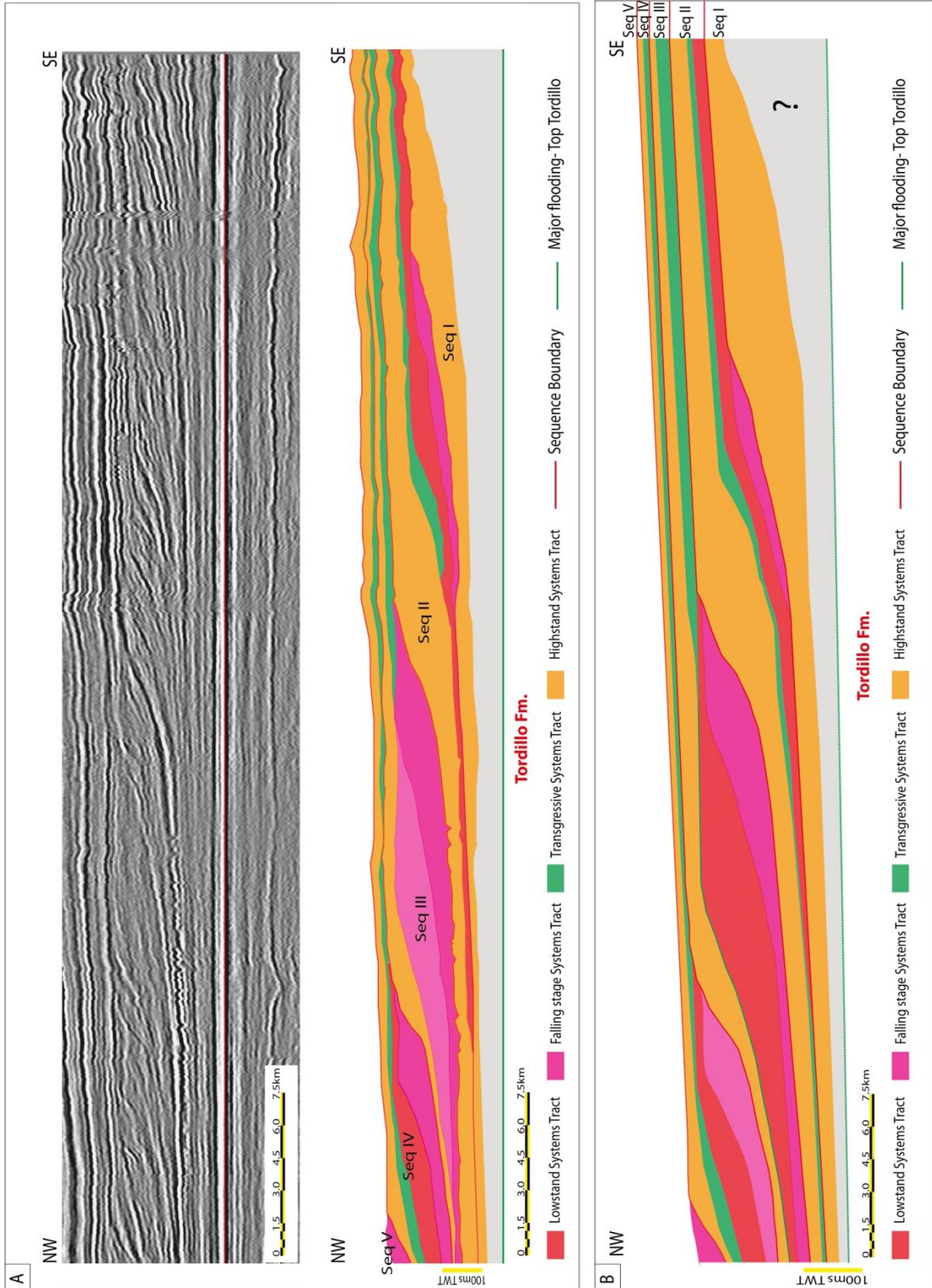


Figure 53 : Figure synthétique des séquences sismiques reconnues dans la zone d'étude à partir du profil type. A. *Line drawing* des séquences sismiques. B. Représentation simplifiée des séquences sismiques reconnues.

3.2. Evolution des progradations dans le temps et dans l'espace

3.2.1. Variation du cycle d'accommodation et géométrie des corps progradants

La variation du taux d'accommodation est interprétée par la quantification des caractéristiques géométriques (Figure 54) de chaque séquence de dépôt et par l'analyse de l'évolution des offlaps breaks (Figure 55).

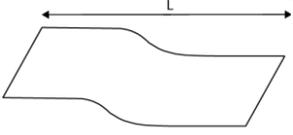
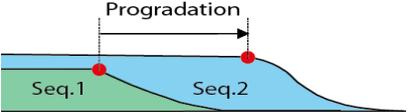
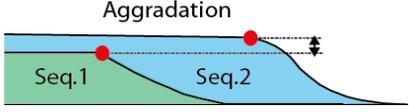
<i>Séquences</i>	<u><i>Séquence I</i></u>	<u><i>Séquence II</i></u>	<u><i>Séquence III</i></u>	<u><i>Séquence IV</i></u>
 <i>Extension longitudinale (km)</i>	> 60 km	> 60 km	> 60 km	> 60 km
 <i>Amplitude verticale (ms TWT)</i>	>100 ms	160 ms	160 ms	150 ms
 <i>Progradation (km)</i>	> 10 km	18 km	20 km	12 km
 <i>Aggradation globale (ms TWT)</i>	?	80 ms	40 ms	40 ms

Figure 54 : Quantification des caractéristiques géométriques relatives à chaque séquence sismique.

La trajectoire de l'offlap break des cliniformes montre une évolution globale avec deux grandes périodes dans l'évolution des dépôts de la formation de la Vaca Muerta (Figure 55):

- Une période caractérisée par un taux d'accommodation relativement important : cette période correspond au dépôt des « séquences I et II ». La « séquence I » ne permet pas une interprétation très détaillée (limites de la zone d'étude) mais son cortège de haut

- niveau marin montre une composante aggradante de l'ordre de 30 ms et une progradation de l'ordre de 12 km. La « séquence II » débute par un cortège de régression forcée qui atteste d'une chute du niveau marin relatif mais l'évolution globale de cette dernière montre une trajectoire de l'offlap break ascendante attestant d'une augmentation de l'espace disponible. Le cortège de haut niveau marin montre une composante aggradante également importante. Elle est de l'ordre de 80ms et une progradation de l'ordre de 8 km.
- Une période caractérisée par un taux d'accommodation relativement moyen à faible en comparaison de la période précédente: elle correspond aux « séquences III et IV ». Ces deux séquences débutent par des régressions forcées qui soulignent une chute du niveau marin relatif. Le début de la remontée du niveau marin est très mal imagé sur la coupe type mais les autres profils montrent une évolution semblable à celle de la « séquence IV ». Bien que de façon générale, la trajectoire de l'offlap break montre une évolution ascendante, les composantes aggradantes sont moins importantes que celles des « séquences I et II ». Ces dernières sont de l'ordre de 40 ms pour la « séquence III » et la « séquence IV » avec respectivement des progradations de l'ordre de 20 km et 12 km.

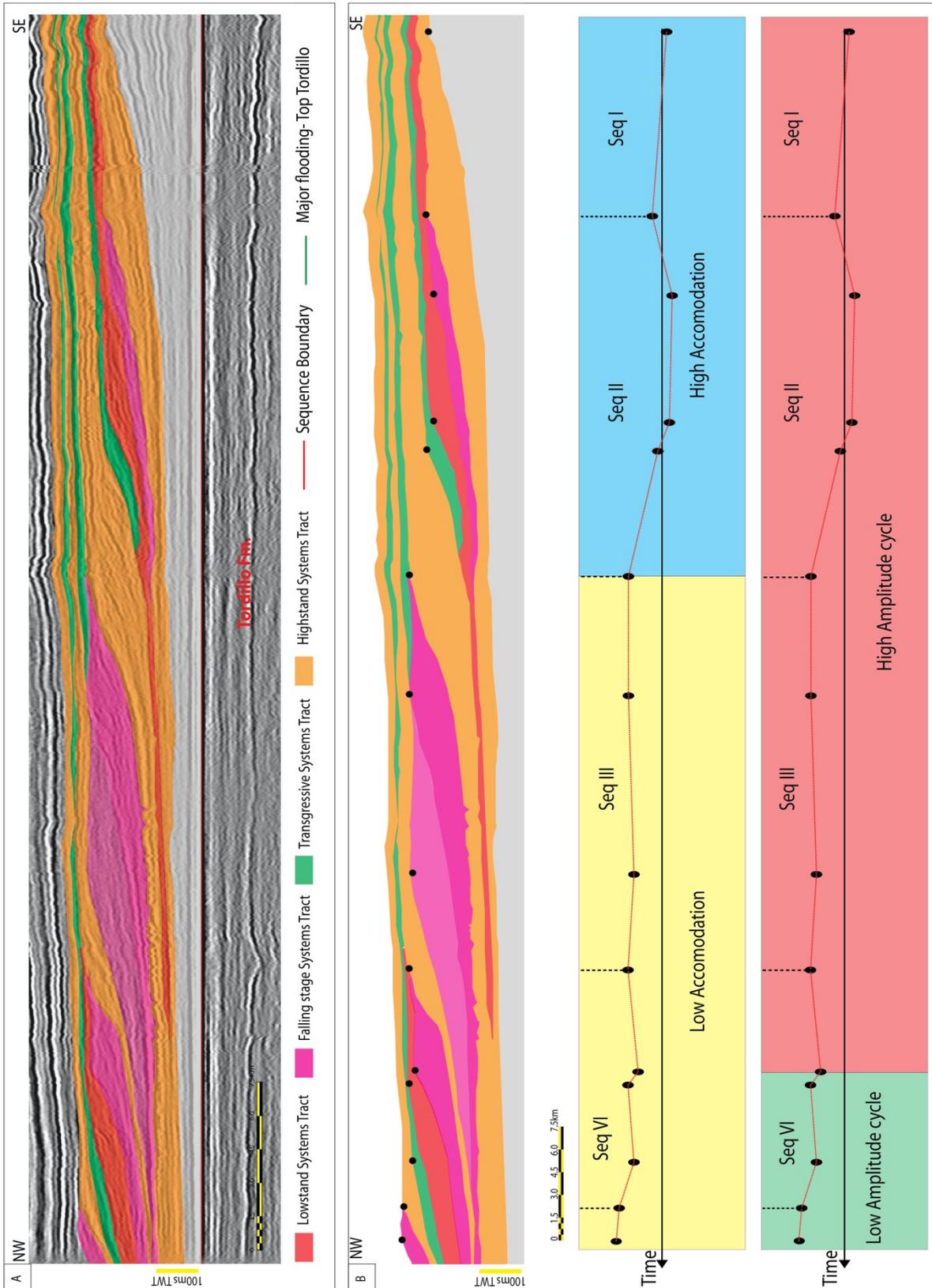


Figure 55 : Evolution de la trajectoire de l'offlap break à partir des séquences sismiques visibles sur le profil type. A. Profil type interprété. B. Position de l'offlap break sur le profil type interprété et mise en évidence des variations d'accommodation dans le temps.

Même si l'interprétation de la « séquence I » est difficile, la quantification de l'accommodation suggère une baisse vers le nord-ouest et un maximum de progradation enregistré lors du dépôt de la « séquence II ». L'amplitude de la progradation est également bien imagée grâce aux cartes isopaques de chaque séquence (Figure 56) qui montrent une migration des maxima d'épaisseur vers le nord-ouest. Ces cartes montrent également un changement de direction de progradation à partir de la « séquence III », avec une direction est-ouest (Figure 56 , flèches rouges).

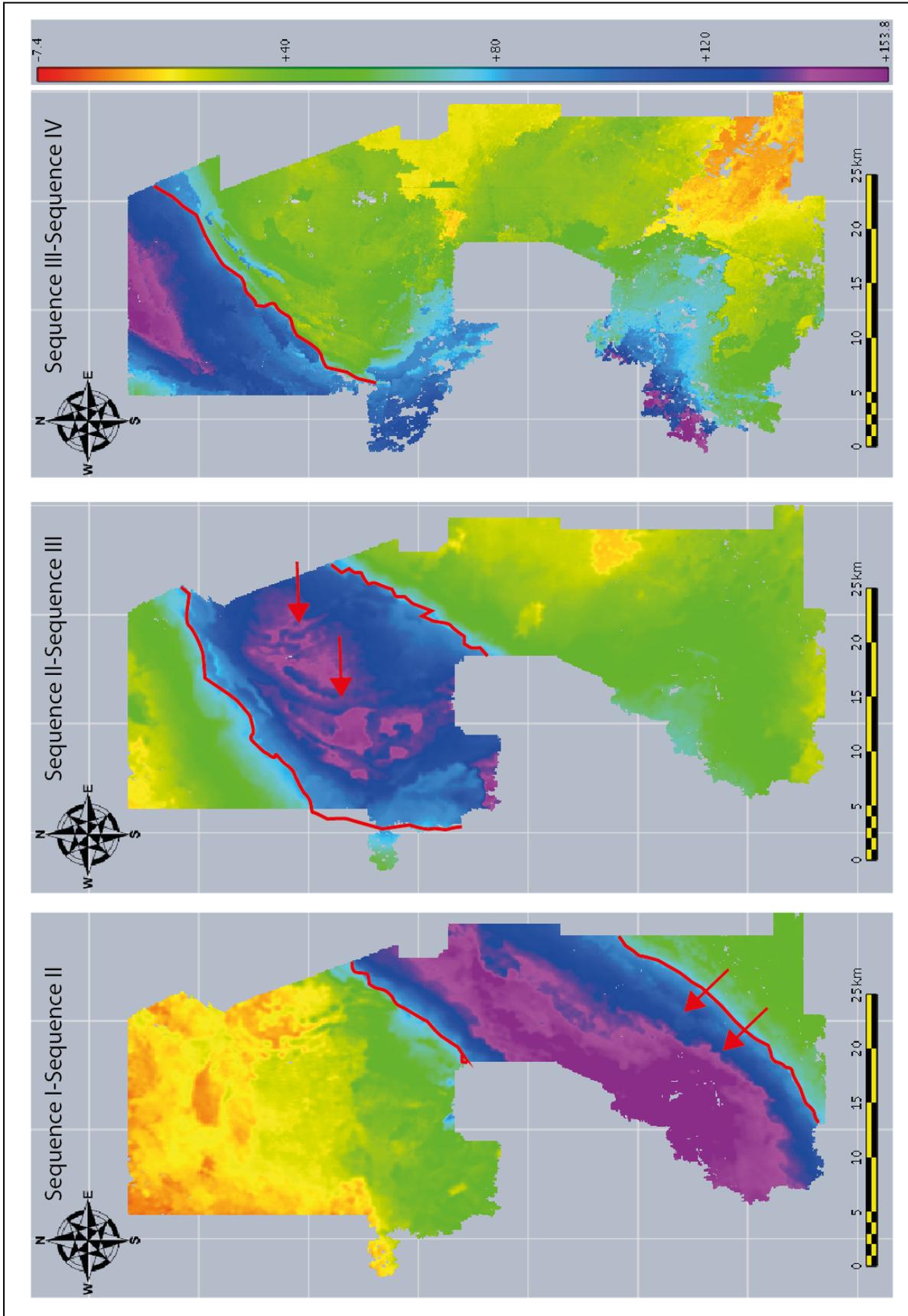


Figure 56 : Isopaques des séquences sismiques, soulignant les maxima d'épaisseur ainsi que le changement de direction de la progradation.

Sur la base de la géométrie et de l'angle d'inclinaison des clinofformes, deux types ont été identifiés.

- Les clinofformes de forme sigmoïdale : Ce sont les clinofformes les plus caractéristiques et les plus facilement reconnaissables en section sismique. Ils présentent une forme bombée et leur pente est de l'ordre de 2 à 2.5°. Ils caractérisent les phases progradantes des HST, les FSST ainsi que les LST.
- Les clinofformes obliques à sigmoïdes obliques : Ce sont des clinofformes qui présentent une inclinaison plus faible que pour le premier type. Ils ont une inclinaison qui ne dépasse pas les 1.5° et caractérisent les TST et quelques LST.

3.2.2. Variation des directions de progradation

Le suivi en carte de l'offlap break de chaque séquence sismique a permis de mettre en évidence la direction de progradation générale des clinofformes de la formation de la Vaca Muerta (Figure 57). Celle-ci montre une direction d'ensemble SE-NW, plaçant dans cette même direction les apports sédimentaires avec une source au SE.

Ce constat suggère une zone d'apport locale mais la forme rectiligne des clinofformes atteste d'une influence importante de la houle avec probablement un courant de dérive littorale qui distribue les sédiments parallèlement à la côte.

En parallèle, une visualisation plus détaillée des géométries de chaque séquence a été établie grâce à la méthode de translation de l'horizon « top Tordillo » (Figure 58). Cet horizon a été décalé vers le haut d'abord de 165 ms (Tordillo-165), puis 195 ms (Tordillo-195), puis de 210 ms (Tordillo-210), puis de 220ms (Tordillo-220), puis encore 240 (Tordillo-240) ms et enfin de 250 ms (Tordillo-250) afin de recouper toutes les géométries progradantes.

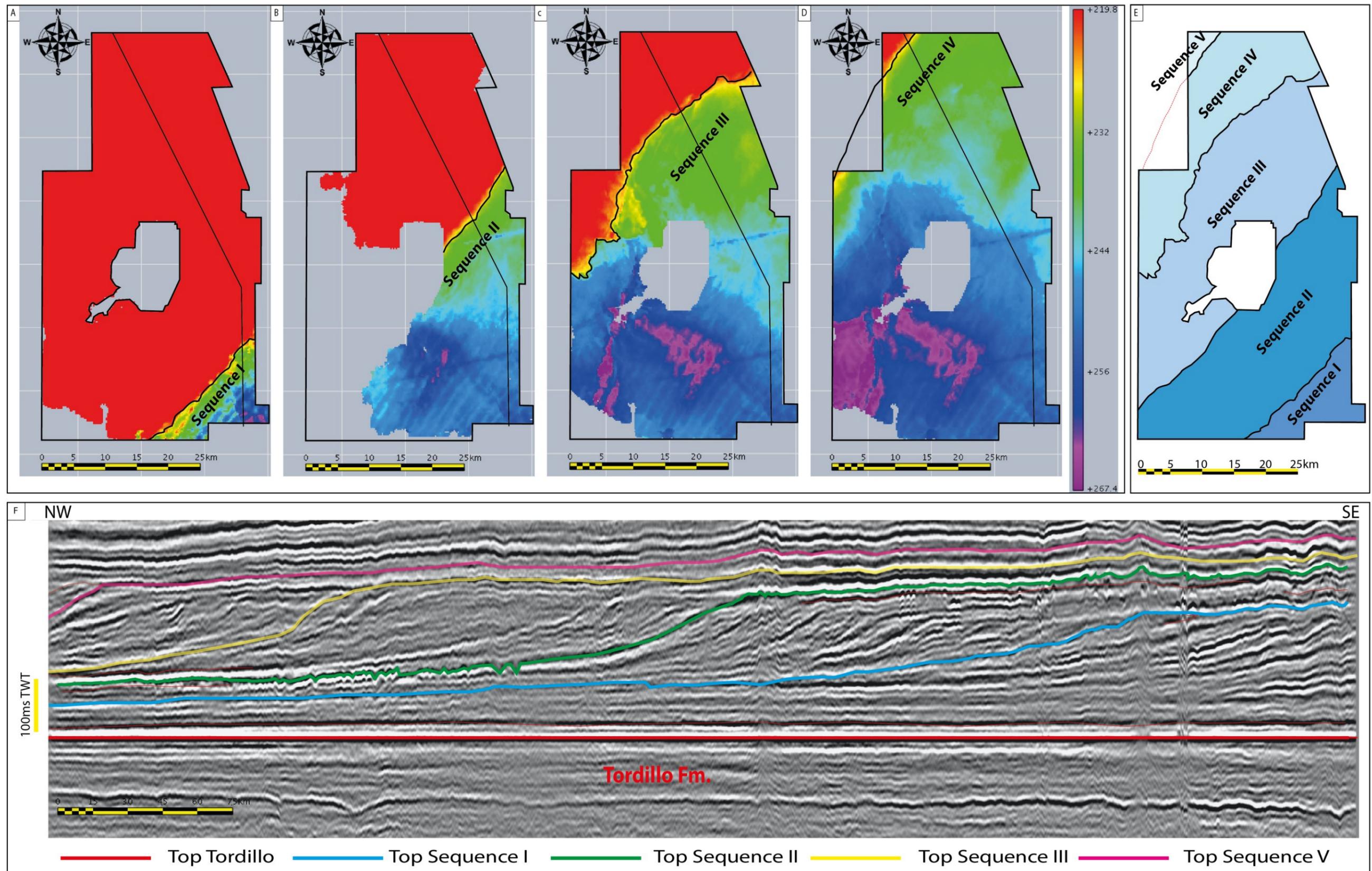


Figure 57 : Morphologie restaurée des quatre séquences sismiques au moment du dépôt (par rapport au Tordillo). Ces cartes soulignent l'emplacement de l'offlap break de chaque séquence (A, B, C, D). Ces cartes sont générées en prenant l'horizon « top Tordillo » comme référence et en calculant l'épaisseur entre ce dernier et chaque sommet de séquence (F).

La première carte d'amplitude du « T-165 » ([Figure 58-A & B](#)) souligne le caractère progradant déjà visible en section. Elle montre des progradations régulières et rectilignes au sein des deux premières séquences avec une direction de progradation vers le NW.

La carte d'amplitude du « T-195 » ([Figure 58-A & C](#)) confirme le caractère rectiligne et la direction de progradation des « séquences I et II ». A contrario, dans la « séquence III », on observe une légère rotation dans la direction de progradation.

Les cartes d'amplitude du « T-210 » et « T-220 » ([Figure 58-A, D & E](#)) montrent des géométries en arc de cercle au sein de la « séquence III » soulignant une direction de progradation qui tend vers le nord-ouest. La « séquence IV » montre également des géométries en arc de cercle avec toute fois une orientation vers l'ouest soulignant un mode de mise en place par compensations latérales de cette séquence par rapport à la précédente.

Les cartes d'amplitude du « T-240 » et « T-270 » ([Figure 58-A, F & G](#)) illustrent encore une fois les géométries en arc de cercle observées précédemment. Elles montrent également, dans la partie nord-est, l'existence de biseaux latéraux au sein de la « séquence III et IV » suggérant une localisation des dépôts centres de ces unités qui prennent une forme lobée et une mise en place par compensation.

Seule une toute petite partie de la « séquence V » est visible sur ces cartes. Il n'est donc pas possible de la caractériser précisément.

Les géométries en arc de cercle au sein de la « séquence III » et la « séquence IV » mettent en évidence le caractère de mise en place des séquences par compensation à l'image des lobes deltaïques (eg. Mississippi) et non pas en une série de monoclinaux successifs sur un profil « rectiligne » comme présentés par [Mitchum et Uliana \(1985\)](#) avec des données de sismique 2D. Ce type de géométrie suggère l'existence d'une source d'apport ponctuel continental se surimposant aux processus liés à une dérive littorale comme évoqué précédemment.

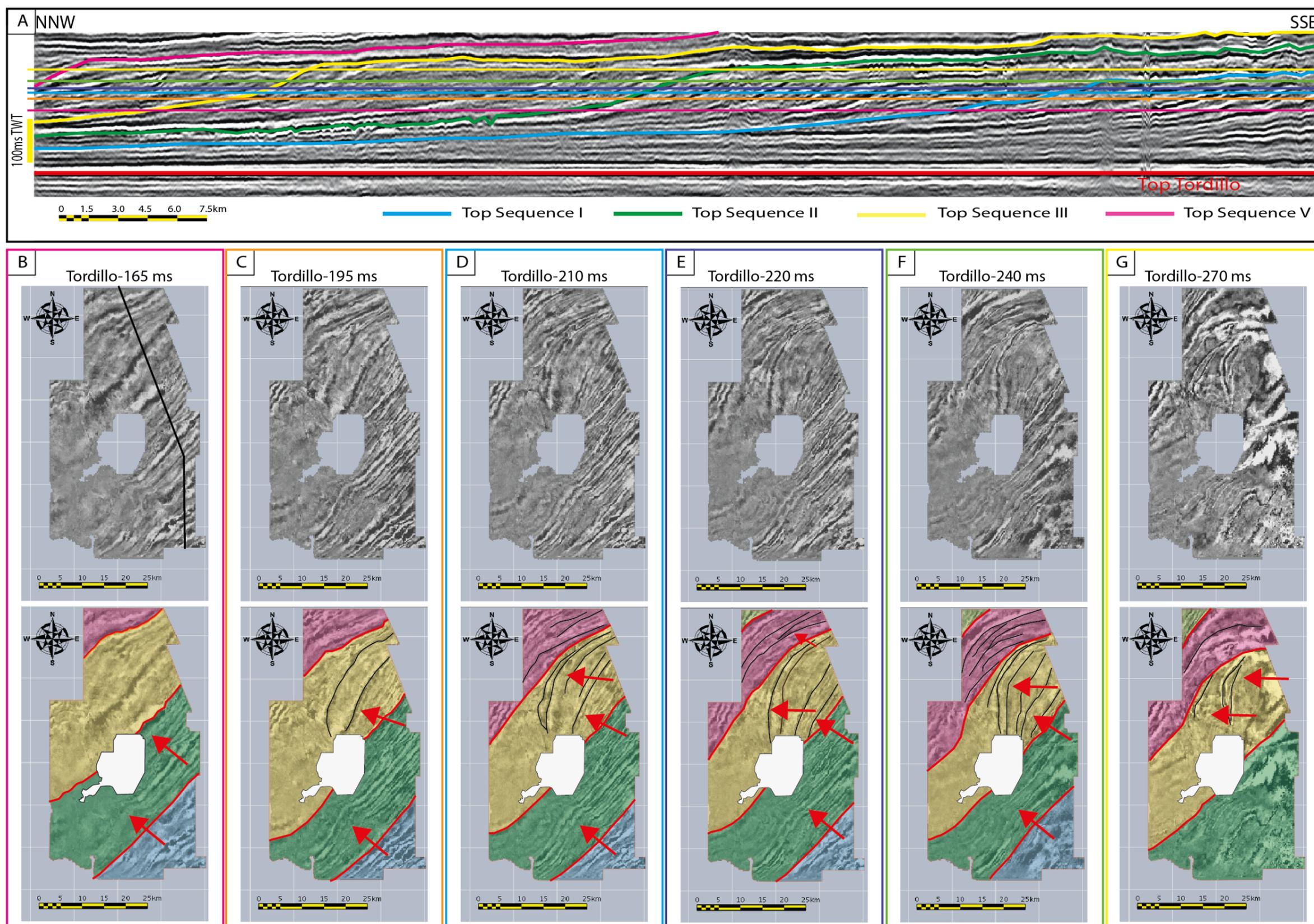


Figure 58 : Cartes d'amplitudes sismiques générées par la translation successive de l'horizon « Top Tordillo ». Ces cartes illustrent des progradations non rectilignes avec un changement de direction.

3.3. Les structures caractéristiques et leurs positions stratigraphiques

Les profils sismiques analysés précédemment ont mis en évidence l'existence d'une zone ondulée à la transition de la « Séquence II » et de la « Séquence III » (Figure 59).

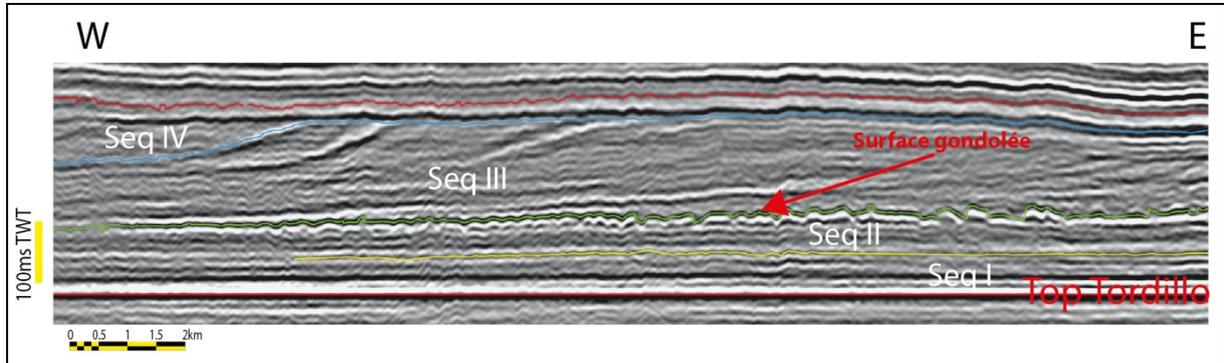


Figure 59 : Profil sismique E-W illustrant la surface ondulée (en vert) à la limite entre la « séquence II » et la « séquence III ». Le sommet du Tordillo est horizontalisé.

La carte en isochrone et le *dip* du sommet de la formation du Tordillo (Figure 60) montre l'existence de plusieurs éléments structuraux avec des réseaux de failles, des décrochements ainsi qu'une surface plissée dans la partie nord-est de la zone d'étude.

Cette carte montre également l'existence d'un dépôt-centre (creux topographique), localisé dans la partie sud de la zone d'étude, ainsi que des anomalies de vitesses interprétées comme des empreintes de monts carbonatés de la formation du Quintuco, dont la position stratigraphique est beaucoup plus haute que l'intervalle étudié dans ce chapitre.

Une étude récente menée dans la zone d'étude (Gangui et Grausem, 2014) décrit bien ces failles et leur origine. Ces auteurs soulignent l'existence d'une phase de compression WNW au Tithonien supérieur-Berriasien qui permet la réactivation de structures préexistantes (Cuyo et Pré-Cuyo) et l'importance de cette déformation dans le style structural de la formation de la Vaca Muerta.

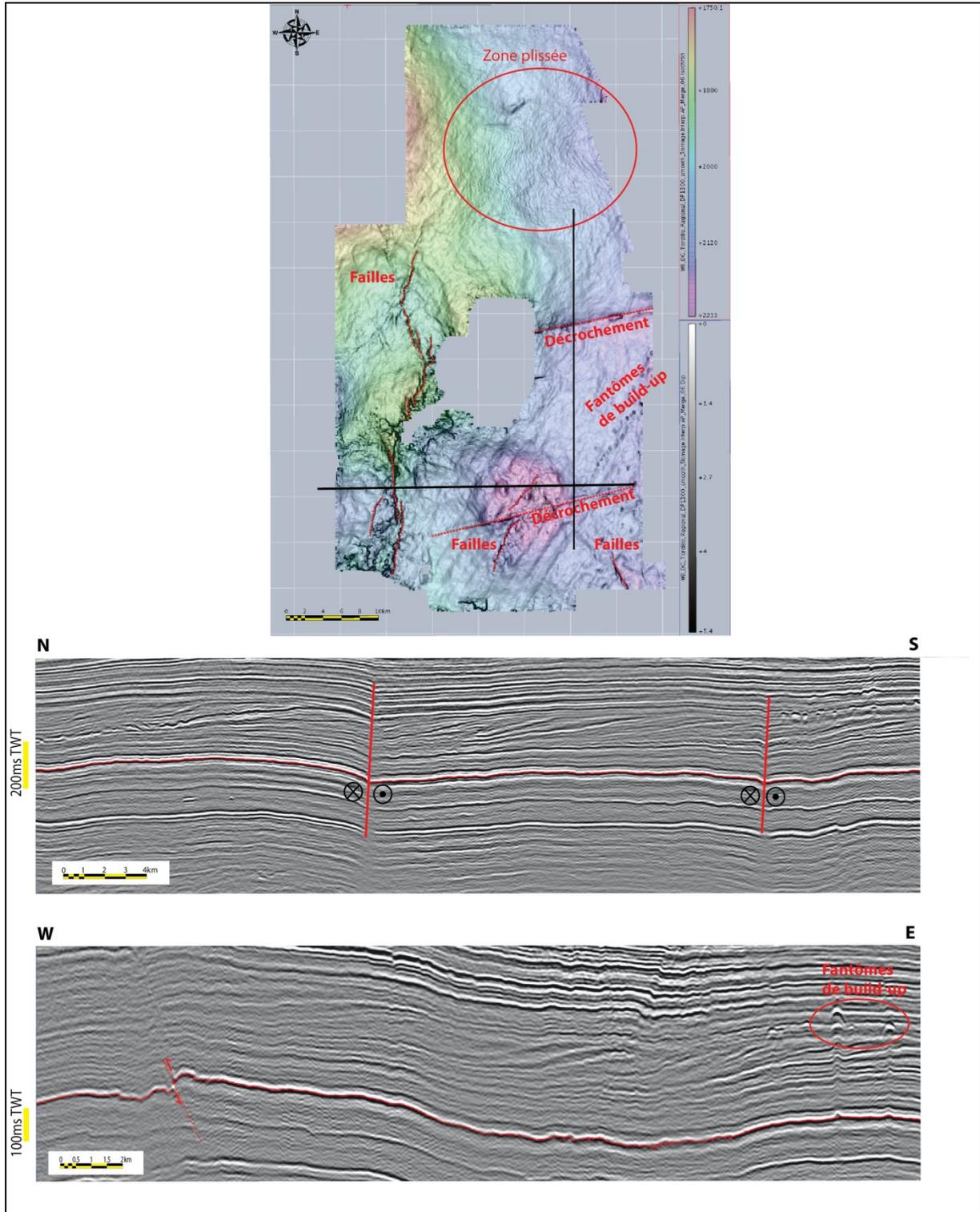


Figure 60 : Différents éléments structuraux repérés sur la carte en isochrone et *dip* du toit du Tordillo ainsi que l'illustration de certains de ces éléments en coupe. Le toit du Tordillo n'est pas horizontalisé.

L'observation détaillée du sommet de la « séquence II » montre qu'elle est affectée par une série des failles normales et inverses. Les réflexions affectées par ces failles sont discontinues illustrant un faciès perturbé (Figure 61).

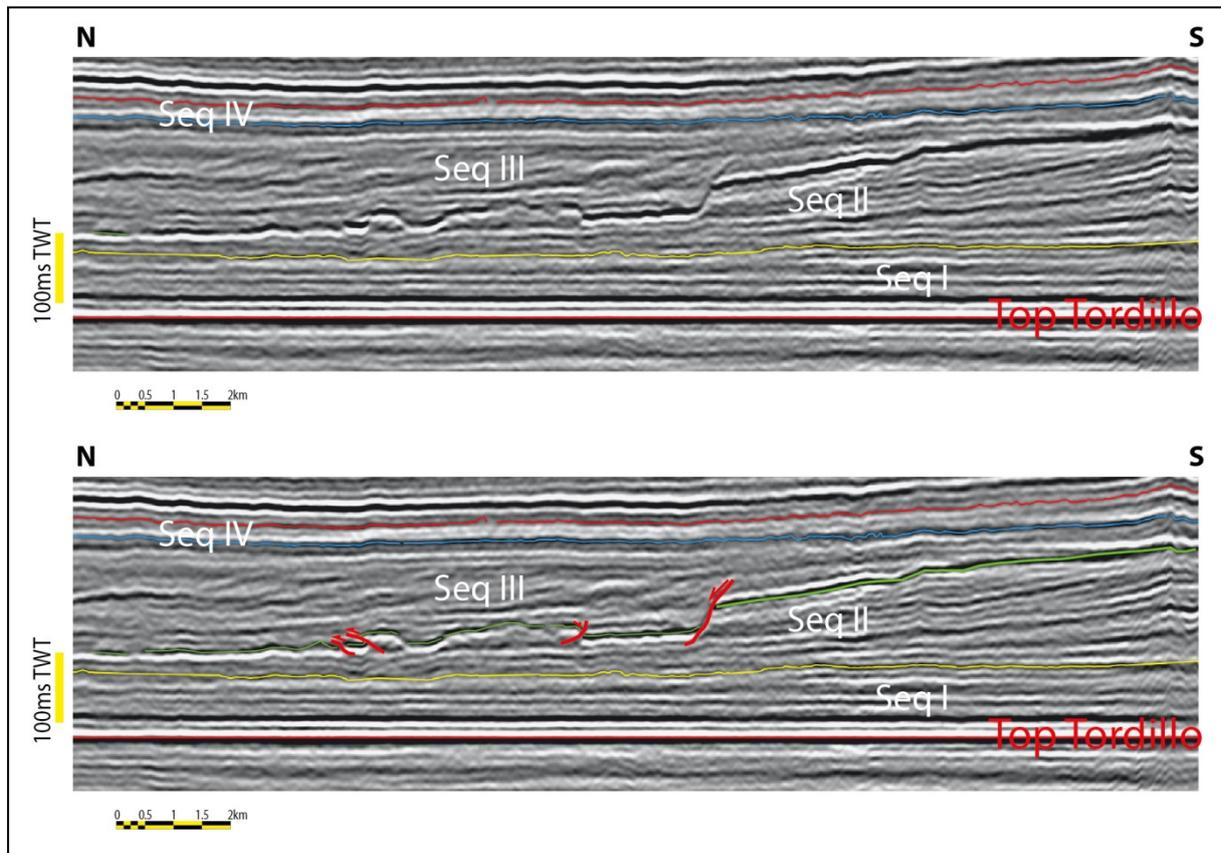


Figure 61 : Exemples de failles normales et inverses observées à la limite «séquence II-séquence III».

Le caractère chaotique du faciès sismique (*sensu* Mitchum et al., 1977, Part 6) ainsi que l'existence d'un front extensif en amont et un front compressif permet de proposer une origine gravitaire pour cet ensemble (slump). La vue cartographique de ce slump, à travers la carte de cohérence le long de l'horizon correspondant au sommet de la séquence II, montre son caractère localisé dans la partie nord-est avec une orientation générale est-ouest (Figure 62). En carte, ce glissement montre une extension longitudinale de plus de 17 km d'est en ouest et une quinzaine de kilomètres d'extension latérale. La rampe latérale sud est bien définie alors que celle du nord, n'est que partiellement délimitée.

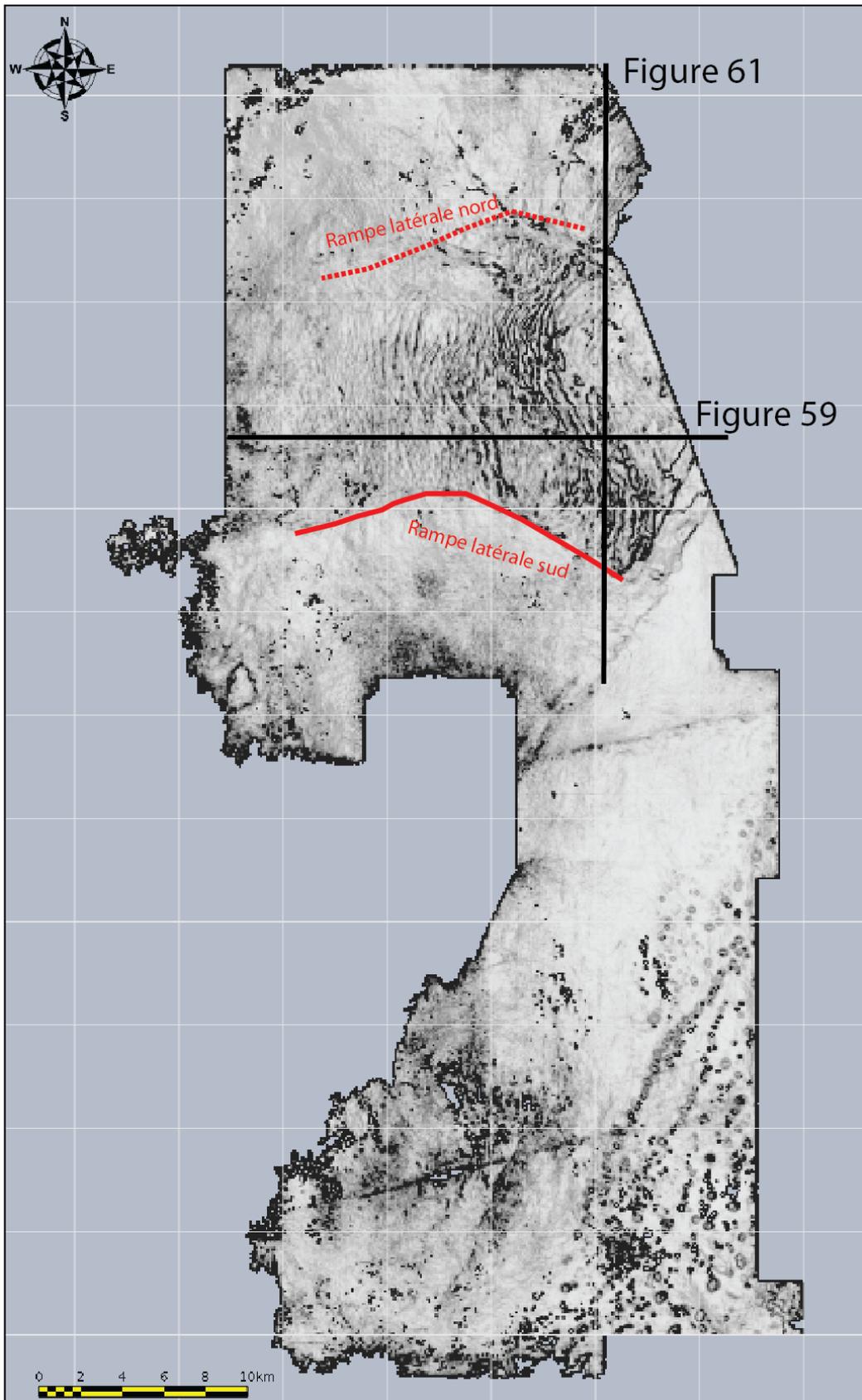


Figure 62 : Carte en cohérence du toit de la « séquence II » illustrant le caractère localisé du slump.

Cet intervalle slumpé a été analysé par la méthode du « proportional slice » (Figure 63-A), en générant des cartes de cohérence (Figure 63-B) sur cinq intervalles. Ces cartes imagent bien le slump décrit précédemment et mettent en évidence l'existence d'un objet dans la partie centrale de la zone d'étude. Ce dernier montre, sur les cartes de cohérence, un faciès moucheté et une forme circulaire (Figure 63-B).

Le profil sismique orienté NNE-SSW (Profil AA', Figure 63-A) montre un faciès perturbé et faillé. Un zoom sur cette partie du profil (Profil BB', Figure 63-B) confirme le caractère chaotique de ce faciès et l'interprétation de cette structure comme un second slump. Le profil sismique, orienté E-W, qui passe par cette structure (Figure 63-D) montre que ce faciès affecte les derniers réflecteurs de la « séquence I » ainsi que tous les bottom-set des premiers cliniformes de la « séquence II ».

Ces glissements sont le résultat de la déstabilisation de matériel. Cette déstabilisation pourrait être causée par une augmentation de la pente au-delà de sa valeur de stabilité, soit par augmentation (autocyclique) de la pente des cliniformes, soit sous l'effet d'une déformation locale (tectonique locale).

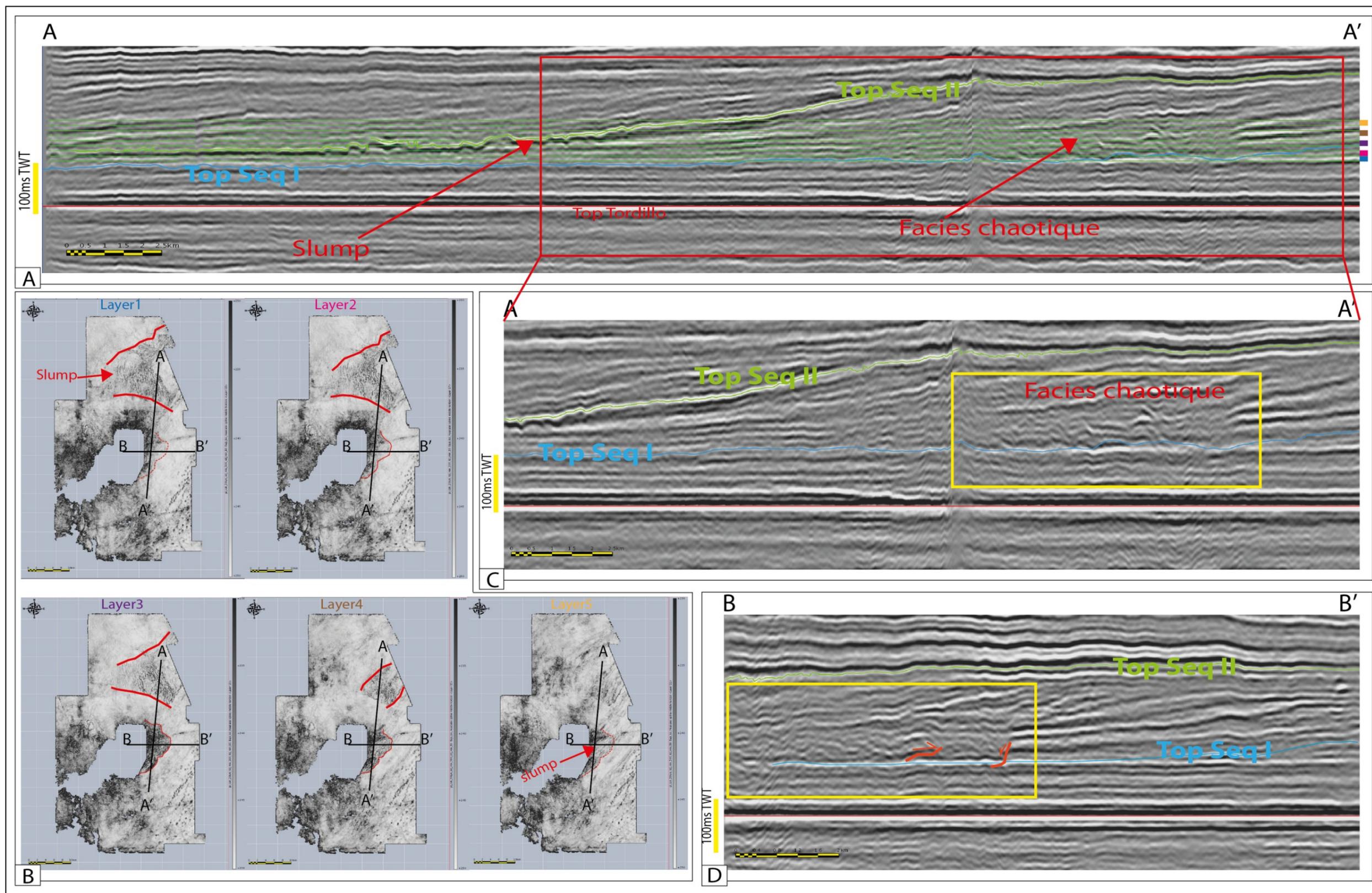


Figure 63 : Cartes en cohérence obtenues par la méthode du « proportional slice » sur un intervalle de temps de 70 ms (A). Le layering met en évidence deux intervalles à faciès chaotiques (B). La première correspond au slump, situé au toit de la « séquence II » (A, B), alors que la seconde correspond un faciès perturbé et faillé (C) localisé au sommet de la « séquence I » et la base de la « séquence II » (D).

4. Géométrie sismique et matière organique

La caractérisation sismique de la formation de la Vaca Muerta a permis de mettre en évidence cinq séquences sismiques à l'échelle de la zone d'étude. Ce travail ne peut être complet sans la calibration avec des données de puits afin de contraindre et comprendre l'organisation des faciès par rapport aux géométries mises en évidence par l'interprétation sismique.

Dans le cadre de cette étude, nous disposons de données de puits (Gamma Ray Total et Spectral : GR, SGR, U, Th, K) et de données de carotte (SGR, U, Th, K et TOC) d'un puits situé dans la partie sud de la zone d'étude (Figure 64).

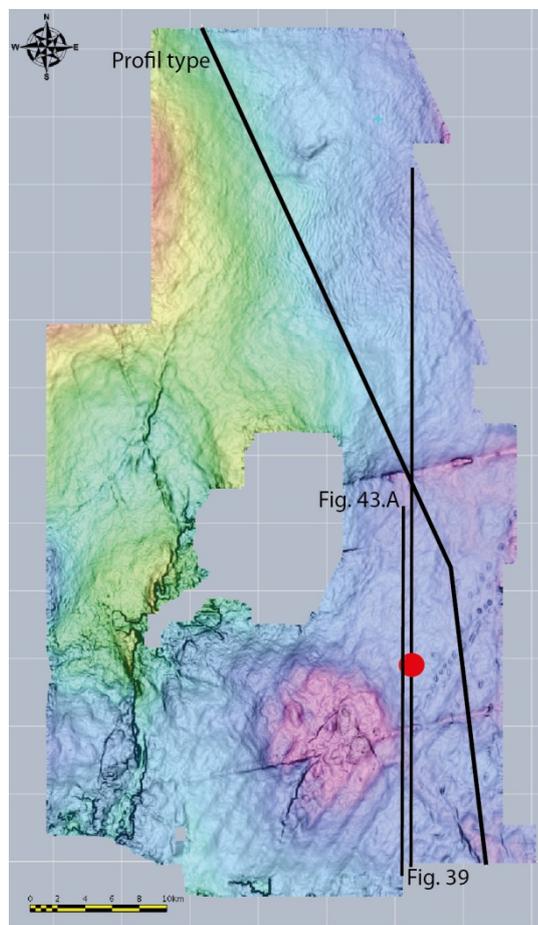


Figure 64 : Localisation du puits étudié (rond rouge) et des profils sismiques utilisés.

4.1. Démarche

Nous disposons de données de matière organique haute résolution, obtenues par pyrolyse laser (« LIPS » pour Laser Induced Pyrolysis System) sur carottes. Cette méthode correspond à une mesure du TOC tous les centimètres sur un point de mesure de diamètre millimétrique.

Ces données ne couvrent que partiellement la « séquence I » définie précédemment (Figure 65). Notre objectif est d'avoir une vision générale de la distribution de la matière organique sur l'ensemble de la séquence et donc sur des données sismiques.

Pour ce qui est du GR, le GR total (GR) correspond à la mesure de radioactivité totale des rayons gamma. Le GR spectral, (SGR) quant à lui correspond à la mesure du spectre d'énergie du rayonnement gamma. Une déconvolution de ce signal permet d'extraire la part de l'uranium, du thorium et du potassium.

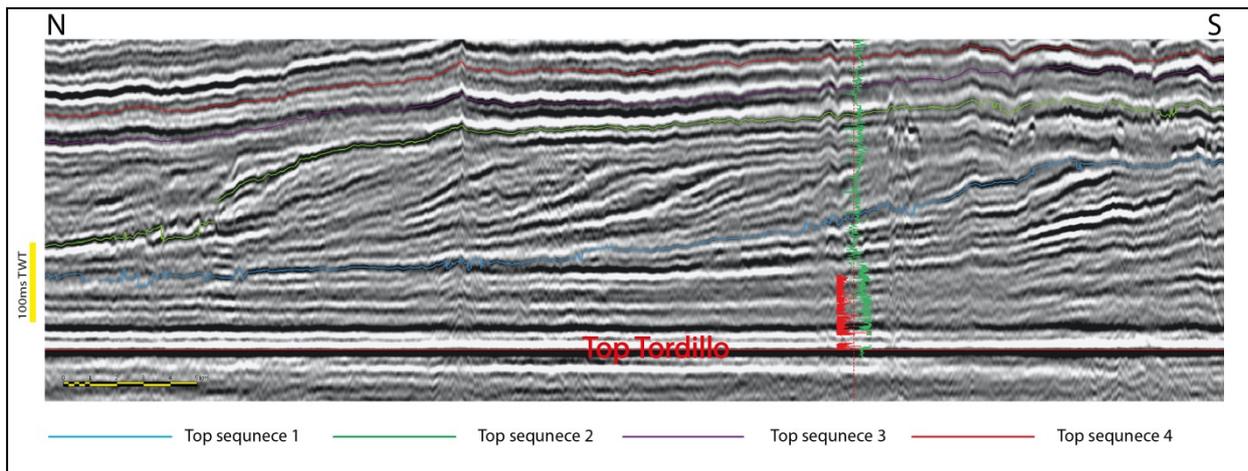


Figure 65 : Couverture du log de TOC (en rouge) sur un profil orienté nord-sud, soulignant la faible épaisseur comparée au log de GR diagraphique (courbe verte).

Pour cela nous allons procéder comme suit :

- (1) Définir un paramètre estimateur de la matière organique sur carotte qui soit également disponible sur des données de puits ;
- (2) Vérifier la pertinence de ce paramètre par corrélation (carotte-carotte) ;
- (3) Comparer ce paramètre (défini sur carotte) au paramètre diagraphique ;
- (4) Voir l'évolution de ce paramètre sur les séquences sismiques.

4.2. Définition des paramètres à utiliser

L'intervalle carotté correspond à sept carottes avec une récupération incomplète. Conventionnellement, lors de l'archivage des carottes (mise en caisses), les pertes sont attribuées à la base de la carotte. Il convient donc avant toute interprétation de détail de recalculer autant que possible la profondeur des carottes (biaisée par les pertes) sur celle des diagraphies qui tient lieu de référence. Ce recalage se fait en comparant un paramètre

observable ou mesurable sur les carottes avec un paramètre diagraphique qui lui est corrélé (par exemple calage des intervalles sableux sur les intervalles peu radioactifs dans une série sable-argile classique). C'est cas ici du GR qui va être utilisé pour recalier.

Les données de TOC obtenues à partir du LIPS montrent un signal de très haute résolution qui rend difficile son interprétation et sa comparaison directe avec n'importe quel signal diagraphique (tel que le SGR par exemple ([Figure 66-A](#))). C'est pour cela que nous avons choisi de traiter ce signal par moyenne mobile car cette méthode permet de « lisser » une série de valeurs exprimées en fonction du temps (dans notre cas, en fonction de la profondeur). Elle permet d'éliminer les fluctuations les moins significatives. Nous avons calculé une moyenne mobile à 1 mètre ([Figure 66-B](#)) puis à 50 cm ([Figure 66-C](#)) pour pouvoir comparer et choisir celle qui est la mieux adaptée pour établir une comparaison un signal diagraphique.

La moyenne mobile à 1 mètre montre une résolution comparable à celle du signal diagraphique (SGR dans notre cas). Elle permet de comparer et d'interpréter les tendances du signal. C'est donc cette courbe que nous retenons dans le cadre de notre étude.

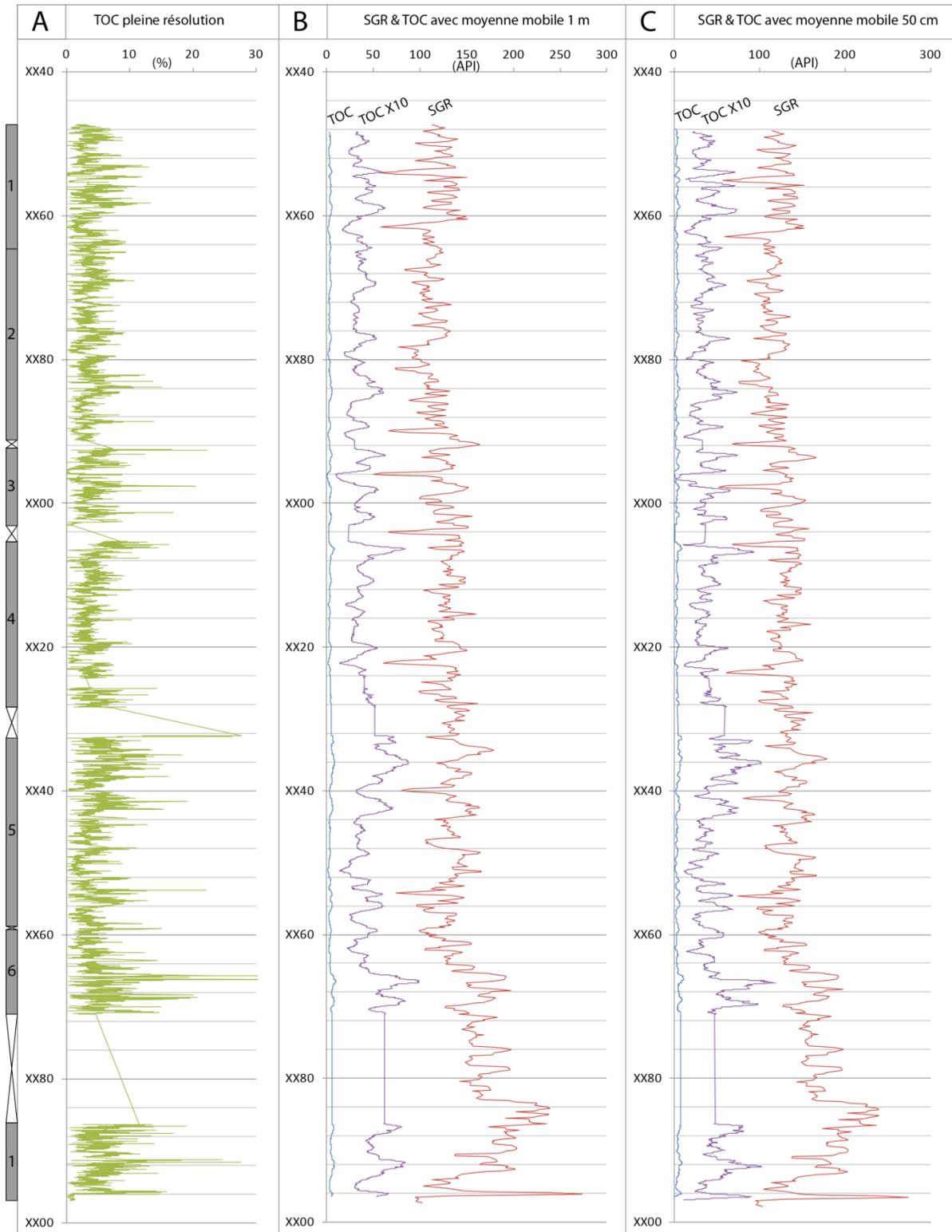


Figure 66 : Illustration de la haute résolution de signal TOC obtenu par LIPS (A) et la nécessité d'utiliser des moyennes mobiles afin de travailler avec la même résolution (B & C). L'échelle verticale du signal SGR a été adaptée à celle du TOC de façon à pouvoir comparer les deux signaux. Les valeurs de TOC ont été exagérées avec un facteur 10 (x10) pour accentuer le signal. L'échelle du TOC n'est exprimée que sur la figure (A).

La courbe de TOC (moyenne mobile 1 m) montre une succession de pics significatifs répartis sur toute la série (Figure 67-A). On considère un pic comme significatif quand la valeur de TOC dépasse 5%. Cette courbe montre une quarantaine de cycles d'augmentation et de diminution des valeurs de TOC (Figure 67-A).

La comparaison entre la courbe du SGR carotte et du TOC (moyenne mobile à 1m) ne montre pas de corrélation systématique (Figure 67-B).

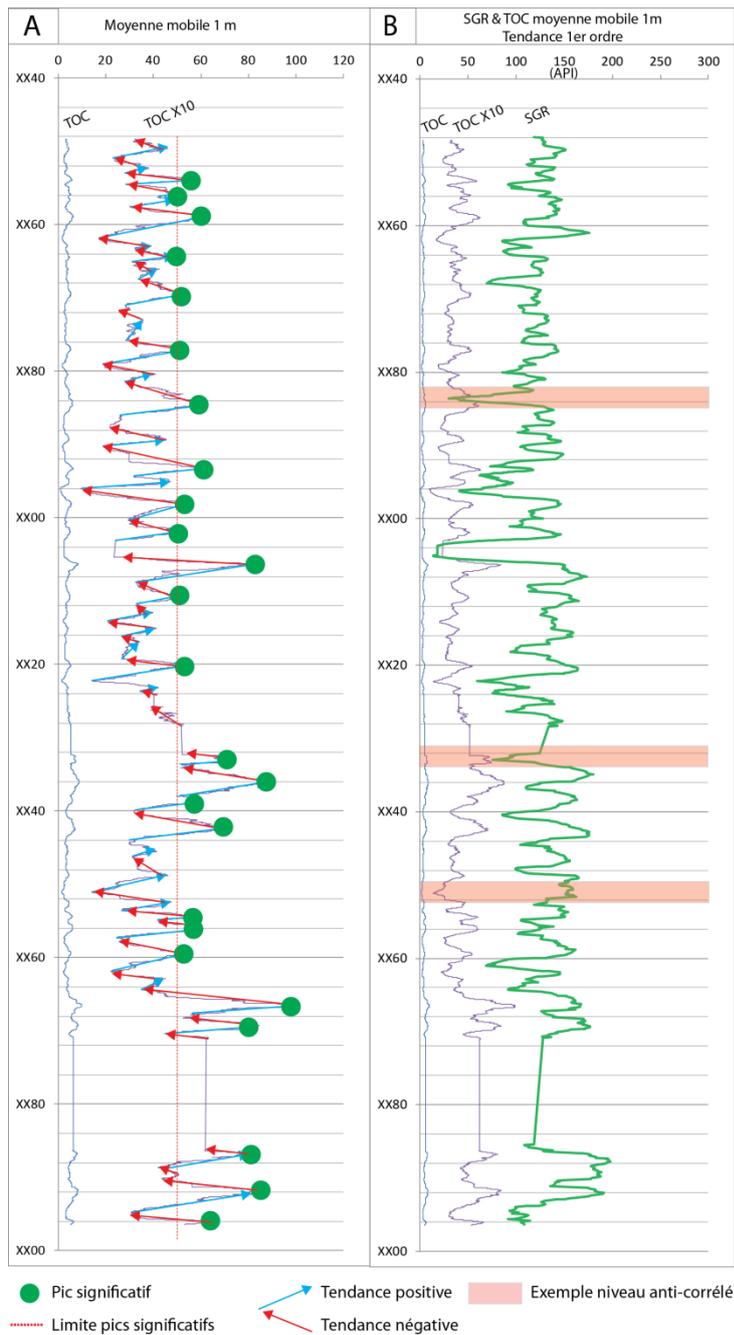


Figure 67 : Cycles de variation du signal TOC (A) et sa mise en relation avec les variations du signal SGR (B).

Lüning et Kolonic (2003) ont déjà montré que le meilleur paramètre à corrélérer avec le TOC correspond à l'uranium du GR total car celui-ci, dans la plupart des cas est en lien direct avec l'abondance de la matière organique.

Dans notre cas, nous utiliserons la courbe d'uranium extraite du SGR car le GR total et le SGR sont suffisamment ressemblants pour pouvoir utiliser l'un ou l'autre. La courbe d'uranium (extraite du SGR carotte) montre une meilleure corrélation avec la courbe du TOC.

La corrélation de la courbe de TOC et de celle de l'uranium montre des intervalles parfaitement corrélables et d'autres non corrélables. Toutefois, la proportion d'intervalles corrélables est suffisamment importante (plus de 70 %) pour que ce paramètre soit utilisé pour comparer des données carottes et des données de puits.

4.3. Comparaison entre l'uranium carotte et l'uranium diagrapique

La courbe de l'uranium puits est extraite du SGR du puits. La comparaison entre ces deux courbes montre que les grandes tendances à l'enrichissement ou à l'appauvrissement en quantité d'uranium sont corrélables (Figure 68). En revanche, la proportion d'augmentation ou de diminution est nettement plus exprimée sur la courbe d'uranium carotte

La corrélation de la courbe de TOC et de celle de l'uranium puits n'est pas parfaite. Ce comportement a également été observé en comparant le TOC avec l'uranium de la carotte. Les pics de TOC qui montrent une bonne corrélation avec les valeurs de l'uranium (Figure 68) sont à relier à la matière organique et peuvent avoir une signification stratigraphique alors que ceux ne montrant pas la même évolution peuvent être liés à d'autres paramètres, comme la quantité primaire d'uranium ou encore à la composition minéralogique (quantité de carbonates) de la Vaca Muerta. L'analyse minéralogique de la Vaca Muerta (Annexe 1) met en évidence des niveaux très riches en fraction carbonatée (jusqu'à 80%) ou clastique (jusqu'à 60%). La corrélation entre le TOC et l'uranium reste valable pour les niveaux très riches en carbonates alors que celle-ci est moins systématique pour les niveaux riches en fraction détritique.

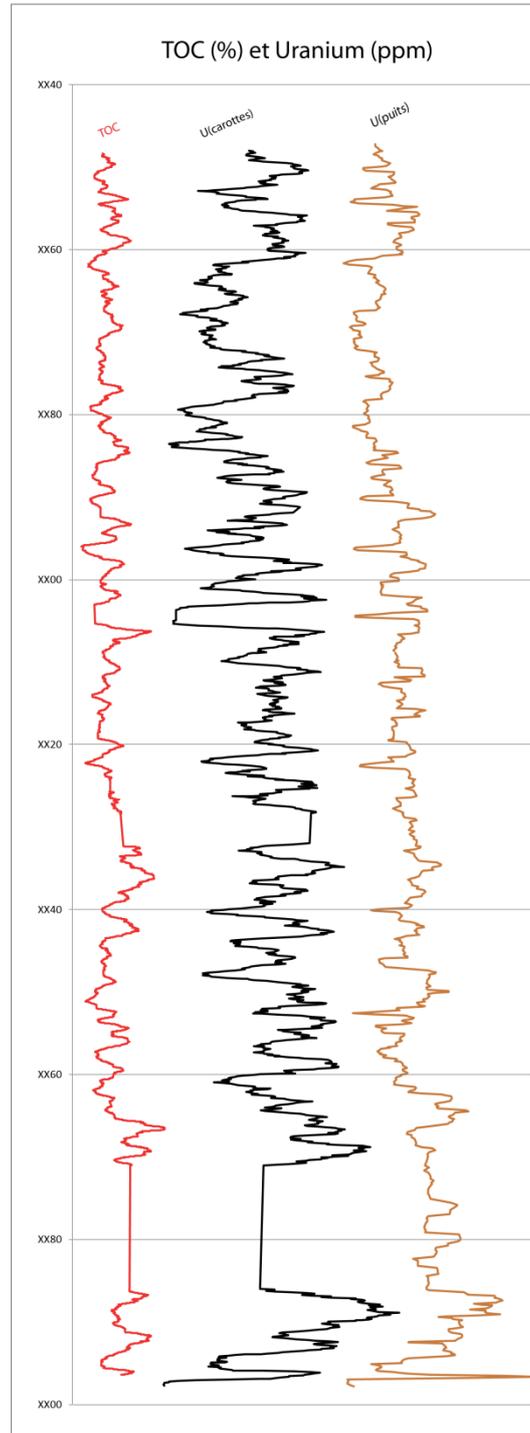


Figure 68 : A. Comparaison entre les courbes d'uranium issues des carottes et du puits et la courbe de TOC.

4.4. Matière organique et séquences sismiques

Cette étape du travail permet de voir la distribution de la matière organique au sein des séquences sismiques. Même si il existe quelques incertitudes sur le calage profondeur, celles-ci sont de toute façon inférieures à une phase sismique et par conséquent négligeables.

Si l'on considère maintenant la relation entre les séquences sismiques et l'évolution de la courbe de TOC en regard de celle de l'uranium, on constate que sur l'intervalle sismique couvert par les données de TOC, celles-ci montrent quatre pics corrélables avec la courbe d'uranium (Figure 69-A & B). Sur un profil sismique orienté N-S, ces pics sont localisés dans les deux tiers inférieurs de la « séquence I » (Figure 69-A & B). Ils soulignent tous un réflecteur de forte amplitude sauf le dernier (pic numéro 4, Figure 69-B). Vers la base de la formation de la Vaca Muerta, deux pics proches sont identifiés (pic numéro 1 et pic confondu avec le sommet du Tordillo, Figure 69-B). Il est certain que la résolution sismique ne permet pas de définir des objets d'échelle métrique, toutefois le contraste observé sur le log d'impédance (Figure 69-B : courbe bleue) prouve l'existence de surfaces (Figure 69-B). Ces pics peuvent alors être interprétés comme des MFS de séquences dont seules les parties distales sont visibles (Figure 69-C & D). Les premier et second pics sont interprétés comme la MFS majeure qui initie une séquence d'ordre supérieur correspondant au dépôt du système Vaca Muerta-Quintuco.

La partie supérieure de la « séquence I » montre un pic sous la limite inférieure du HST (Figure 69-A). Au sein de la « séquence II », deux pics d'uranium sont également observés. Ils sont situés respectivement au sein de l'intervalle transgressif et du haut niveau marin (Figure 69-A). Les séquences « III & IV » ne montrent pas de pic significatif d'uranium. Cela est probablement dû à la position proximale du puits par rapport à la configuration de ces dernières.

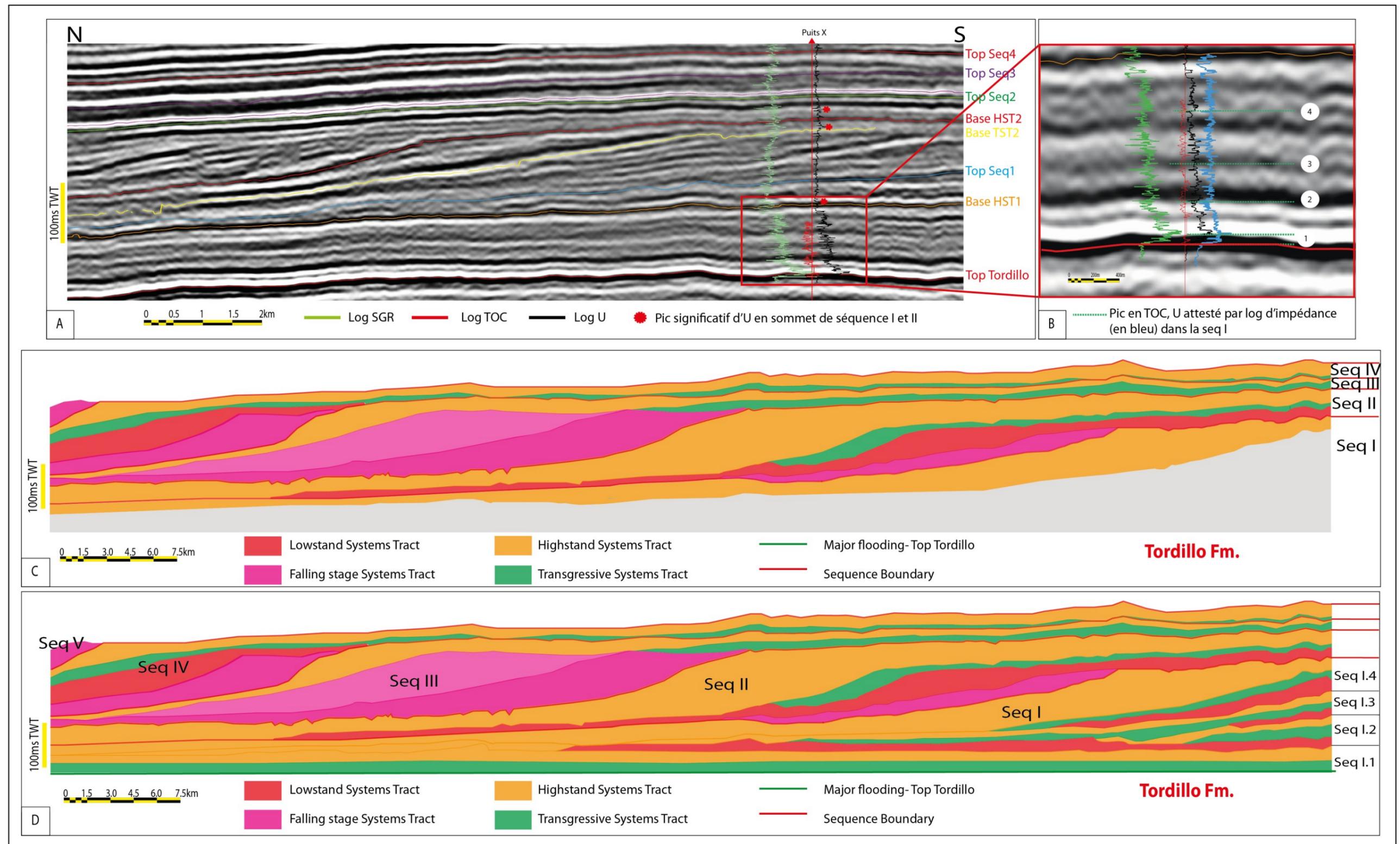


Figure 69 : Réinterprétation du découpage sismique de la « séquence I » en fonction des logs TOC, uranium et impédance. A. Projections des logs SGR, TOC et uranium sur un profil orienté N-S. B. Zoom sur la séquence I et mise en évidence de 5 pics significatifs de TOC et uranium, confirmés par le log d'impédance. C. Line drawing de séquences sismiques interprétées sur le profil type présenté précédemment (Figure 48). D. Réinterprétation de la « séquence I » et mise en évidence de 4 sous-séquences.

En résumé, la corrélation TOC, GR et séquences sismiques a permis de mettre en évidence :

- La complexité de la « séquence I » et l'existence probable de « sous-séquences » au sein de celle-ci, attestées par les cinq pics d'uranium qui correspondent à des MFS (Figure 69-C & D).
- Les pics d'uranium se localisent entre l'intervalle transgressif et les hauts niveaux marins.

Avec les limites mentionnées ci-dessus sur la corrélation entre U et TOC, il semble donc que la matière organique se concentre préférentiellement au voisinage des MFS, qui font partie des surfaces majeures reconnaissables par une analyse de stratigraphie sismique. La corrélation n'est pas parfaite, mais est suffisamment bien établie pour servir de premier guide de prédication sur la formation de la Vaca Muerta.

5. Discussion

5.1. Eustatisme, tectonique et géométrie de dépôt

La caractérisation de l'architecture sismique à l'échelle de la zone d'étude par le suivi des *onlaps* côtiers a permis de mettre en évidence au moins trois chutes du niveau marin relatif, enregistrées dans les séquences « II, III et IV ».

L'évolution de l'*offlap break* ne montre pas de grandes variations dans l'amplitude des cycles d'accommodation. Seule la « séquence IV » se distingue par une faible amplitude du cycle d'accommodation en comparaison avec les autres séquences. En revanche, les séquences « I et II » montrent un taux d'aggradation beaucoup plus important que les séquences III et IV.

Des études récentes menées dans le secteur méridional du bassin de Neuquén, à partir de données de subsurface (Dominguez et al., 2014, Pose et al., 2014) confirment l'évolution constatée précédemment et soulignent davantage l'existence de cycles de faible amplitude dans la partie supérieure (Figure 70).

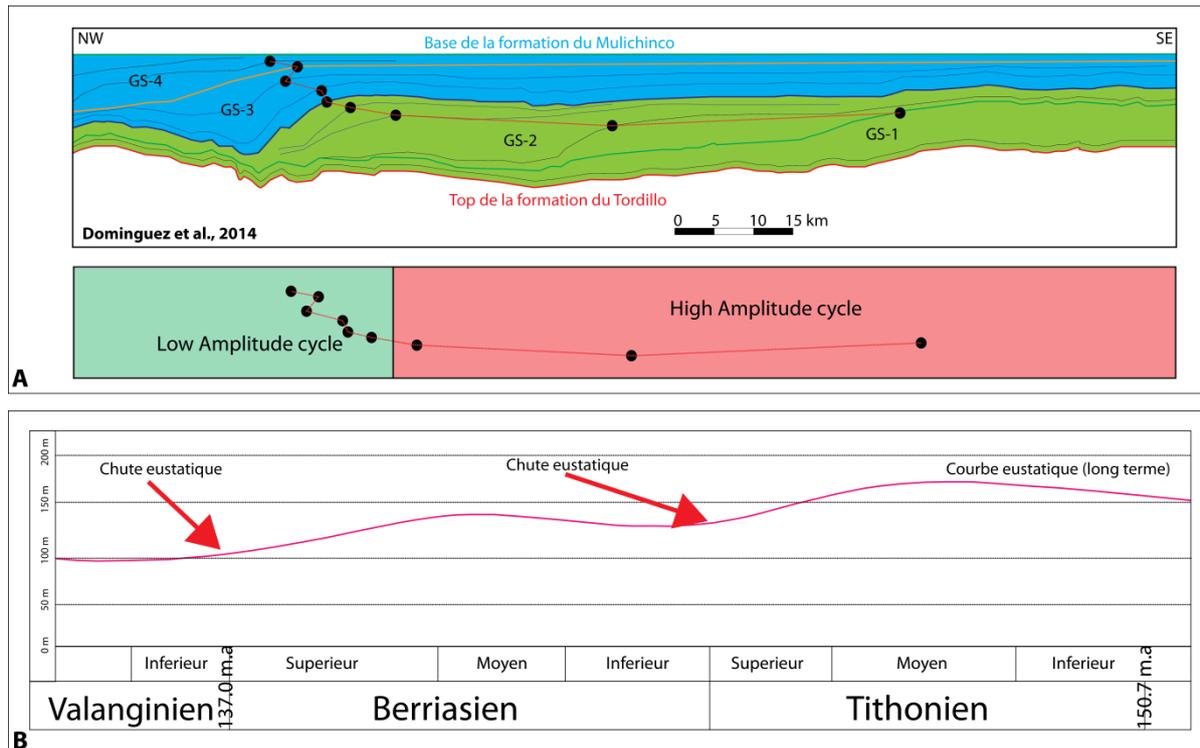


Figure 70 : Amplitudes des cycles d'accommodations identifiés dans le même secteur d'étude à partir de données de Dominguez et al., 2014 (A) et variations eustatiques au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Haq et al., 1987) (B).

Les variations du taux d'accommodation sont liées aux variations du niveau marin relatif, combinaison des variations du niveau marin global et des effets de subsidence/uplift. Les variations du niveau marin global à l'échelle de quelques centaines de millions d'années sont associées aux alternances de grandes périodes avec et sans influence glaciaire (respectivement *icehouse* et *greenhouse* dans la littérature anglo-saxonne) (Frakes et al., 1992 ; Dujoncquoy, 2011). Au sein de celles-ci s'exercent des variations climato-eustatiques à court terme d'une durée de 1 à 5 millions d'années.

Le travail de stratigraphie sismique régionale de Mitchum et Uliana (1985) sur une zone beaucoup plus étendue que ce que nous présentons dans le cadre de cette thèse a permis de subdiviser l'intervalle Tithonien-Valanginien en dix séquences de dépôt (A à J, Figure 71). Ces séquences ont été datées et corrélées aux variations eustatiques (courbe eustatique de Vail, Hardenbol et Todd, 1982).

A travers leur étude, Mitchum et Uliana (1985) soulignent la dimension régionale de la transgression du Tithonien ainsi que le rôle mineur aussi bien de la subsidence thermique que

du flux sédimentaire dans la mise en place du système dont le contrôle est alors exclusivement eustatique.

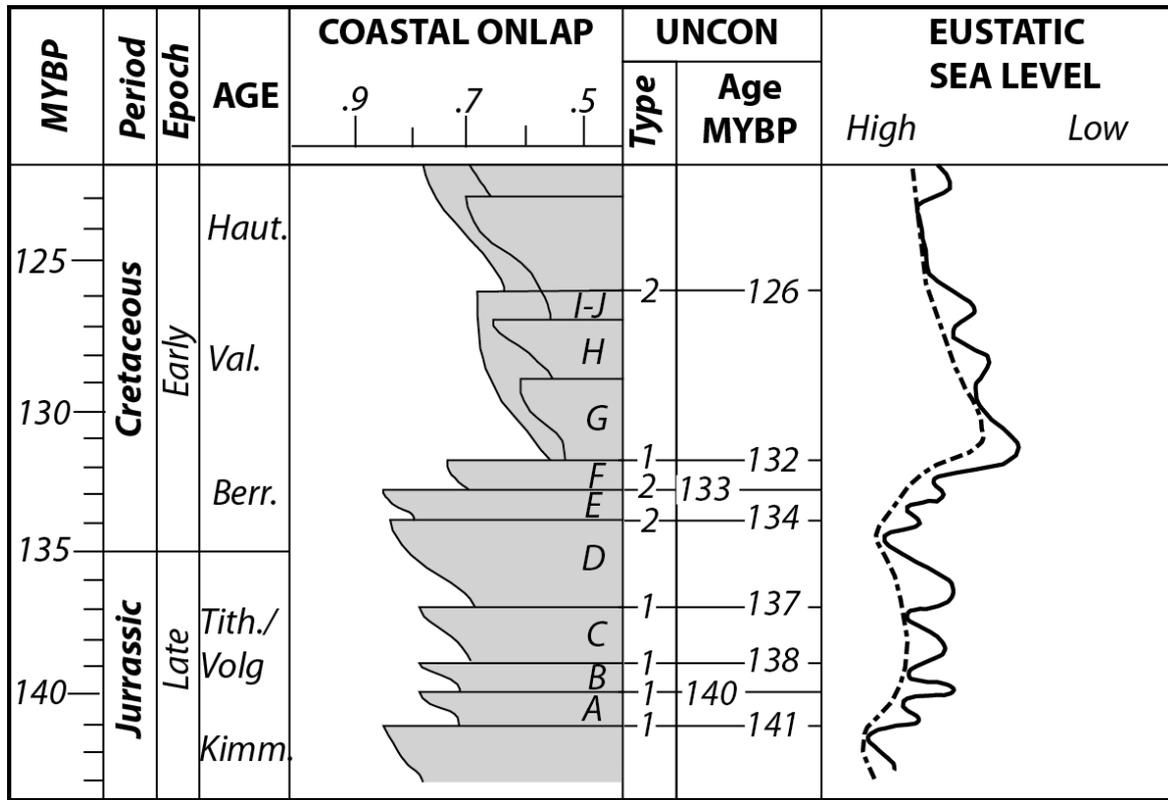


Figure 71: Corrélation entre les séquences sismique et le “Coastal onlap” et eustatisme au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur selon Mitchum et Uliana (1985) à partir de la courbe eustatique (pointillés: court terme, gras: long terme) de Vail, Hardenbol et Todd, 1982.

La tectonique est un autre facteur important qui peut influencer et contrôler l’accommodation et le dépôt des séries sédimentaires. La carte du *dip* du toit du Tordillo (Figure 60) a montré l’existence de plusieurs éléments structuraux actifs dans cette zone. Plusieurs intervalles slumpés ont également été observé en position distale des cliniformes (Cf. 3.3. Les structures caractéristiques et leurs positions stratigraphiques, page 128). Stratigraphiquement, ils se localisent à la transition « Séquence I- Séquence II », dans les premiers réflecteurs de la « séquence II » ainsi qu’à la limite « Séquence II- Séquence III ». La localisation distale de ces glissements et leur position stratigraphique suggèrent un lien avec les variations du niveau marin relatif. Cette association a déjà été observée par de nombreux auteurs (Bassant et al., 2004 ; Posamentier et Martinsen, 2011). Plusieurs facteurs peuvent intervenir pendant transition entre les périodes de haut niveau marin (HST) et bas niveau (FSST) qui correspond au début de la chute du niveau marin relatif. Pour Posamentier et Martinsen (2011), plusieurs moteurs existent, notamment la dissociation des hydrates, le pilonnement par la houle ou

encore la surcharge sédimentaire et le déséquilibre de charge entre la zone proximale et la zone distale. [Bassant et al. \(2004\)](#) suggère également la tectonique locale ou la morphologie des corps sédimentaires comme un moteur possible de ses déstabilisations. Le cas des hydrates peut rapidement être écarté car le contexte à la fois bathymétrique et thermique ne le permet pas. Le cas de la surcharge sédimentaire ou de l'action de la houle peut être envisagé, en particulier lorsque l'on observe la forme rectiligne des clinofformes qui suggère une forte influence de la houle.

Les progradations observées sur les cartes d'amplitude sismique ont montré une direction de progradation SE-NW et une source d'apports sédimentaires localisée au sud. La forme rectiligne des clinofformes, liée à une forte influence de la houle, est liée à un courant de dérive littorale qui distribue les sédiments sur de grandes distances. En revanche, le changement de direction de progradation à partir de la « séquence III », attesté par les géométries en arc de cercle observées sur les cartes d'amplitude sismique peut être le résultat soit de l'existence d'une autre source d'apport placée à l'est, qui permettrait de passer d'un régime dominé vague vers un régime dominé fluvial, ou soit à un forçage externe tel que la tectonique.

Des travaux récents ont démontré qu'il existait une activité tectonique au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur dans la partie sud-est du bassin de Neuquén ([Grimaldi et Dorobek, 2011](#)) et un contrôle tectonique sur l'épaisseur et l'architecture sédimentaire des séquences de dépôt de la formation de la Vaca Muerta ([Gangui et Grausem, 2014](#)). Une étude structurale dans le même secteur d'étude ([Gangui et Grausem, 2014](#)) souligne l'alignement de plusieurs slumps dans des directions de failles antérieures (Précuyo et Cuyo) et associant ainsi ces glissements gravitaires à une activité sismique lors du dépôt de la formation de la Vaca Muerta. Ces mêmes auteurs démontrent également que le fonctionnement de la ride de Huincul s'opère au Tithonien supérieur- Berriasien inférieur et que l'un des effets de l'activation de cette structure correspond au changement de la géométrie des clinofformes (depuis une configuration progradantes sigmoïde à oblique vers des séquences amincies et tronquées dans la partie sud).

Les biseaux latéraux observés sur les cartes d'amplitude ([Figure 58](#)) sont liés à un taux d'accommodation différentiel, qui va se traduire par un taux de remplissage différentiel. Ce fonctionnement peut-être lié soit à la mise en place d'une autre source d'apports sédimentaires, comme évoqué précédemment soit à la tectonique locale. La géométrie de ces biseaux crée alors une morphologie de pente favorable à la mise en place de corps slumpés pendant les périodes de chute du niveau marin.

A ce stade de l'étude, il n'est pas possible d'affirmer l'existence d'une seconde source qui serait placée à l'est. Toutefois, l'impact de la tectonique locale semble évident.

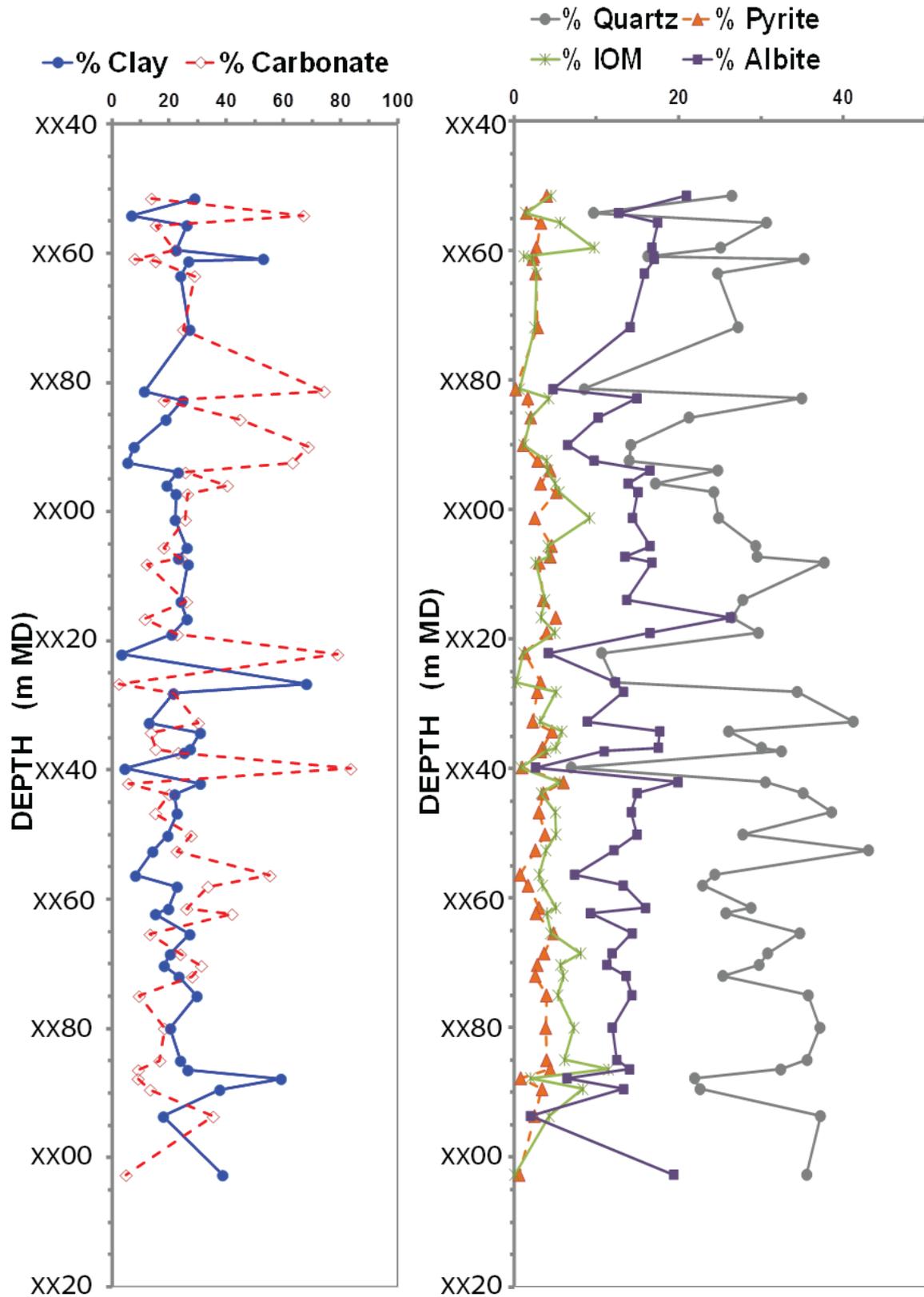
A partir de l'observation des géométries sismiques en carte et en sections, deux changements notables ont été constatés : (1) l'amplitude des variations d'accommodation et (2) les biseaux latéraux évoqués précédemment. Ces changements sont le résultat des variations du niveau marin relatif en lien avec les variations eustatiques ainsi que de la tectonique locale avec le fonctionnement de la ride de Huincul influençant le niveau marin relatif.

5.2. Matière organique

La mise en parallèle des données de TOC et celles de l'uranium (SGR) a montré une évolution globalement similaire au premier ordre. Même si les données comparées sont issues de diagraphies pour le SGR et de carotte pour le TOC, les tendances identifiées ont été confirmée par la comparaison de la courbe du TOC avec celle de l'uranium (SGR) issue des données de carotte.

La corrélation entre le TOC et l'uranium ne montre pas de corrélation systématique car la relation entre ces deux paramètres est contrôlée par de nombreux facteurs tels que la quantité d'uranium initial, le pourcentage de TOC ou encore la composition lithologique (Lüning et Kolonic, 2003). Dans notre cas d'étude, ce constat est également établi, suggérant l'existence de facteurs externes compromettant cette corrélation à certains moments de l'histoire de la Vaca Muerta tels que l'ajout d'une nouvelle source d'apports détritiques ou de fraction carbonatée ou encore des conditions d'oxydoréduction défavorables à la préservation de matière organique. Les données minéralogiques de la Vaca montrent l'existence de niveaux très riches en fraction carbonatée ou en fraction clastique. Lüning et Kolonic (2003) ont démontré que lorsque les sédiments riches en matière organique présentaient une « contamination » par des silts ou des sables, comme c'est le cas pour les séries siluriennes ou dévoniennes d'Afrique du nord, la corrélation entre le TOC et l'uranium est alors plus difficile à établir. Ces auteurs montrent également que pour les séries riches en carbonate telles que les séries du Jurassique inférieur d'Europe occidentale ou le Cénomano-Turonien du sud du Maroc, cette relation est inexistante.

Dans notre zone d'étude, les pics d'uranium qui se corrélaient bien avec les pics de TOC sont localisés entre l'intervalle transgressif et les hauts niveaux marins, suggérant que ceux-ci sont bien reliés à la matière organique et peuvent être considérés comme des MFS. A contrario, les baisses du GR correspondent au top de séquence et signalent une baisse du niveau marin relatif.



Annexe 1 : Contenu en carbonate et quartz de la formation de la Vaca Muerta sur l'intervalle carotté du puits X.

Références bibliographiques

Bassant, P., Van Buchem, F., Strasser, A., Lomando, A., 2004. A Comparison of Two Early Miocene Carbonate Margins: The Zhujiang Carbonate Platform (Subsurface, South China Sea) and the Pirinc Platform (Outcrop, Southern Turkey). In: Grammer, G. M., Harris P. M., Eberli, G. P., eds., Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling, AAPG Memoir 80, p. 153-170.

Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 375 p.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews, v. 92, pp. 1-33.

Christie-Blick, N., 1991. Onlap, offlap, and the origin of unconformity-bounded depositional sequences. Marine Geology, 97, 35-56.

Cross, T.A., 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A., in Wigus, A., K., C., Hastings, B. S., Ross, C. A., Posamentier, H., Van Wagoner, J., and Kendall, C. G. S. C., eds., Sea-level changes; an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 371–380.

Domínguez, F.R., Paulin, S., Continanzia, M.J., Askenazi, A.D., Seoane, F.N., 2014. Estratigrafía del intervalo Vaca Muerta – Quintuco en el sector central de la cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.

Dujoncquoy, E., 2011. Architecture stratigraphique et caractérisation réservoir des systèmes carbonates progradants Crétacé inférieur du sultanat d’Oman : Etude intégrée en subsurface et à l’affleurement du système progradant Lekhwair/Habshan/Salil. Thèse de Doctorat. Université de Bordeaux 3, 437 pp.

Embry, A.F., Johannessen, E.P., 1992. T–R, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic- Lower Jurassic succession, western Sverdrup basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), Arctic Geology and Petroleum Potential, vol. 2 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 121–146.

Emery, D., Myers, K.J., 1996. Sequence stratigraphy. Blackwell, Oxford, UK, 297 pp.

- Folguera, A., Víctor, A. Ramos, V.A., Zapata, T., Spagnuolo, M., Fernando, M., 2005.** Pliocene to Quaternary retro-arc extension in the Andes at 35° - 37°30'S. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 277-280.
- Frakes, L.A., Francis, J.E., Syktus, J.I., 1992.** Climate Modes of the Phanerozoic, Cambridge University Press, v. p.
- Frazier, D.E., 1974,** Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. Geological Circular, vol. 1, no. 1. University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, p. 28.
- Galloway, W.E., 1989.** Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 73, pp. 125–142.
- Gangui, A., Grausem, M., 2014.** Tectonismo y estilos estructurales en el engolfamiento Neuquino: implicancias en la interpretación de las fracturas monitoreadas por microsísmica en la formación Vaca Muerta. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.
- Grimaldi, G.O., Dorobek, S.L., 2011.** Fault framework and kinematic evolution of inversion structures: natural examples from the Neuquén Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 9 (1), 27–60.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987.** Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, v.235,p. 1156–1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988.** Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sealevel change. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.), Sea Level Changes - An Integrated Approach, SEPM Special Publication 42, pp.71-108.
- Helland-Hansen, W., Gjelberg, J.G., 1994.** Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy; a different perspective. Sedimentary Geology, 92, 31-52.
- Helland-Hansen, W., Hampson, G.J., 2009.** Trajectory Analysis: Concepts and Applications. Basin Research, v. 21: p. 454-483.
- Homewood, P.W. Eberli, G.P., 2000.** Genetic Stratigraphy on the Exploration and Production Scales, Elf EP Editions. Memoire 24, ELF, Pau, France, 290 pp.
- Homewood, P.W., Mauriaud, P., Lafont, F. 1999.** Best practices in sequence stratigraphy for exploration and reservoir engineer. Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration-Production d'Elf Aquitaine, vol. 25, pp. 81.

- Hunt, D., 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., Tucker, M.E., 1995.** Stranded Parasequences and the Forced Regressive Wedge Systems Tract: Deposition During Base-Level Fall--Reply. *Sedimentary Geology*, v. 95: p. 147-160.
- Jervey, M.T., 1988.** Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression. Sea-Level Changes. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, H. W. Posamentier et al, SEPM special publications. v. 42: p. 47-69.
- Johnson, J.G., Murphy, M.A., 1984.** Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States, *Geological Society of America Bulletin* 95 (1984), pp. 1349-1359.
- Legarreta, L., Gulisano, C., 1989.** Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). In: Chebli, G., Spalletti, L. A. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6, S.M. de Tucumán, pp. 221-243.
- Lüning, S., Kolonic, S., 2003.** Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: Applicability and limitations. *Journal of Petroleum Geology*, 26, 153-174.
- Miall, A.D., 2000.** Principles of sedimentary basin analysis: Springer, Berlin, 616 p.
- Mitchum, R.M., Uliana, M.A., 1985.** Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences. Upper Jurassic/Lower Cretaceous. Neuquén Basin, Argentina. In: Berg, B.R., Woolverton, D.G. (Eds.), *Seismic Stratigraphy, II. An Integrated Approach to Hydrocarbon Analysis*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39, 255-274.
- Mitchum, R.M.J., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977.** Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. AAPG, Memoir. 26, 117-133.
- Mitchum, R.M.J., Vail, P.R., Thompson, S., 1977.** Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. AAPG, Memoire 26, 53-62
- Payton, C. E., 1977.** Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, v. 26, 516 p.
- Plint, A.G., 1988.** Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea Level Changes - An Integrated Approach*, SEPM Special Publication 42, pp.357-370.

Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology No. 7, 210 p.

Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988a. Sequence Stratigraphy: Sequences and Systems Tract Development. Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface. P. James D and D. A. Leckie, Canadian Society of Petroleum Geologists memoir. v. 15: p. 582-583.

Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988b. Eustatic Controls on Clastic Deposition II Sequence and Systems Tract Models. Sea-Level Changes, SEPM (Society for Sedimentary Geology). v. 42: p. 109-124.

Posamentier, H.W., Martinsen, O.J., 2011. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data, in Shipp R.G., Weimer P., Posamentier H.R. (Eds), Mass-transport deposits in deepwater settings : SEPM Special Publications Editors, SEPM Special Publication, 96, 7–38.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition I Conceptual Framework. Sea-Level Changes, SEPM (Society for Sedimentary Geology). v. 42: p. 109-124.

Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D. P., Tesson, M., 1992. Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework; Concepts, Examples, and Exploration Significance. AAPG Bulletin, v. 76: p. 1687-1709.

Pose., F., Gangui, A., Galeazzi, S., 2014. Estratigrafía secuencial del intervalo Quintuco-Vaca Muerta en el engolfamiento Neuquino, cuenca Neuquina, Argentina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.

Robin, C., 1995. Mesure stratigraphique de la déformation: Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. Thèse de Doctorat. Université de Rennes.

Ramos, V.A., Kay, S. M., 2006. Tectonic evolution of the southern Central Andes, Mendoza and Neuquén, in Evolution of an Andean margin : A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39S latitude), vol. Special Paper 407, chap. 1, pp. 1-17, eds Kay, S. M. & Ramos, V. A., Geological Society of America.

Schlager, W., 1993. Accommodation and supply-a dual control on stratigraphic sequences. Sedimentary Geology, Vol.86, No.1-2 (July 1993), pp. 111–136.

Steel, R.J., Olsen, T., 2002. Clinoforms, clinoform trajectories and deepwater sands. In: Sequence Stratigraphic models for exploration and production: Evolving methodology, emerging models and application Histories (Armentrout, J.M. and N.C. Rosen, eds) Special Publication GCS-SEPM, p.367-381.

Vail, P.R., 1987. Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy, Part 1: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure. Atlas of Seismic Stratigraphy. A. W. Bally, AAPG Studies in Geology. v. 27: p. 1-10.

Vail, P.R., Hardenbol, J., Todd, R.G., 1982. Jurassic unconformities and global sea-level changes from seismic and biostratigraphic: Bulletin of the Houston Geological society (abst.), v.25, p.3-4.

Vail, P.R., Todd, R.G., Sangree, J.B., 1977, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 5. Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Memoir 26, Pages 99 – 116.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, G., 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentation: An Overview. Cycles and Events in Stratigraphy. G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher. Berlin, Springer-verlag. v.: p.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes—An Integrated Approach, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 39–45.

Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, 55 pp.

Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington, Seattle, Memoir 1, 469 pp.

Chapitre Troisième- *La formation de la Vaca Muerta dans l'anticlinal de Picún Leufú (sud du bassin de Neuquén): Approche multi-proxy*

Chapitre III- La formation de la Vaca Muerta dans l'anticlinal de Picún Leufú (sud du bassin de Neuquén): Approche multi-proxy

La zone de Picún Leufú (partie sud ouest du bassin) constitue l'un des affleurements clé de la formation de la Vaca Muerta (Figure 72). Cette zone, située au sud de la ride de Huincul constitue un dépôt-centre individualisé dès le Kimméridgien (Spalletti et Colombo Pinol, 2005, Spalletti et Veiga, 2007). Dans le dépôt-centre de Picún Leufú, la formation de la Vaca Muerta est d'âge tithonien. Elle correspond principalement à des dépôts d'argiles noires à grises qui passent rapidement à des dépôts mixtes silicoclastiques-carbonatés de la formation de Picún Leufú d'âge tithonien-berriasien.

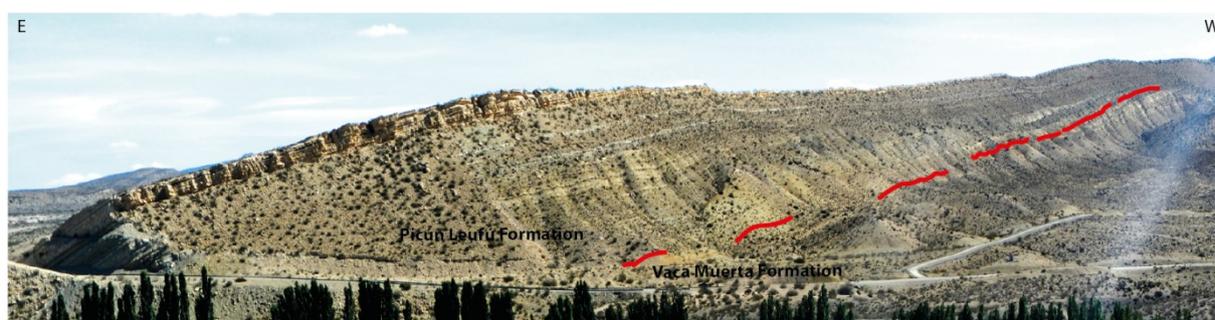


Figure 72: Panorama de l'Anticlinal de Picún Leufú montrant les dépôts de la formation de la Vaca Muerta et de la formation de Picún Leufú.

Dans le deuxième chapitre, nous avons illustré l'histoire du dépôt de cette formation en subsurface (partie orientale du bassin) à travers l'étude sismique en se focalisant sur les géométries des corps progradants.

Dans ce chapitre, nous présentons une étude sédimentologique et stratigraphique de l'intervalle Tithonien-Berriasien. L'objectif principal de ce chapitre est de comprendre la dynamique de remplissage de cette partie bassin de Neuquén. Une approche géochimique est également abordée dans ce chapitre dans le but de contraindre les conditions paléoenvironnementales au moment du dépôt et de mieux comprendre les conditions de mise en place des séries riches en matière organique.

Ce chapitre est rédigé sous forme d'un article qui sera soumis à la revue *Sedimentary Geology*.

Sommaire

Abstract	163
1. Introduction	165
2. Geological setting and stratigraphy	166
3. Materials and Methods	171
4. Facies analysis	173
4.1. Facies association type	173
4.2. Depositional environment	185
5. Geochemistry and clay-mineral assemblages	188
5.1. Clay mineralogy	188
5.2. Geochemistry	190
5.3. Trace elements	190
6. Stratigraphic sequences and correlations	193
6.1. North Picún Leufú sector	194
6.2. South Picún Leufú sector	197
7. Discussion	202
7.1. Sedimentary environment	202
7.2. Sea-level changes and tectonic control	203
7.3. Paleoenvironments	204
7.4. Oxygenation status of the southern Neuquén Basin	206
8. Conclusion	208
Acknowledgments	215
References	215

Paleoenvironmental evolution of the southern Neuquén Basin (Argentina) during the Tithonian-Berriasian (Vaca Muerta and Picún Leufú Formations): a multi-proxy approach

KRIM, N. ^(1,2, *), **BONNEL, C** ⁽²⁾, **TRIBOVILLARD, N.** ⁽³⁾, **RIBOULLEAU, A.** ⁽³⁾, **IMBERT, P.** ⁽¹⁾, **BOUT-ROUMAZEILLES, V.** ⁽³⁾, **FASSENTIEUX, B.** ⁽²⁾, **HOAREAU, G.** ⁽²⁾ **and AUBOURG, C.** ⁽²⁾

⁽¹⁾ CSTJF, TOTAL, S.A. Avenue Larribau. 64018 Pau Cedex, France

⁽²⁾ Université de Pau et des Pays de l'Adour, Laboratoire des Fluides Complexes et de leurs Réservoirs, UMR CNRS TOTAL 5150. Bâtiment IPRA, BP1115, 64013 Pau cedex, France

⁽³⁾ Université de Lille 1, Laboratoire LOG, UMR CNRS 8187, bâtiment SN5. 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France

^(*) Corresponding author: nesma.krim@gmail.fr

Abstract

The Tithonian-Berriasian interval in the southern part of the Neuquén Basin is represented by the Vaca Muerta and the Picún Leufú formations. Facies analysis and correlation of the Vaca Muerta Formation and the lower part of the Picún Leufú Formation in the Picún Leufú Anticline allow us to characterize the evolution of successive facies belts representing siliciclastic shelf and mixed ramp environments. Shoreface and offshore facies are developed on the siliciclastic shelf. Shoreface facies are mainly exposed in the western and southern parts of the Picún Leufú Anticline. The offshore transition domain is characterized by storm beds, channels and slump features, whereas the offshore domain corresponds to black to grey shales and turbidites. The mixed siliciclastic-carbonate ramp is characterized by the development of a lagoon and high-energy shoal in the proximal part of the inner ramp, whereas the distal part comprises a tidal complex. The mid-ramp zone is characterized by storm influence and the outer ramp by fine-grained deposits. Two major transgressive-regressive sequences and five high-frequency transgressive-regressive sequences are recognized. The high-frequency transgressive-regressive sequences make up three progradational sequences, an aggradational-progradational sequence and an aggradational sequence. The geochemical characteristics and clay mineralogy of the Tithonian-Berriasian interval in the southern Neuquén Basin indicate that (1) climate played a key role in the evolution of the sedimentary environment, (2) a "normal marine" depositional environment

with oxic sea water and sediment pore waters, rapidly changing to suboxic conditions at shallow depth below the seabed and (3) the occurrence of episodically restricted water-mass circulation at the onset of deposition of the Vaca Muerta Formation.

Keywords: Neuquén Basin, Vaca Muerta Formation, Source rocks, Siliciclastic shelf, Mixed siliciclastic-carbonate ramp, Sequence stratigraphy, Clay mineralogy, Oxygenation status

1. Introduction

The Vaca Muerta formation, deposited during the Late Jurassic-Early Cretaceous, is one of the most prolific source rocks of the Neuquén Basin (Argentina). This formation consists of dark-brown to black organic-rich shales and mudstones/siltstones, commonly interpreted as deposited under euxinic conditions during a major transgression onto a shelf and slope during the Tithonian to early Valanginian (Legarreta and Uliana, 1991 and 1996).

On the grounds of a seismic study, Mitchum and Uliana (1985) proposed to subdivide the lower Tithonian-early Valanginian interval into 10 depositional sequences and related them to the eustatic sea-level curve.

Kietzmann et al. (2014) recently studied the Vaca Muerta Formation in the northern part of the basin (Mendoza area) and identified two orders of transgressive–regressive cycles: five composite depositional sequences and fifteen high-frequency depositional sequences. The whole system shows a regressive trend.

In the southern part of the Neuquén Basin, the Vaca Muerta Formation crops out in the Picún Leufú Anticline. Spalletti et al. (2000) studied the sequence stratigraphy of the Tithonian-Berriasian interval in this area and concluded that the Vaca Muerta Formation was deposited on a gentle ramp profile in a restricted gulf-like paleogeography. This configuration favoured the development of tide-dominated systems. More recent studies in the southern part of the basin (Massafiero et al., 2014; Zeller, 2013; Zeller et al., 2014) led to the identification of three major sequences in the Picún Leufú Anticline with the high input of siliciclastic material explained by an along-shelf current mechanism. Using seismic data, these authors established a direct connection between the southern part of the basin (Picún Leufú depocentre) and the Neuquén embayment.

Although already studied in great detail, the Vaca Muerta Formation deserves additional attention to improve our understanding of the paleoenvironment of these high-quality source rocks. In this study, we provide an integrated sedimentary and geochemical characterization of the lower part of the Vaca Muerta Formation in the Picún Leufú Anticline, located in the southern part of the Neuquén Basin. The Picún Leufú Anticline shows high-quality outcrops in the studied interval. The sedimentological description of twelve sections is supplemented with mineralogical and geochemical analyses on one section. The aim of this study is to provide a paleoenvironmental model for the southern part of the Neuquén Basin and document its evolution, in order to enrich and update our understanding of silt-rich

hydrocarbon source rocks. This study focuses on the lower part of the Vaca Muerta and therefore supplements the studies of [Massaferro et al. \(2014\)](#), [Zeller \(2013\)](#) and [Zeller et al. \(2014\)](#) concerning the upper part of the Vaca Muerta Formation and the Picún Leufú Formation in this part of the basin, as well as the work of [Kietzmann et al. \(2014\)](#) to the north of the Huincul ridge.

2. Geological setting and stratigraphy

The Neuquén Basin ([Figure 73](#)) of western Argentina and eastern Chile is located between latitudes 32°S and 41°S and covers an area of over 120,000 km² ([Yrigoyen, 1991](#)). It has a triangular shape and is bounded by the Sierra Pintada Massif to the northeast, the Patagonian Massif to the south and the Andean Arc to the west ([Howell et al., 2005](#)).

Two main sectors are recognized in the Neuquén Basin: the Neuquén Andes to the west, where Late Cretaceous-Cenozoic deformation has led to the development of fold and thrust belts, and the Neuquén Embayment to the east and south-east where most of the Mesozoic sedimentary succession is relatively undeformed ([Legarreta and Gulisano, 1989](#); [Legarreta and Uliana, 1991 and 1996](#)).

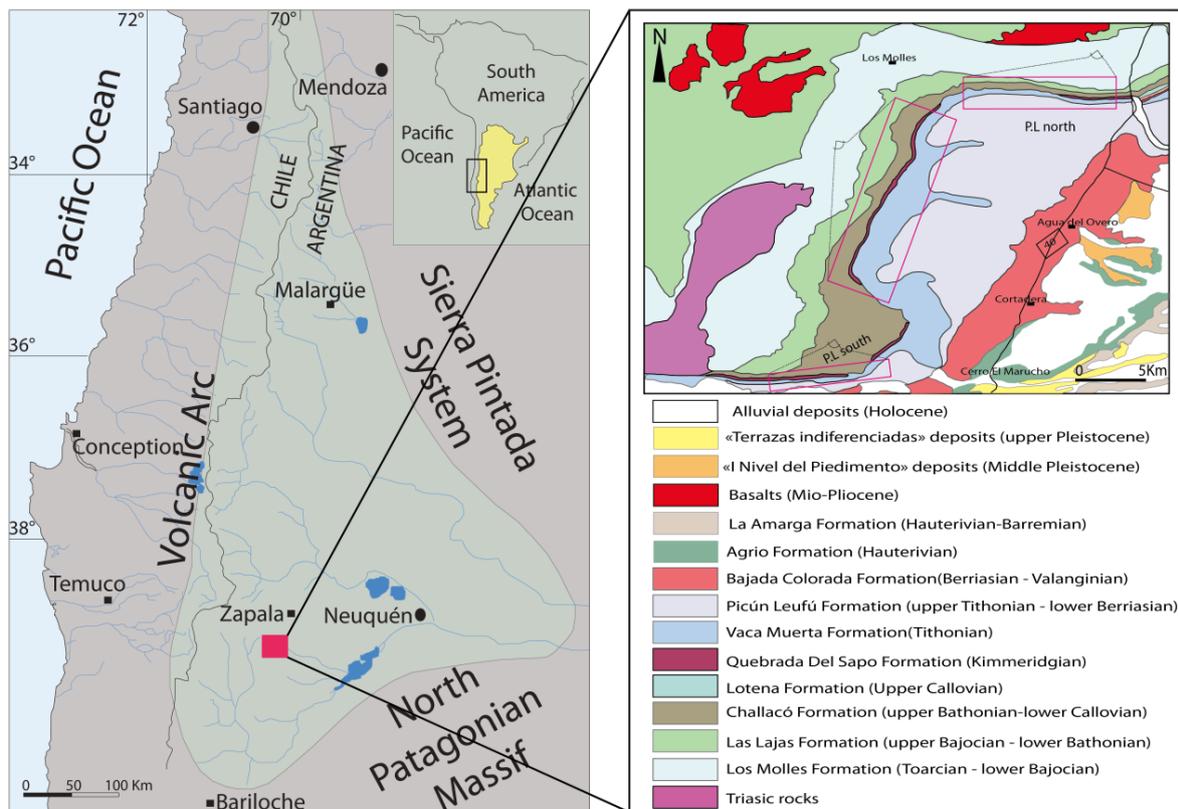


Figure 73: Location map of the Neuquén Basin and geological map of the Picún Leufú anticline (red box indicates the location of measured sections).

The evolution of the Neuquén Basin can be considered as consisting of three stages (Howell et al., 2005):

- From the Late Triassic to Early Jurassic (rifting stage): this part of Gondwana was characterized by extensional tectonics and the development of a series of narrow and isolated half-grabens, filled with continental and volcanic red-bed facies (Maceda and Figueroa, 1995; Vergani et al., 1995; Franzese and Spalletti, 2001).
- From the Early Jurassic to Early Cretaceous (post-rift stage): Regional thermal subsidence (Legarreta and Gulisano, 1989; Legarreta and Uliana, 1991) related to subduction along the western margin resulted in the development of a wide marine embayment and the accumulation of more than 4,000 m of marine and continental deposits (Vergani et al., 1995; Howell et al., 2005).
- From the Late Cretaceous to Cenozoic: the basin was characterized by a compressional tectonic regime associated with a decrease in the angle of slab subduction that produced the uplift of the foreland thrust belt (Ramos, 1999). Flexural subsidence towards the east of the tectonic front allowed the accumulation of more than 2,000 m of continental syn-orogenic deposits (Legarreta and Uliana, 1991; Ramos, 1999).

Thus, from Early Jurassic to Early Cretaceous times, the Neuquén Basin was a back-arc basin, associated with the subduction of the proto-Pacific crust beneath the western margin of Gondwana (Vergani et al., 1995). The long period of thermal subsidence and regional back-arc extension (Howell et al., 2005) led to the development of a marine basin that was connected to the proto-Pacific Ocean by gaps in the arc (Spalletti et al., 2000; Macdonald et al., 2003). A complex series of transgressive-regressive cycles developed during this period due to variations in subsidence rate, eustatic sea-level fluctuations and localized uplifts (Figure 74; Gulisano et al., 1984; Legarreta and Gulisano, 1989; Legarreta and Uliana, 1991, 1996 a, b).

The regime of regional thermal subsidence was interrupted by several episodes of structural inversion (Vergani et al., 1995; Veiga et al., 2001; Pángaro et al., 2002). These tectonic inversions caused and/or enhanced relative sea-level falls and resulted in the accumulation of six wedges, sharply overlying deep-marine deposits. These lowstand wedges generally consist of continental deposits and are spatially restricted to the central part of the basin (Legarreta, 2002). In the marginal areas of the basin, the tectonic inversions are often represented by angular unconformities between sedimentary units forming important hiatal surfaces (Veiga and Spalletti, 2007).

In the southern part of the basin, a major tectonic inversion occurred during late Oxfordian to Kimmeridgian times, related to a change in the subduction regime along the active margin of the basin (Vergani et al., 1995). A reconfiguration of the basin at this time was associated with the uplift of the Huincul Ridge, which divided the wide embayment of the Neuquén Basin into two main sedimentary depocentres (Zavala et al., 2005; Mosquera and Ramos, 2006).

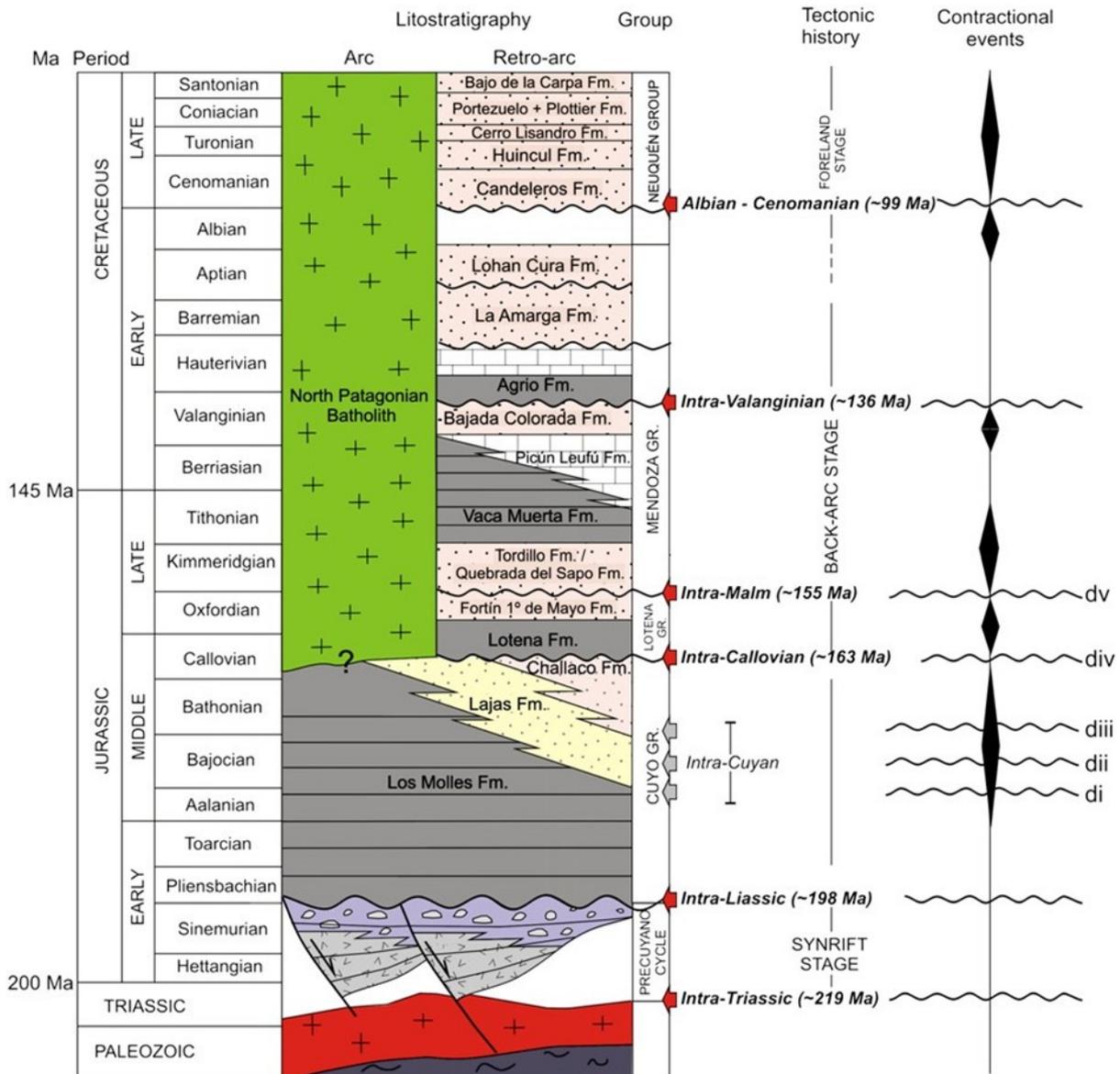


Figure 74 : Tectonostratigraphic chart of the southern Neuquén Basin and adjacent sectors, showing main unconformities and timing of deformation (Naipauer et al. 2012).

The Huincul Ridge formed a structural and stratigraphic barrier that isolated the southern depocentre. Thickness analysis of the Tordillo Formation suggests the existence of two depocentres in the northern part of the basin (Vergani et al., 1995; Spalletti and Colombo Pinol, 2005). In the southern part of the basin, the Kimmeridgian sediments correspond to <40

m-thick fluvial deposits of the Tordillo Formation (Groeber, 1946) grading into the eolian deposits of the Quebrada Del Sapo Formation (Digregrio, 1972). This observation suggests a structural activity of the Huincul Ridge before the Tithonian, whereas a recent study (Massaferro et al., 2014) suggests that the tectonic activity of the Huincul Ridge was initiated during the Late Berriasian with a maximum activity during the Early Valanginian.

The Tithonian-Berriasian interval is the object of the present study (Figure 75). In most of the Neuquén Basin, the uppermost Jurassic-lowermost Cretaceous deposits include the dark bituminous shales, marls and carbonates of the Vaca Muerta Formation (Weaver, 1931, Leanza 1973) and its lateral shallow water facies equivalent. The contact between the underlying Tordillo Formation (Groeber, 1946) and the Vaca Muerta Formation is considered to be isochronous and marks the beginning of the marine Tithonian transgression (Leanza, 1981). This coincides with an episode of regional subsidence attributed to post-compressional relaxation (Vergani et al., 1995). The top of the Vaca Muerta Formation is diachronous (Leanza, 1973, 1981, 1994; Leanza and Hugo, 1978; Leanza et al., 1977) and progradational (Gulisano et al., 1984; Mitchum and Uliana, 1985; Legarreta and Gulisano, 1989), becoming younger toward the central area of the basin (Figure 75).

In the southern part of the basin, the Tithonian–Berriasian interval comprises two marine lithostratigraphic units known as the Vaca Muerta and Picún Leufú Formations (Leanza, 1973). The Vaca Muerta Formation (locally dated as Early to earliest Upper Tithonian) consists of a thick succession of dark bituminous shales and marls, whereas the Picún Leufú Formation consists of mixed carbonate and siliciclastic sediments (Armella et al., 2007; Spalletti et al., 2000). In this part of the basin, Spalletti et al. (2000) interpreted the Tithonian-lower Berriasian succession (Vaca Muerta-Picún Leufú Formations) as being deposited on a gently sloping marine ramp (mixed siliciclastic-carbonate deposits) with a gradual transition from a shallow marine area along the southern and southwestern margins of the basin towards deeper areas in the north.

Age	Ammonite Zones	South		Study area		North				
		Catan Lil River China Muerta Creek	Picún Leufú Anticline	Los Catutos Covunco Creek	North Sierra de la Vaca Muerta	Loncopué Cajon Almanza				
136.3	Lower Valanginian	<i>O. atherstoni</i> <i>Lissonia riveroi</i> <i>Neocomites wichmanni</i>	Bajada Colorado Formation	Picún Leufú Formation	Upper Vaca Muerta Formation	Mulichinco Formation	Upper Vaca Muerta Formation			
139.4								Upper Berr.	<i>Spiticeras damesi</i>	Huncal Member
145.0										
151.0	Upper Tithonian	<i>Corongoceras alternans</i> <i>Windhausenoceras internispinosum</i>	Picún Leufú Formation	Upper Vaca Muerta Formation	Vaca Muerta- Quintuco Formation	Lower Vaca Muerta Formation				
	Middle Tithonian	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	Carrin Curá Formation	Los Catutos Member						
		<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	Vaca Muerta Formation							
152.1	Lower Tithonian	<i>Virgatosphinctes mendozanus</i>	Vaca Muerta Formation	Lower Vaca Muerta Formation						

Figure 75 : Chronostratigraphic chart of the Tithonian – Early Valanginian in the southern and central Neuquén Basin (Modified after Spalletti, 2000. Huncal member from Leanza et al., 2003. Time scale after Gradstein et al., 2012).

In the central part of the basin (Neuquén embayment), the Vaca Muerta Formation consists of basinal deposits, which grade eastward into the shoreface deposits of the Quintuco Formation (upper Tithonian–lower Valanginian) and the sabkha deposits of the Loma Montosa Formation (lower Valanginian), forming a mixed carbonate-siliciclastic depositional system (Mitchum and Uliana, 1985; Gulisano et al., 1984; Carozzi et al., 1993). To the west, the Vaca Muerta Formation includes slope facies (the Huncal Member), and, in Chilean territory, passes into shallow marine/volcanic deposits (Charrier, 1985; Leanza et al., 2011; Kietzmann and Vennari, 2013).

In the north of the basin (southern Mendoza area), Kietzmann et al. (2014) also interpreted the Vaca Muerta deposits as the westward progradation of a homoclinal carbonate ramp located on the eastern margin of the basin, whereas the western margin represents the outer part of a distally steepened ramp prograding eastward.

The major difference between the north and the south is related to variations in siliciclastic input due to differences in latitudinal position (Volkheimer et al., 2008) as well as tectonic reactivation of the Huincul Ridge (E-W structure) and the Chihuidos High (large structure developed parallel to the Andean Arc) (Vergani et al., 1995; Marretto and Pangaro, 2005).

3. Materials and Methods

The study area is located in the southern part of the Neuquén Basin. This area is located in the Picún Leufú Anticline (Figure 73), close to the town of Zapala, extending between latitude 39°16' and 39°25' S and between longitude 69°58' and 70°19' W.

The east-west oriented Picún Leufú Anticline defines the western portion of the Huincul Ridge and forms the main topographic feature of the region (Naipauer et al., 2012). In the Picún Leufú zone, the Tithonian–Berriasian interval corresponds to two marine lithostratigraphic units known as the Vaca Muerta and Picún Leufú Formations (Leanza, 1973). The Vaca Muerta – Picún Leufú interval was studied at several points of the Picún Leufú Anticline. Eight sections numbered log # 1 to log # 8 were studied on the northern flank of the Picún Leufú Anticline, while four sections numbered log # 9 to log # 12 were studied on the southern flank. The spacing between the studied sections in each sector varies between 1 and 2 km. Sections were logged at a scale of 1:100e (Figure 76) using a Jacob's staff to measure bed thicknesses. Texture, sedimentary structures, thickness, geometry and spatial relationships were documented during fieldwork. In addition, satellite images and photographs were used to investigate the western flank of the Anticline, corresponding to an Indian territory where we do not have authorization for access.

Log #3 was sampled for petrographic and geochemical analyses as well as characterization of clay mineral content. Fifty-nine samples were collected along the 450-m-thick section. Ten samples were taken with an average spacing of 1.5 m in the basal fifteen metres of the studied interval to analyse in detail the black shales, and forty-nine samples were taken along the section, but without a regular spacing, to obtain the overall evolution of the studied interval.

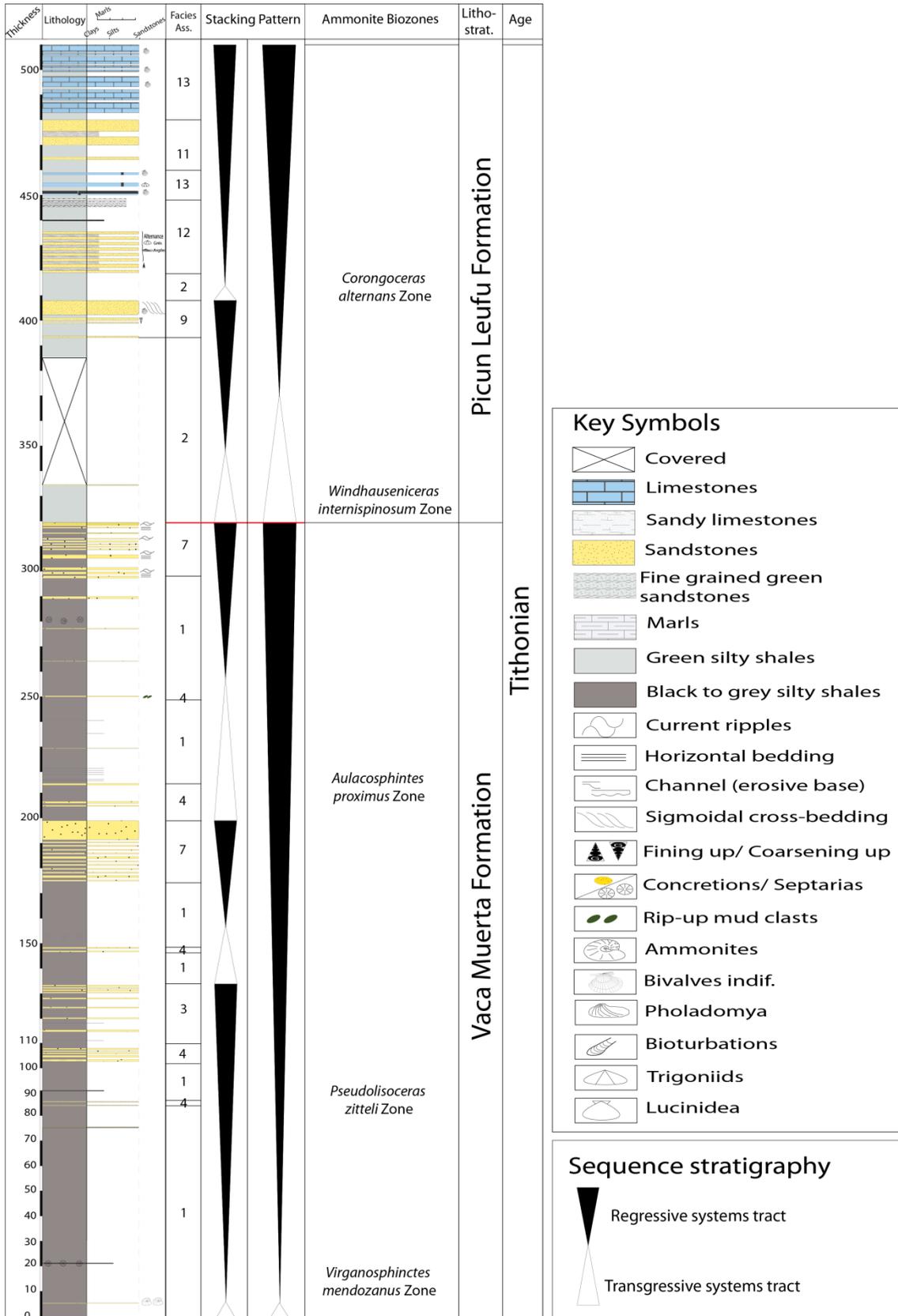


Figure 76 : Log- section (log #7) of the Vaca Muerta Formation in the Picún Leufú Anticline. (Ammonite zones from Leanza, 1980; Leanza et Zeiss, 1990 and 1992).

The carbonate content was determined with a Bernard-type calcimeter (acid digestion followed by CO₂ volume determination; accuracy < 5%). The clay fraction was isolated and analysed using the standard protocol for determining clay-mineral assemblages (using a Bruker D4 Endeavour XRD system together with the Macdiff software; see detailed protocol in [Bout-Roumazel et al., 1999](#)). The major- and trace-element contents were analysed by ICP-OES and ICP-MS at the spectrochemical laboratory of the Centre de Recherches en Pétrographie et Géochimie of Vandœuvre-les-Nancy (geochemistry laboratory of the French Centre National de la Recherche Scientifique). The samples were prepared by fusion with LiBO₂ followed by HNO₃ dissolution. Precision and accuracy were both better than 1% (mean 0.5%) for major-minor elements and 5% for trace elements, as checked by international standards and analysis of replicate samples ([Carignan et al., 2001](#)). Enrichment factors (EF) were calculated as: $XE = [(X/Al)_{\text{sample}} / (X/Al)_{\text{PAAS}}]$, where X and Al represent the weight % concentrations of element X and Al, respectively. Samples were normalized using the post-Archean average shale (PAAS) compositions of [Taylor and McLennan \(1985\)](#). Aluminum normalization is commonly used to minimize the effects of variable dilution by carbonate or biogenic silica, although certain caveats apply to this approach (for a discussion, see [Tribovillard et al., 2006](#) or [Van der Weijden, 2002](#)). The convenience of using enrichment factors is that any normalized value greater than 1.0 corresponds to enrichment of an element relative to its average crustal abundance. In practical terms, EFs >3 represent a detectable enrichment of an element over average crustal concentrations, and EFs >10 represent a moderate to extreme enrichment ([Algeo and Tribovillard, 2009](#)).

The interpretations of the abundances of redox-sensitive trace and/or productivity-proxies are based on recently published general considerations ([Brumsack, 2006](#); [Tribovillard et al., 2006](#); [Algeo and Rowe, 2012](#); and references therein).

4. Facies analysis

4.1. Facies association type

Facies analysis based on the twelve measured sections represents the core of the present study. Twenty-three sedimentary facies are defined on the basis of textural properties and sedimentary structures, and are summarized in [Table 1](#). Facies are grouped into fourteen facies associations defined according to their recurring combinations. These facies associations are detailed below.

4.1.1. Facies association 1 (F.A. 1)

4.1.1.1. Description: This facies association occurs in the lower half of all measured sections (Figure 77-A & B). It consists of massive and/or laminated black to grey shales (F1) interbedded with rare siltstones (F4) to fine-grained sandstones (F5) (Figure 77-C). The black shale facies (Figure 77-D) consists of massive (F1.a) to laminated (F1.b) black shales to silty shales and occurs only in the basal few meters of the measured section. Grey shales (Figure 77-F) correspond also to massive (F2.a) to laminated (F2.b) silty shales, the latter with mm-thick brown laminae. Fish scales and very scarce ammonites are generally observed, except at the bottom of each measured section where an important ammonite-rich horizon (Figure 77-E) is developed. The interbedded sandstones are massive and tabular, displaying sharp bases and tops. These interbeds are thin and reach a thickness of no more than a few dm.

Shaly intervals show an average TOC content of 2%, with maximum values reaching 24% at the base of the section. This facies association contains several levels of sub-spherical concretions that can be massive or show septarian cracks. They can reach 50 cm in diameter and occur in sandy and shaly intervals.

XRD analyses of the grey silty shales show a clay mineralogy essentially composed of smectite (61%) and kaolinite (33%).

4.1.1.2. Interpretation: The dark color, fine-grained composition and laminated structure of the shales indicate deposition by settling out from suspension in a low-energy environment, probably below the storm wave base. The preservation of lamination, the presence of fish scales and the high organic content suggest an anoxic to sub-oxic environment. Massive sand beds are attributed to gravity flows probably triggered by storm surges (Wallace-Dudley and Leckie, 1993). The occurrence of ammonites with no trace of reworking indicates an open shelf environment. The ammonite-rich horizon level was analysed in detail by Parent et al. (2011), who described abundant well preserved ammonites (many species), gastropods and bivalves. This ammonite horizon is interpreted as a condensed interval resulting from a low sedimentation rate. Concretions and septarias are interpreted as being formed in the early diagenetic stages during a decrease or break in sedimentation (Hesse and Schacht, 2011). Facies association 1 is interpreted as representing an offshore zone setting.

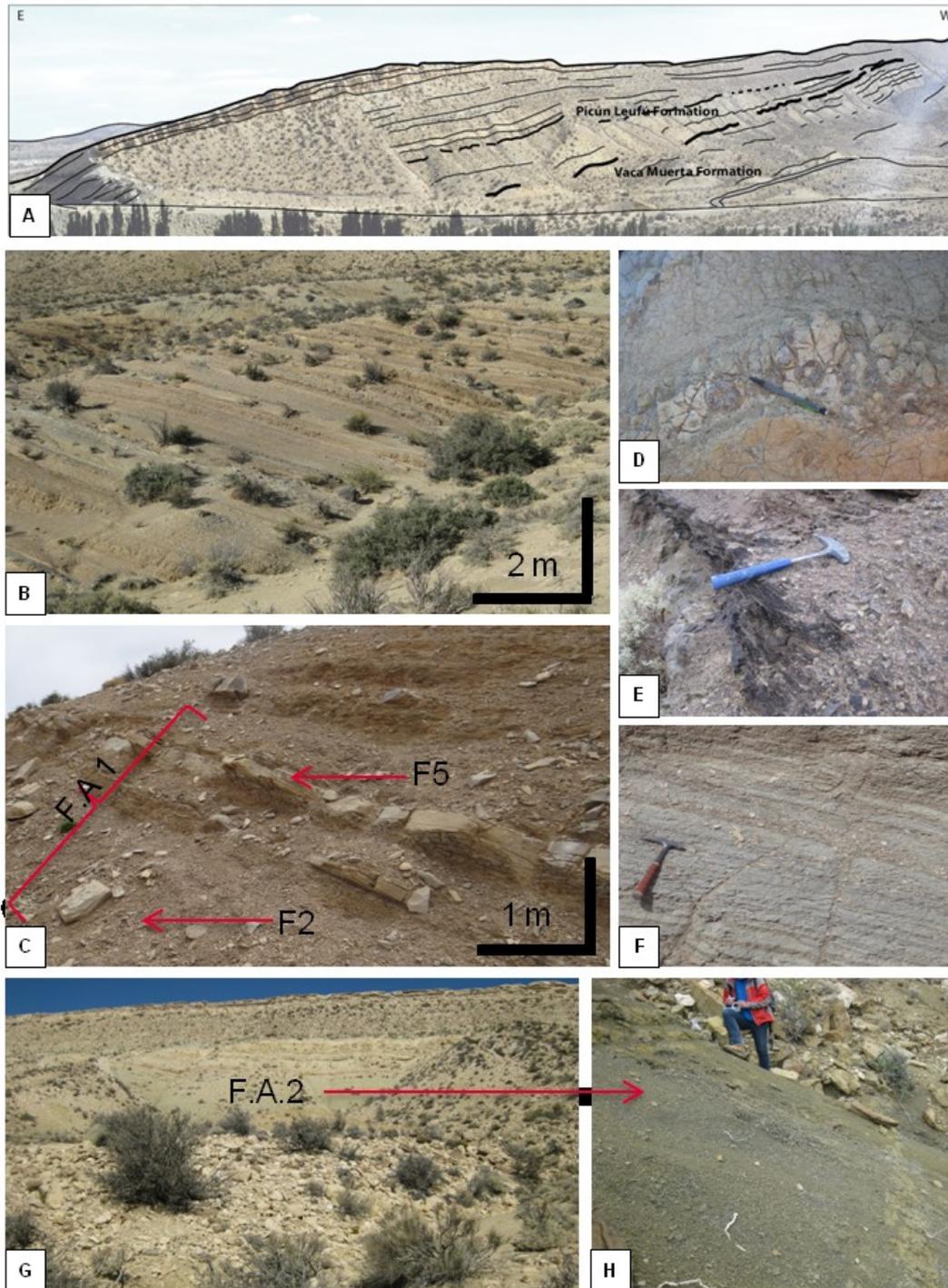


Figure 77 : A. Outcrop view of studied zone (north Picún Leufú Anticline). B. General aspect of grey laminated shales (Facies 2). C. Facies association 1 corresponding to massive and laminated grey shales (F2.a and F2.b, respectively) with rare fine-grained sandstones (Facies 5). D. Detail of dark shales (Facies 1). E. Well-preserved ammonoid horizon recognized at the base of the measured sections. F. Detail of laminated grey shales (Facies 2b). G. General aspect of green massive shales (Facies 3a). H. Detail of green massive shales (Facies 3a).

4.1.2. Facies association 2 (F.A. 2)

4.1.2.1. Description: This facies association (Figure 77- A & G) occurs in the upper half of all the measured sections. It consists of massive (F3.a) and/or laminated (F3.b) green silty shales (Figure 77-G & H), interbedded with fine-grained sandstones (F5). Silty green shales contain scarce fossils represented by well-preserved trioniids. Sand beds are massive, tabular and reach a few cm to a few dm in thickness with sharp bases and tops.

This facies association displays very low TOC contents (average value < 0.1%). Several levels of concretions are observed both in the sandy and shaly intervals, corresponding to septarian or simple concretions that can reach a diameter of 50 cm.

XRD analyses of the green silty shales show differences in clay mineralogy compared to the silty grey shales (F.A. 1). Green silty shales of facies association 2 are richer in smectite (84% vs. 61% in F.A. 1) and chlorite (5% vs. 0% in F.A. 1), while kaolinite shows an inverse trend (1% vs. 33% in F.A. 1).

4.1.2.2. Interpretation: The fine-grained composition and laminated structure of the green silty shales indicates deposition by settling out of sediment from suspension in a low-energy environment, probably below the storm wave base. TOC values suggests oxic to sub-oxic conditions.

The occurrence of sandstone beds suggests a slightly higher energy. As with facies association 1, these beds are attributed to the distal deposition of gravity flows probably triggered by storm surges (Wallace-Dudley & Leckie, 1993). Septarian-type and simple concretions are interpreted as resulting from a low sedimentation rate (Hesse and Schacht, 2011). Facies association 2 is interpreted as a distal environment in an outer ramp setting.

4.1.3. Facies association 3 (F.A. 3)

4.1.3.1. Description: This facies association is composed of an alternation of massive sandstones (F6) with minor silty shales (F2) which can reach more than ten metres in thickness. Sandstones vary from a few cm to several dm in thickness and exhibit sharp bases with flute casts and planar tops (Figure 78-A). They are either massive or display crude horizontal stratification, with some beds exhibiting normal grading. Silty shales are grey in colour and can display laminations. Fossils are absent from this facies association.

4.1.3.2. Interpretation: Massive sandstones can be interpreted as indicating a rapid deceleration and abrupt arrest of high-density turbidity currents (Bouma, 1962; Aigner, 1982; Lowe, 1982; Mutti, 1992). Flute marks are interpreted as resulting from an initial phase of high turbulence at the beginning of the flow (Allen, 1982). Laminated silty shales can be

considered as the result of settling out of sediment from suspension in a low-energy environment. The alternation between the two facies suggests a combination of (1) turbidity currents and (2) deposition of “mud” from suspension in the water column. Facies association 3 is attributed to turbidite deposits in an offshore setting.

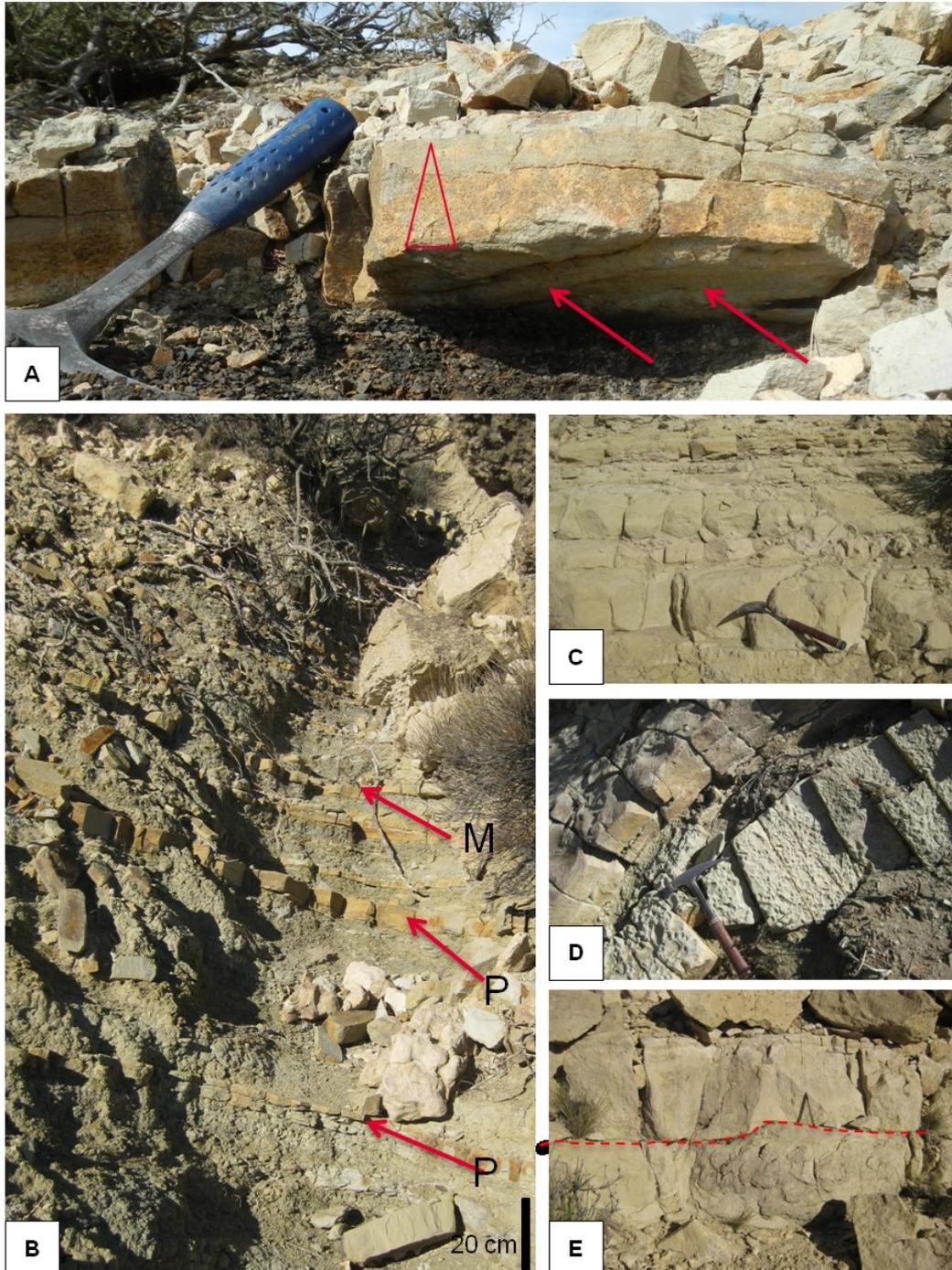


Figure 78 : A. Turbidites of F.A. 3. B to E. Facies association 4: B. Alternation of massive (M) or laminated (P) sandstones (F5) and silty shales (F2) of F.A. 4. C. Sandstones display sharp bases and tops. D. Some beds contain mud clasts. E. Sandstone with erosive base (F7) alternating with grey silty shale interbeds (F2).

4.1.4. Facies association 4 (F.A. 4)

4.1.4.1. Description: This facies association is composed of silty shales (F2, [Figure 78-B](#)) and massive sandstones (F5, F6). Silty shales are grey-brownish in color, massive and structureless. The sandstone beds are 40 to 90 cm thick, characterized by sharp bases and tops (F5) ([Figure 78-C](#)). Some beds exhibit planar lamination and mud clasts ([Figure 78-D](#)). They can also exhibit erosive bases (F6) ([Figure 78-E](#)), bivalve fragments and vertical burrows. The sandstone beds do not show any specific trend.

4.1.4.2. Interpretation: Laminated silty shales can be considered as the result of the deposition of sediment settling out from suspension in a low-energy environment, while structureless sandstones can be interpreted as storm-related deposits, reflecting the waning flow regime of storm-generated currents ([Brencheley et al., 1993](#)). The occurrence of mud clasts suggests deposition under turbulent erosion of a mud-rich basin-floor ([Zakaria et al., 2013](#)). Planar laminations in some sandstone can be considered as resulting from tractive currents. Facies association 4 was deposited from storm currents in an offshore environment, between the fair weather wave base and the storm wave base. Its deposition reflects episodic, short-lived, high-energy conditions alternating with longer periods of lower energy (fine-grained intervals).

4.1.5. Facies association 5 (F.A. 5)

4.1.5.1. Description: This facies association is characterized by deformed sandstones (F8) interbedded with grey silty shales (F2). Sandstone beds show scarce planar laminations. They have a thickness of a few m to a few dm and exhibit a folded shape, sometimes with internal deformation ([Figure 79-A & B](#)) and lateral pinch-out geometry.

4.1.5.2. Interpretation: The folded facies and the deformed internal layers are considered as evidence for plastic deformation during mass transport. The occurrence of planar lamination in some deformed beds suggests that the material was initially deposited by high-energy tractive currents. This facies association is interpreted as a result of a slumping, probably due to the collapse of a sediment pile through slope instability.

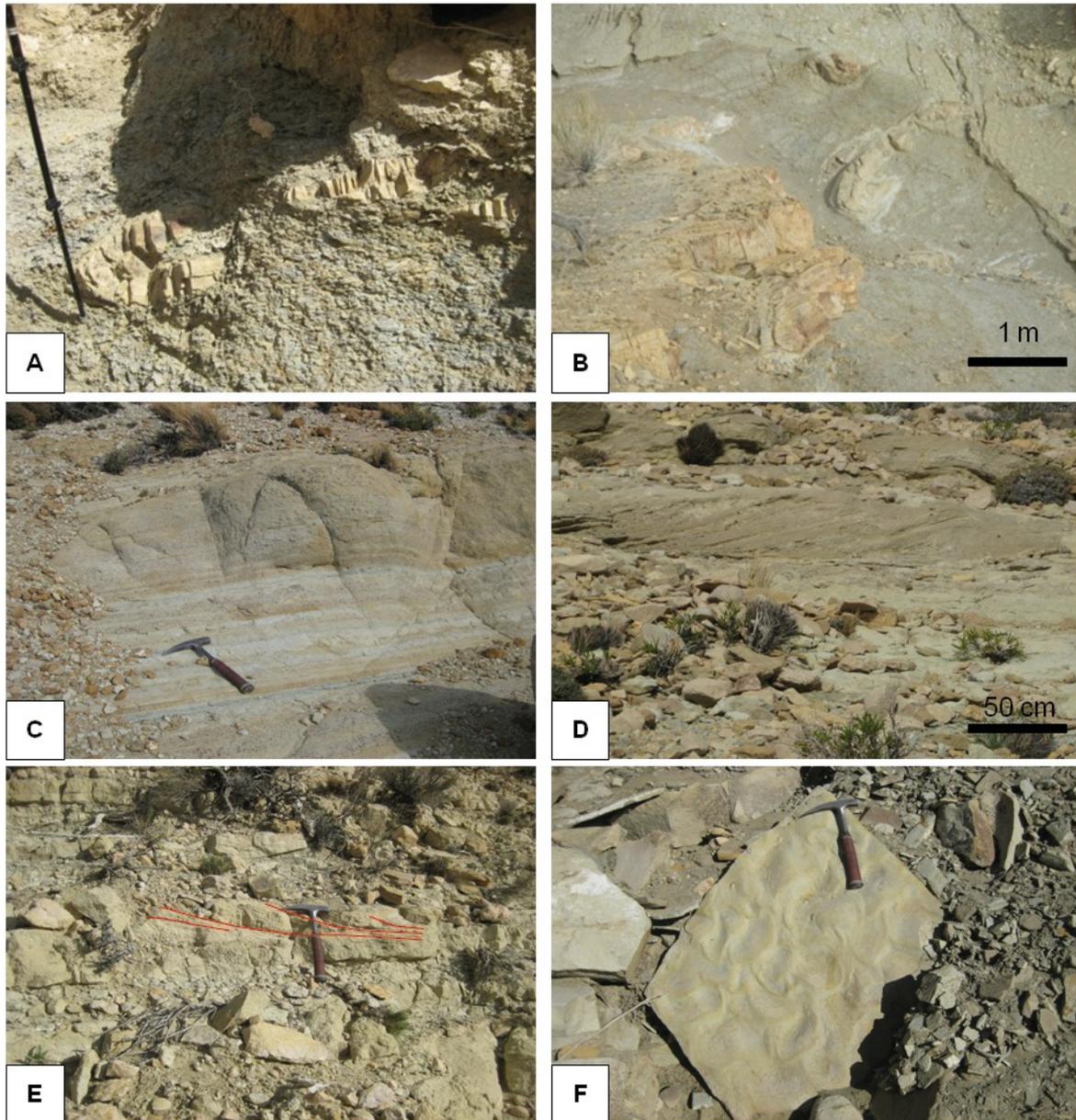


Figure 79 : A & B. Illustration of sandstone slumps of F.A. 5. C. Fine-grained sandstones with planar laminations (F10). D. Cross-stratified sandstones (F11). E & F. Sand-rich facies with trough cross-bedding and sinuous ripple morphology.

4.1.6. Facies association 6 (F.A. 6)

4.1.6.1. Description: This facies association consists of sandstones (F9) with fine to very-fine-grained interbeds (F15 and F3). The sandstones are cross-bedded and commonly amalgamated or separated by fine-grained interbeds. The sandstone beds are mainly of decimetric to metric thickness, exhibiting sharp bases and tops and containing mud clasts. Fine to very fine-grained intervals correspond to green shales (F3) that grade laterally into structureless, massive and very fine-grained green sandstones (F15). Some beds contain scarce bivalves and bivalve fragments.

4.1.6.2. Interpretation: The amalgamation of sandstone beds makes it difficult to recognize the first- and second-order surfaces and internal structures in detail. The development of cross-beds and amalgamation suggests hummocky cross-stratification. The presence of mud clasts and bivalve fragments suggests the influence of reworking/remobilization processes. The common occurrence of amalgamated sandstones suggests a lower shoreface environment, but the lateral facies relationship between green shales and very fine green sandstones implies that amalgamation occurred below fair weather wave base. Facies association 6 is interpreted as having been deposited in a mid-ramp setting with storm events.

4.1.7. Facies association 7 (F.A. 7)

4.1.7.1. Description: This facies association consists of sandy beds with various sedimentary structures (F10, F11 and F12) (Figure 79-C to F) and fine-grained intervals (F2). Sandy beds show planar laminations (F10), wave ripples (F11) and scarce trough cross-stratification (F12). The beds are ca. 1 m to a few dm thick, exhibiting sharp bases and tops. Fine-grained interbeds correspond to massive grey silty shales (F2). Rare mud clasts and bivalves can be observed.

4.1.7.2. Interpretation: The presence of various sedimentary structures reflects deposition by wave and/or current processes. Trough cross-stratifications in sands suggest formation by the migration of sand dunes (longshore currents) in a shallow-water environment. High-energy planar lamination and cross-bedded sandstones are interpreted as deposits of the surf zone, possibly longshore bars. The rare mud clasts can be interpreted as a result of erosional currents. Facies association 7 was deposited above fair weather wave base. It is interpreted to have been deposited on the lower shoreface.

4.1.8. Facies association 8 (F.A. 8)

4.1.8.1. Description: This facies association is composed of cross-bedded sandy limestones (F13) that reach a few metres in thickness. They are characterized by sharp bases and top and display current ripples and cross-bedding, mud clasts and burrows. The foresets are always directed toward the east on the east-west trending outcrop. These units are interbedded with very-fine-grained green sandstones (F15).

4.1.8.2. Interpretation: Cross-bedded sandy limestones also suggest a hydrodynamic process driven by unidirectional flow. The occurrence of mud clasts is interpreted as resulting from high flow velocity. Facies association 8 was deposited probably in a distal inner-ramp to proximal mid-ramp environment.

4.1.9. Facies association 9 (F.A. 9)

4.1.9.1. Description: This facies association is composed of cross-bedded sandstones and minor fine to very-fine-grained green sandy intervals (F15). The sand-rich units (F14) show sharp bases and tops and exhibit large-scale sigmoidal cross-bedding (Figure 80-A). Some units exhibit concave and erosive bases. Sandstones units can reach tens of meters in thickness and show overall fining-upward and thinning. Some units show an upward evolution from lenticular bedding, wavy bedding to flaser bedding (in the sense of Reineck and Wunderlich, 1968; (Figure 80-B). Herringbone cross-stratification can be observed. Mud clasts (Figure 80-C) and mud drapes occur on the foresets, and some beds locally have rippled top surfaces. These sand-rich units are interbedded with or overlain by green silty shales (F3) or green fine to very-fine-grained sandstones (F15). Scarce bivalve fragments are observed.

4.1.9.2. Interpretation: Cross-bedded sandstones with mud drapes are characteristic of tidal dunes in the intertidal to subtidal zone (Dalrymple, 1992, 2010). Episodic changes in the hydrodynamic regime lead to the formation of ripples and mud drapes (Allen, 1980), and therefore a tidal influence is likely (Shanley et al., 1992). Generally, the migration of tidal sand bars is controlled primarily by tidal cycles (Boersma and Terwindt, 1981; Yang and Nio, 1985; Friedman and Chakraborty, 2006; Dalrymple and Choi, 2007), and mud drapes accumulate on the foresets and bottom sets during the slackwater stages between the ebb and flood tides (Komatsu et al.2014).

In zones of strong tidal currents, conditions are not favorable for benthos colonization, and few animals can live in this setting (Wilson, 1982, 1986). In addition, faunal diversity increases toward areas with smaller bedforms, as well as on the outer shelf where dunes tend to be replaced by small ripples and interbeds with mud laminae (Desjardins, 2012). The rare bivalve fragments suggest a high-energy setting. This indicates that the cross-bedded sandstones of facies association 9 may correspond to tidal dunes. Facies association 9 is interpreted to be deposited in a tidal complex, located above fair-weather wave base.

4.1.10. Facies association 10 (F.A. 10)

4.1.10.1. Description: This facies association is composed of cross-bedded sandstones (F23) interbedded with grey silty shales (F2). Sandstones are medium- to coarse-grained with trough cross-stratification showing an amalgamated aspect. The beds are 1 m to a few dm thick and show planar bases and tops. Some beds exhibit erosive bases and scarce planar laminations. Fine-grained intervals correspond to massive grey silty shales (F2).

4.1.10.2. Interpretation: The amalgamated aspect suggests a high-energy influence. Trough cross-stratified beds suggest formation by the migration of sand dunes in a shoreface environment (Walker and Plint, 1992; Reading and Collinson, 1996). This FA is interpreted to have been deposited in a shoreface setting.

4.1.11. Facies association 11 (F.A. 11)

4.1.11.1. Description: This facies association is composed of mixed siliciclastic-carbonate (F.A. 11.a) to siliciclastic (F.A. 11.b) beds with abundant shell fragments, interbedded with fine to very-fine-grained facies.

F.A. 11.a is composed of sandy limestones (F16), interbedded with fine to very-fine-grained green sandstones (F15). The sandy limestone beds are of decimetric to metric thickness and are characterized by sharp bases and tops. They exhibit rare trough cross-stratification. Fossils are abundant and correspond commonly to trioniids and other bivalves at the tops of the sandy limestone beds. A few bioturbation structures are also observed. F.A. 11.b is composed of alternations of massive sandstones (F17) and green shales (F3). The decimetric to metric sandstone beds display a thickening-upward trend. They are characterized by sharp bases and tops. Fossils are abundant and correspond to fragments of trioniids, pholadomyiids (Figure 80-D &E), other bivalves and scarce ammonites.

4.1.11.2. Interpretation: The abundance of shell fragments is an indicator of high-energy. The interlayering of sandstones/sandy limestones with fine to very-fine-grained intervals suggests spatial and temporal variations in the intensity and frequency of wave action (Sweet and Knoll, 1989). The occurrence of trough cross-stratification suggests migration of current-generated bedforms in an extensive shallow subtidal environment (Jiang et al., 2003). Facies association 11 is interpreted as having been deposited in a subtidal carbonate sand shoal subject to sustained high-energy conditions.

4.1.12. Facies association 12 (F.A. 12)

4.1.12.1. Description: This facies association is composed of lenticular units of sandstones or sandy limestones (F18 and F19) with green shaly interbeds (F3). Sandstones (F19) are massive and can reach a thickness of five metres, exhibiting erosive bases and sharp tops. Sandstones are interbedded with green shales (F3). The sandy limestones (F18) reach a few meters in thickness. They show erosive bases, while their tops are sharp and tabular. They are dominantly massive with planar lamination at the top. Bivalves fragments occur at the base and/or the top of the beds. These units are overlain by green shales (F3).

4.1.12.2. Interpretation: The lenticular units with erosive bases represent a channel filling. The occurrence of shell fragments is an indicator of high-energy. Alternating sandstones and sandy limestones and the abrupt transition to green shales suggest frequent rapid variations in current strength (Reineck and Singh, 1980; Nio and Yang, 1991a). The rare planar laminations suggest changes in the hydrodynamic regime (Allen, 1980) and can be interpreted as subtidal deposits influenced by weak wave and tidal currents (Willis et al., 1999). The assemblage of sedimentary facies and structures is interpreted to have been deposited in a subtidal setting probably with a tidal channel network. (Cook and Taylor, 1983).

4.1.13. Facies association 13 (F.A. 13)

4.1.13.1. Description: This facies association is dominated by limestones (F20) and minor green very fine-grained marly sandstones to marls (F15). Limestone beds are massive with crude laminations (Figure 80- F). They are of decimetric to metric thickness and display sharp bases and tops. Fossils are abundant, represented essentially by *Lucina* sp., *Pholadomya* sp. and occasional oysters in life position. A mottled aspect is observed, probably linked to bioturbation.

4.1.13.2. Interpretation: The lack of evidence of wave action in limestones and fine-grained facies suggests deposition in low-energy environments (Jiang et al, 2003). The occurrence of oysters in life position and *Lucina* sp. may indicate very shallow waters in tide-dominated areas (Armella et al., 2007). Facies association 13 is interpreted as having been deposited in a lagoon environment.

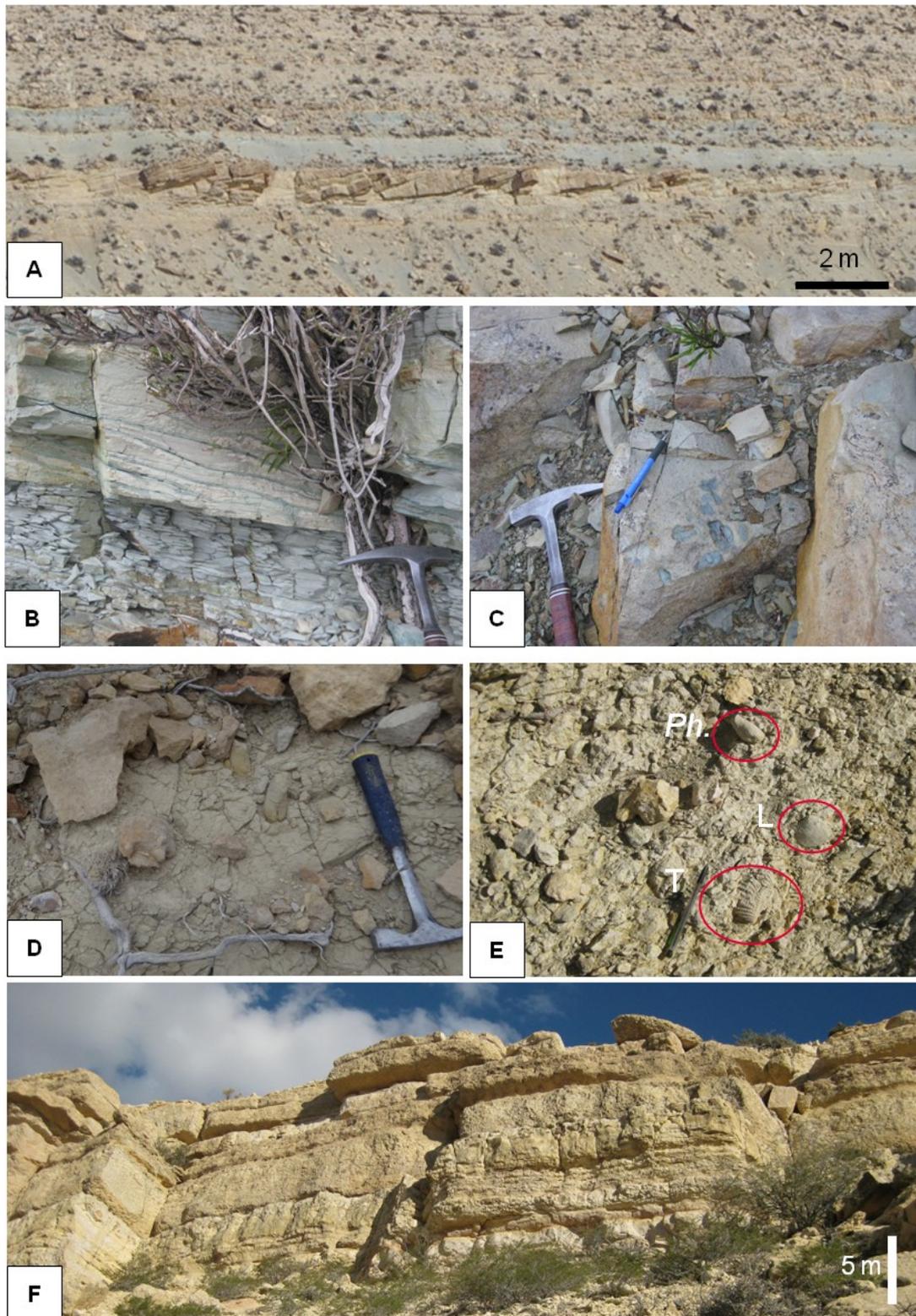


Figure 80 : A to C. Illustration of F.A. 9. A. General view of sigmoidal cross-bedded sandstones (F.A. 9). B. Vertical passage from lenticular bedding to wavy bedding. C. Mud clasts in sandy bed of F.A. 9. D & E. *Pholadomya* (*Ph.*), *Trigoniids* (*T*) and *Lucinidea* (*L*) of F.A. 11. F. Metre-scale laminated limestone beds of F.A. 13.

4.1.14. Facies association 14 (F.A. 14)

4.1.14.1. Description: This facies association is composed of siliciclastic (F.A. 15.a) to mixed siliciclastic-carbonate (F.A. 15.b) units containing abundant shell fragments, with fine to very fine-grained interbeds (F15). The siliciclastic units correspond to fossil-rich sandstones (F21) and the mixed siliciclastic-carbonate units to fossil-rich sandy limestones (F22). Both facies are made up of massive, structureless units of decimetric to metric thickness exhibiting sharp bases and tops and containing bird's-eyes. Fossils are abundant, represented by bivalves and scarce gastropods.

4.1.14.2. Interpretation: The occurrence of bird's-eye structures indicates that these facies were occasionally exposed above sea level (Pratt et al., 1992). Bird's-eye structures form in supratidal sediments as a result of shrinkage and expansion, gas bubble formation or air escape, and are preserved because of early cementation and filling with calcite, dolomite, evaporite minerals or internal sediment (Shinn 1968, 1983). Shell fragments suggest reworking by shallow-water tidal currents. This facies association is interpreted as a mixed siliciclastic-carbonate tidal flat.

4.2. Depositional environment

Several authors have proposed depositional models for the Vaca Muerta Formation from studies of different parts of the basin. Based on seismic data in the eastern Neuquén basin, Mitchum and Uliana (1985) interpreted the sedimentary environment of the Vaca Muerta as representing basinal to slope deposits in the Neuquén embayment. The sedimentary environment of the Vaca Muerta Formation in southern Mendoza was recently reinterpreted as representing the basinal to middle ramp facies of a homoclinal ramp system (Kietzmann et al., 2014).

The stratigraphic distribution of the fourteen facies associations described in the study area suggests two depositional models: the first model corresponds to a siliciclastic shelf and the second to a mixed siliciclastic-carbonate ramp.

Spalletti et al. (2000) studied the Vaca Muerta Formation in the Picún Leufú Anticline and proposed a ramp depositional system, in contrast with Zeller (2013) who interpreted these deposits as a mixed shelf to basinal succession. Based on the investigation of the whole Picún Leufú Anticline, our facies analysis and depositional interpretations suggest the succession of two depositional systems: (1) a siliciclastic shelf (Figure 81) and (2) a mixed siliciclastic-carbonate ramp system (Figure 82).

The shelf terminology used in the present study is adopted from Walker and Plint (1992) and the ramp terminology from Burchette and Wright (1992).

Walker and Plint (1992) defined the following depositional environments: (1) an offshore setting below the storm wave base, (2) an offshore transitional zone between the storm wave base and the fair weather wave base and (3) shoreface located above the fair weather wave base. The latter environment is characterized by wave and current agitated hydrodynamic processes. Depositional processes are dominated by the swash and backwash of breaking waves as well as onshore, longshore and rip currents.

The first depositional system of the studied succession (Figure 81) is characterized by two major zones corresponding to shoreface and offshore (*s.l.*) environments, respectively.

The distal deposits are represented by F.A. 1 and correspond to an offshore environment. This sector is dominated by the settling out of mud and silts. Anoxic to suboxic conditions hindered the proliferation of benthic organisms. Facies association F.A. 4 was deposited in an offshore transitional environment corresponding to episodic, short-lived, high-energy conditions alternating with longer periods of lower energy conditions (fine-grained intervals). During storm periods, material is transported from shallow to deeper waters.

The shoreface environment is represented by F.A. 7 and F.A. 10, including various facies, reflecting complex hydrodynamic processes with mixed oscillatory and unidirectional flow regimes.

The sand deposits of F.A. 7 suggest transport and re-sedimentation generated probably by storms (Aurell and Badenas, 1994) and/or longshore currents that entrain and transport sediments (Beer and Gorsline, 1971; Herzer and Lewis, 1979; Lewis and Pantin, 2002, Puig et al., 2003; Normark et al., 2006). Rip currents can also be invoked in the transport of sediments. These currents have the potential for transporting coarse sediments from the beach zone to distal areas. They are related to circulation cells and depend primarily on alongshore variations of wave height (Shepard et al., 1941; Goldsmith et al., 1982) leading to sand accumulation in the lower shoreface zone.

Furthermore, some evidence is observed of gravity-driven events. F.A. 3 and F.A. 5 correspond, respectively, to turbidite and slump deposits in the offshore zone (*s.l.*). They are probably due to the downslope collapse of sediments following sand accumulation related to longshore currents on the lower shoreface. This collapse phenomenon is due to instability in shallower areas, resulting from tectonic activity, seismicity or sediment oversteepening (Zakaria et al., 2013).

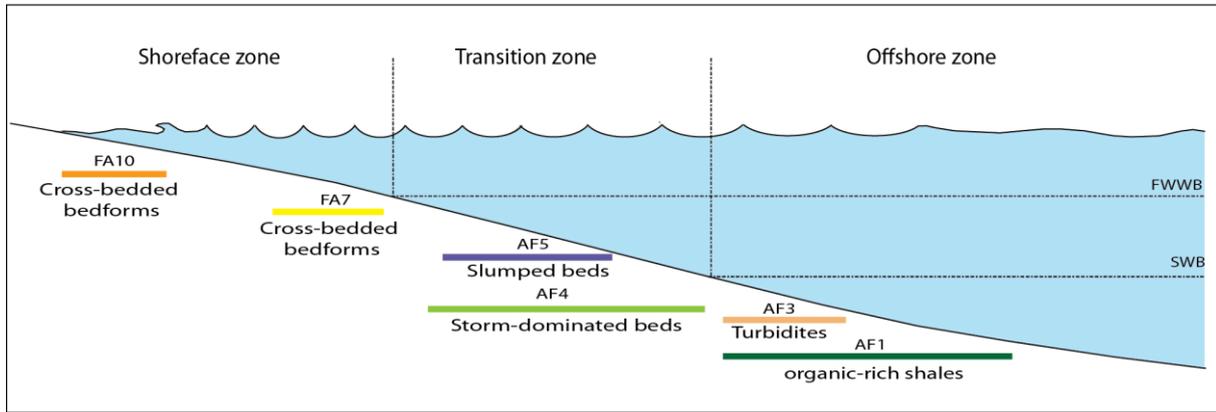


Figure 81 : Facies association distribution in a schematic siliciclastic shelf profile, according to Walker and Plint (1992). It correspond to facies association occurred in the lower part of the study interval. The position of the different zones is based on the position of fair weather wave base and the storm wave base.

The second depositional system of the studied succession corresponds to a mixed siliciclastic-carbonate ramp. Burchette and Wright (1992) defined (1) the outer ramp below the storm wave base, (2) the mid-ramp between the storm wave base and the fair weather wave base and (3) the shoreface located above the fair weather wave base. The latter environment includes high-energy environments (shoreface and beach) and infratidal to supratidal environments such as lagoon and tidal flats.

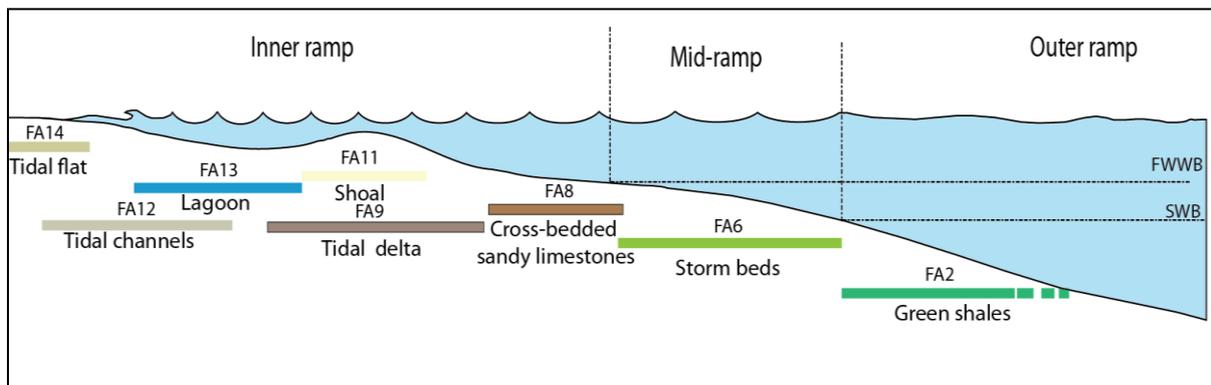


Figure 82 : Facies association distribution in a schematic profile of a mixed siliciclastic-carbonate ramp according to Burchette and Wright (1992). It correspond to facies association occurred in the upper part of the study interval (Picún Leufú Formation). The position of the different zones is based on the position of fair weather wave base and the storm wave base.

The second depositional system of the studied succession is characterized by three zones: inner, middle, and outer ramp (Figure 82), respectively. The inner ramp includes tidal flat, lagoon, tidal complex, and shoal facies associations. The mixed sedimentary material

(siliciclastic and carbonate) in this zone suggests a continental source (siliciclastic flux supplied by the wind or rivers). In the lagoon (F.A. 13), the shallow water and low-energy conditions favour the deposition of limestones and development of Lucinidae. The tidal deposits correspond to tidal channels (F.A. 12) and a tidal complex (F.A. 9). The cross-bedded sandstones of F.A. 8 and F.A. 9 and the bivalve fragments of F.A. 9 indicate high-energy conditions produced by storms and tidal processes (no evidence of wave-influenced morphology). The shoal facies belt (F.A. 11) corresponds to a high-energy environment. This belt was dissected by channels and acted as a barrier restricting water circulation and the development of lagoonal facies further inshore. The middle ramp corresponds to F.A. 6. Abundant bivalve fragments and mud clasts suggest storm influence. Finally, the outer ramp corresponds to F.A. 2, where we can invoke settling out of sediment from suspension in a low-energy environment below storm wave base.

5. Geochemistry and clay-mineral assemblages

5.1. Clay mineralogy

The clay-mineral assemblages are dominated by smectite and kaolinite. Illite accounts for always less than 20% of the total clay-mineral assemblage. While chlorite is mostly absent, it nevertheless shows peaks in some cases (e.g. samples #19= 22%, #22= 12%, #45= 30%, #48= 23%), and mixed-layer clay minerals are only present at the top and base of the section (Figure 83). Smectite and kaolinite abundances are inversely correlated. Smectite shows a major increase in relative abundance above the basal two samples (at about 4 m), jumping from <10 % to >50 %. Relative smectite abundances then continue to rise until sample #40 (about 270 m, top of the dark-shale interval in the section), but become more scattered toward the top of the section (top of carbonate cycle in regressive systems tract), being close to 100 % in the topmost samples. This general up-section increase is accompanied by an evolution in the smectite mineralogy from montmorillonite at the base to saponite at the top. Kaolinite does not show any mineralogical evolution, occurring as the dickite polytype throughout the section. The stratigraphic evolution of the clay mineralogy shows that smectite progressively substitutes for kaolinite from around 150 m in the log section (sample #26, base of shelf sequence in regressive systems). Kaolinite can be interpreted as an inherited mineral or as a clay mineral formed during periods of marked hydrolysis on land, whereas smectite is typical of milder conditions of weathering (e.g., Chamley, 1989 and references therein). Thus, the question is whether the stratigraphic evolution of the clay-mineral assemblage results from changes through time of 1) a single source of clays affected by climate conditions evolving

from strongly to mildly hydrolyzing, or 2) clay sources that gradually evolved depending on the emergent land areas being eroded.

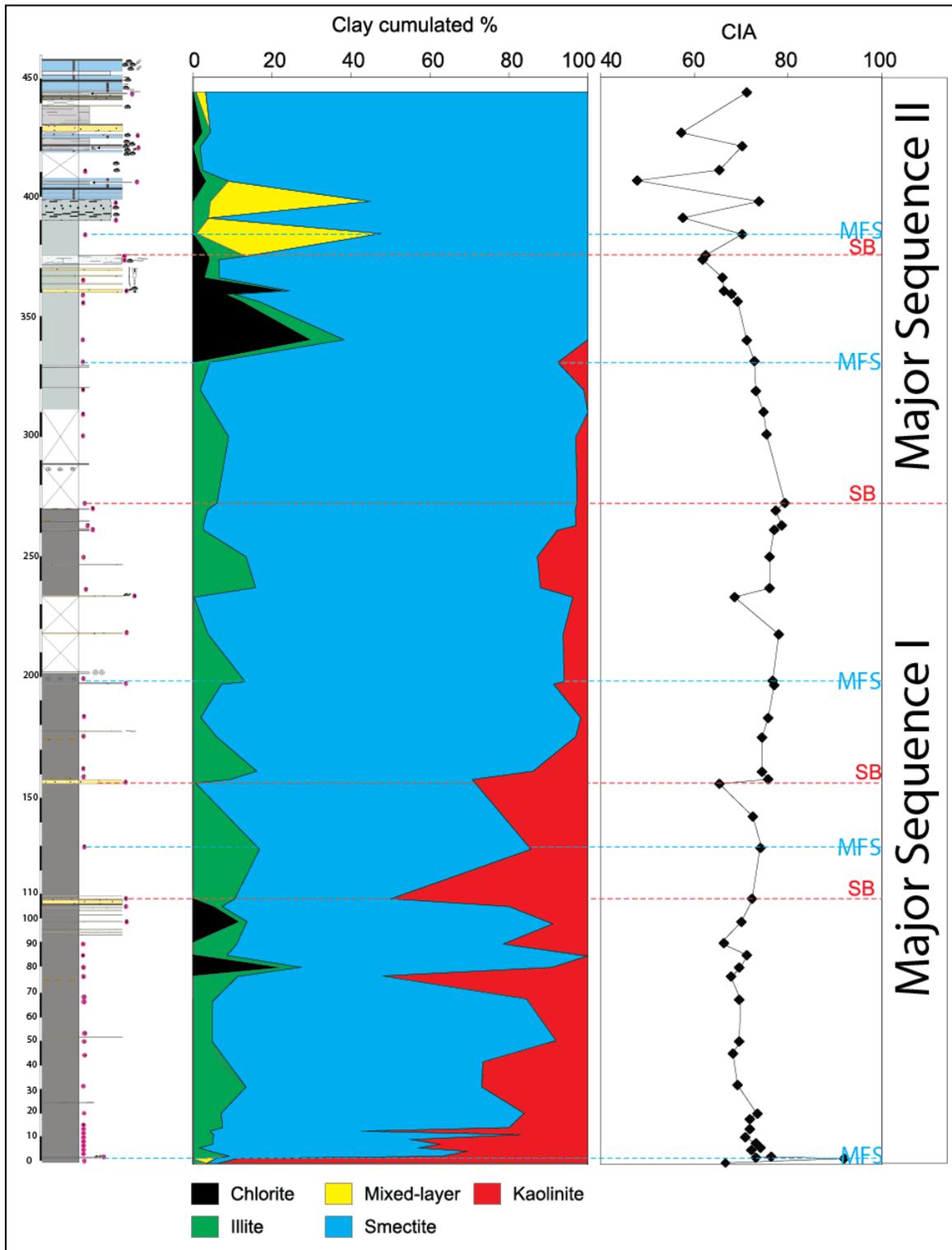


Figure 83 : Relative abundance of clay minerals in clay-size fraction (%) and Chemical Index of Alteration (CIA) (%) in log #3 of the Picún Leufú Anticline. The major subdividing boundaries (SB: sequence boundary; MFS: Maximum flooding surface) are established by correlation, according to the sequence stratigraphic framework (See Figure 86).

5.2. Geochemistry

The chemical index of alteration or CIA reflects the degree of transformation by weathering of alumino-silicate minerals (Nesbitt, 2003): $CIA = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO^*)$, where the calculation is based on molar proportions and CaO* represents the fraction of CaO associated only with silicates (i.e., here, the non-carbonate fraction). Primary minerals (showing little or no alteration) have a CIA of about 50 or less, whereas secondary clay minerals have CIA values of 75 or more. The CIA is a quantitative measure of the amount of chemically weathered materials contained in a siliciclastic sediment or rock, and reflects the intensity of chemical weathering in the source areas (Nesbitt, 2003). Here, the CIA values (Figure 83) indicate that samples from the base of the section up to sample #39 (270 m; dark shales) are dominantly composed of secondary clay minerals, whereas the samples #40 to #51 (272-375 m; green shales) display a clear-cut trend toward lower values. Samples from the topmost carbonate-bearing part of the section (above #59) show scattered values. The stratigraphic evolution of the clay-mineral assemblages does not follow the same trend as the CIA. The values of CIA shows a decrease during the upward transition from dark shales to green shales, with a scattered distribution in the carbonate-bearing top of the section. The CIA value reflects the degree of chemical alteration and transformation of the source rocks. Any decrease in CIA could therefore reflect changes in weathering on emergent land areas associated with less intense hydrolyzing conditions. On the other hand, such a decrease could also reflect changes in the source(s) of the detrital flux (Nesbitt and Young, 1982; Young and Nesbitt, 1999). However, the overall progradation of the sedimentary sequence and increasing proportion of sandy facies could also account for the decrease of CIA upwards through the studied section.

5.3. Trace elements

When considering enrichment factors, we observe that the basal sample (#1) is unique in that it shows very high enrichments in several trace elements (As, Mo, Pb and Zn) and noticeable enrichments in U and Sb (Table 2). Samples #2 to #40 (lower part of the section) are characterized by a marked enrichment in Mo, and to a lesser degree As and Sb, while U shows weak to detectable enrichment, and V yields weak enrichment. Conversely, samples #41 to #59 (upper part of the section, within carbonate cycles) do not show any interpretable enrichments in the elements mentioned above. In addition, Ni, Cu and Ba that are reputed to

be paleoproductivity proxies (see discussion in [Tribovillard, 2008a](#) and references therein) show no interpretable enrichment for the entire sample set.

Sample #1 (located at the bottom of the section) displays marked enrichment in TOC and redox-sensitive trace elements ([Table 2](#)), but no enrichment in productivity proxies (Ba, Ni, Cu). These features reflect reducing conditions in an oxygen-deprived depositional environment, with no indication of strong productivity. Thus, organic-matter preservation should be attributed to the absence of dissolved oxygen (probable euxinic conditions). Samples #2 to #40 (above the ammonite horizon) have higher enrichment factors in Mo than in U. Moreover, on the U vs. Mo diagram ([Figure 84](#)) proposed by [Algeo and Tribovillard \(2009\)](#), these samples plot in the field typical of the particulate iron shuttle (for details about the particulate shuttle process see: [Crusius et al., 1996](#); [Dellwig et al., 2010](#); [Scholz et al., 2013](#); [Jilbert and Slomp, 2013](#)). Briefly, dissolved chemical species present in seawater can easily bind onto the Fe and Mn oxy-hydroxides forming particles in the oxidizing part of the water column, thus becoming incorporated in a reversible way. During settling, Fe and Mn oxy-hydroxides can scavenge significant amounts of Mo ([Crusius et al., 1996](#); [Little et al., 2015](#)). The oxy-hydroxides can in turn bind settling particles or flocs of OM, or be adsorbed onto clay minerals. Once deposited, the oxy-hydroxides can be chemically reduced leading to release of the previously scavenged ions. These ions can then become solubilized at the sediment-water interface or released into pore waters. In the latter case, they can be incorporated into diagenetic mineral phases (sulphides, carbonates, silicates, etc.). The Mo present in the samples studied here was originally scavenged by Fe- (and probably Mn-) oxy-hydroxides in an oxic water column. After deposition, Mo was released into pore waters through reductive dissolution of the oxy-hydroxides. However, this Mo was trapped in the sediments by incorporation into (*sensu lato*) or absorption onto iron sulfides (e.g., pyrite). Thus, the sediments are enriched in Mo, but not (or very slightly) in U, because the latter element is not sensitive to the particulate shuttle. This interpretation is reinforced by the absence of a marked enrichment in V, which also indicates that bottom water conditions were not reducing. However, even if the water column was oxic, the fact that Mo was retained within the sediments indicates that reducing conditions developed at shallow depth below the sediment-water interface; otherwise, Mo would have escaped back into the water column together with pore waters during incipient sediment compaction.

The Mo-rich samples also show enrichments in As and Sb. Co-enrichment in Mo, As and Sb has already been observed associated with the particulate shuttle ([Tribovillard et al., 2013, 2015](#); see discussion in [Li et al., 2014](#)). The present study further supports the idea that a co-

enrichment in Mo, As and Sb, but with no marked enrichment in U and V, is the signature of the iron shuttle process.

The samples from the top part of the section (#41 to #59) show no interpretable authigenic enrichment in trace elements, which suggests deposition in fully oxygenated seawater.

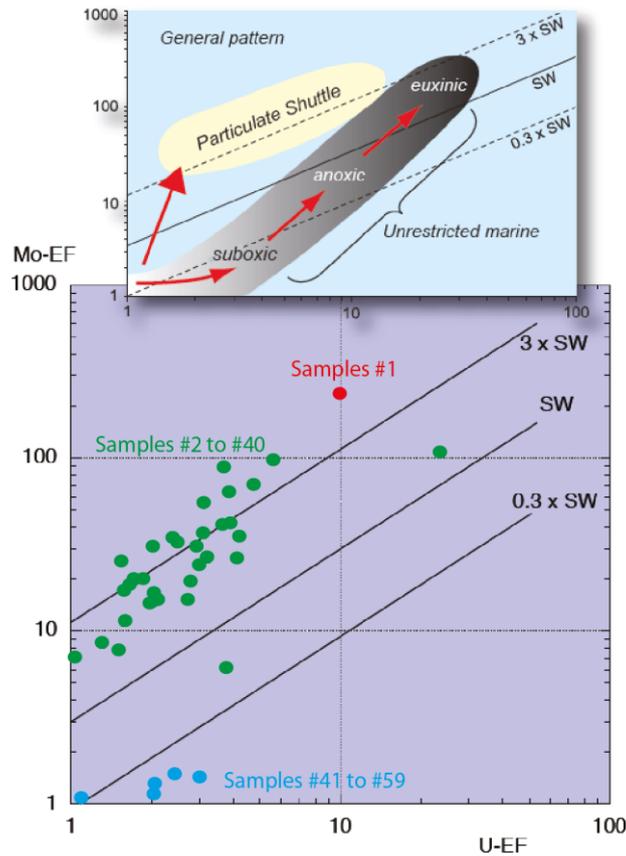


Figure 84 : U–EF vs. Mo–EF crossplot of the Tithonian-Berriasian samples. The General patterns of U–EF vs. Mo–EF covariation in modern marine environments is illustrated above: The gray field represents the “unrestricted marine”, characteristic of the eastern tropical Pacific, whereas the yellow field represents the “particulate shuttle” trend, characteristic of depositional systems such as the Cariaco Basin in which intense redox cycling of metal especially Mn(–) oxyhydroxides occurs within the water column. XEF= [(X/Al)_{sample}/(X/Al)_{PAAS}], and X and Al stand for the weight concentrations of element X and Al, respectively. Samples were normalized using the post-Archean average shale (PAAS) compositions of Taylor and McLennan (1985). The trace-element distribution indicates that Sample #1 recorded peculiar, probably euxinic, conditions of deposition, while samples #2 to 40 recorded conditions of depositions under oxic waters and with reducing conditions developing at shallow depth below the sediment-water interface. Samples #41 to 59 recorded fully oxygenated normal-marine conditions of depositions.

6. Stratigraphic sequences and correlations

In the description of sections presented here, we use the concepts of sequence stratigraphy developed by Embry and Johannesssen (1992) (transgressive-regressive sequence). A depositional sequence is considered as the record of a cycle of relative sea-level fluctuation, and is made up of two superposed units: the transgressive systems tract (TST) and the regressive systems tract RST. Deepening trends are considered to indicate a TST, while shallowing-upward trends are interpreted as a RST. The top of a deepening (transgressive) sequence is interpreted as a maximum flooding surface (MFS), while the top of the regressive unit is considered as a sequence boundary (SB). The offshore facies of the TST corresponds to a maximum flooding zone (MFZ).

In the Picún Leufú Anticline, we do not observe any erosional surfaces (in the sense of a sequence boundary), but two prograding trends are identified with a regional boundary corresponding to the transition between the grey shale interval and the first occurrence of green shales (Figure 85). Based on these observations and on the evolution of facies associations, two orders of depositional sequences are recognized (Figure 86): the higher rank sequences are termed “major T-R sequences”, while smaller-scale (high frequency) sequences are simply called “sequences”.

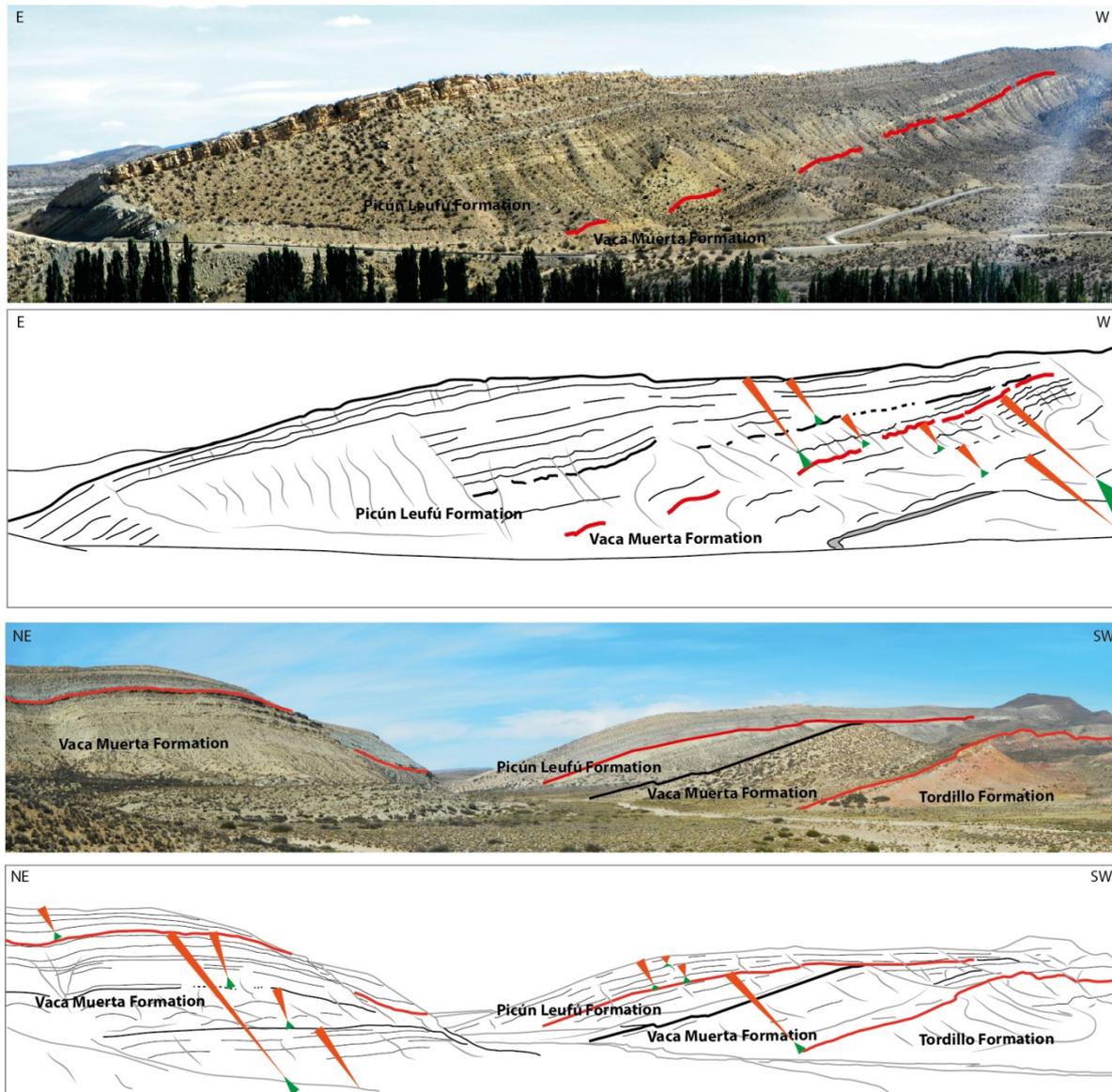


Figure 85 : Panoramic view and line drawing of the major T-R sequences and high frequency T-R in the north and south Picún Leufú Anticline. The southern part of the Picún Leufú Anticline exposes the most proximal facies of the siliciclastic shelf. It corresponds to the cross-bedded sandstones attributed to the shoreface environment.

6.1. North Picún Leufú sector

6.1.1. “Major T-R sequence I”: This sequence marks the base of the deep water facies of the Vaca Muerta Formation. The stacking pattern corresponds to a thin TST and a thick RST. The TST is represented by grey silty shales that overlie the continental deposits of the Tordillo Formation. The total organic content of these shales reaches 24.5% (sample #1, log #3), which corresponds to the highest value recorded. The TST varies in thickness, but remains less than 10 m in this part of the basin. The upper boundary of this TST is marked by

a major surface correlated across the Picún Leufú Anticline (Early Tithonian according to [Leanza, 1980, 1990, 1992](#)), and corresponds to an ammonite-rich horizon interpreted as a condensed interval. Sometimes, this major MFS lies directly above the continental Tordillo Fm. The RST corresponds to fine-grained deposits deposited after the transgression of the early Tithonian ([Spalletti et al., 2000](#)). The RST is represented by offshore facies (F.A. 1, 3, 4, & 5) of the Vaca Muerta Formation. The RST varies in thickness from 220 m in the east to 280 m in the west. The top of the RST is marked by shoreface sandstones (F.A. 7) and a transition to green shales (F.A. 2).

This “Major T-R Sequence” contains three higher frequency sequences ([Figure 86](#)) described in the following from the base to the top.

6.1.1.1. Sequence 1: This sequence is represented at its base by the thin TST described above and is bounded at its top by the ammonite-rich horizon that corresponds to an MFS. The RST is essentially composed of the offshore silty grey shales (F.A. 1) with rare sandstone beds, becoming enriched in sands due to tempestites (F.A. 4) near its top. The top of this sequence corresponds to the occurrence of turbidites (F.A. 3). The interval corresponding to sequence 1 is correlated between the eight sections. The overall evolution of sequence 1 ([Figure 86](#)) shows a general shoaling upward, with its thickness varying from 100 m (log # 3 and 5) to 130 m (log #7).

6.1.1.2. Sequence 2: The transition to deeper facies (offshore silty grey shales) is interpreted here as a flooding surface and is considered as a sequence boundary. The TST marks a deepening trend and varies from 15 (log #6) to 30 m (other logs) in thickness. The maximum flooding surface is placed at around the level of the maximum shale content. The overlying RST exhibits a general shallowing trend with the occurrence F.A. 4 and F.A. 7 at its top (tempestites of the offshore transitional zone to shoreface deposits) towards the west (log #8), whereas the eastern section logs show a gradual substitution of these facies associations by F.A. 5 (slumped facies, log #6 to #1, [Figure 86](#)). The thickness of the RST varies from 15 to 40 m. Sequence 2 does not exceed a thickness of 70 m and shows more abundant sandstone beds toward the west, while it becomes thinner toward the east with evidence of slumping. The thickness trend suggests a gently prograding geometry.

6.1.1.3. Sequence 3: The base of sequence 3 is picked out at the transition from shoreface sandy facies (F.A. 7) to offshore silty grey shales (F.A. 1), and is interpreted as a flooding surface in the western part of the Picún Leufú Anticline (log #7 and 8). In the eastern part of the anticline (logs 1 to 6), the base of sequence 3 corresponds to the transition from

slumped facies (F.A. 5) to offshore silty grey shales (F.A. 1). The general trend is marked by the increasing thickness of sandstone-rich intervals toward the top of the sequence (Figure 86). The TST is composed of dominantly silty shales of F.A. 1 and subordinate storm beds (F.A. 4) toward the east (log #1 to 5). The thickness of the TST varies from 10 to 60 m and decreases from 60 m in the west to 10 m in the east, except for log #3 that shows the thickest TST of this sequence. The MFZ is placed in the interval with the maximum shale content. In some section logs (#4 and 5), the MFZ coincides with horizons containing septarian concretions. The RST corresponds to an enrichment in sand content with the occurrence of shoreface deposits (F.A. 7) at the top. The thickness of the RST varies from 55 to 100 m, increasing from the west to the east, except in log #3 which shows the thickest RST of this sequence. The top of this sequence corresponds to the top of the “major T-R sequence I” and marks the transition to the green shale deposits.

6.1.2. Major T-R sequence II: This sequence coincides with the first occurrence of the green silty shales of F.A. 2. The TST and RST are exposed in the eight logs. The base of the TST is made up of green silty shales and the maximum flooding zone is interpreted at the maximum shale content. The RST is mixed carbonate-siliciclastic sequence with a coarsening-upward stacking pattern. The top of the RST is marked by pure carbonates of F.A. 13 along with the development of a hardground surface encrusted by siliceous sponges (Zeller, 2013), observed in the study area. This hardground marks the base of the next major transgressive-regressive sequence exposed on the back of the anticline but which is not discussed further in this study.

In the second major T-R sequence, two higher order transgressive-regressive sequences can be recognized. The correlation of the different measured sections shows a general aggrading pattern (Figure 86).

6.1.2.1. Sequence 4: This sequence starts with the first occurrence of the green silty shales of F.A. 2 and varies in thickness from 60 to 120 m from west to east. The TST is recognized by a deepening of depositional environments from the shoreface (F.A. 7 of sequence 3) to the outer ramp (F.A. 2). The TST is covered (vegetation, scree) in three logs (#3, 6 and 8). In the other logs, the top of the TST corresponding to the maximum flooding zone is defined as the interval of maximum shale content. The RST shows a gradual increase in the development of sand beds, which evolve towards the top of the sequence into thick inner ramp proximal deposits with tidal influence (F.A. 8 and F.A. 9). The top of the sequence

corresponds to an unconformity observed at outcrop and on high-resolution photographs (Figure 86). It corresponds to an erosional unconformity truncating the tidal deposits.

6.1.2.2. Sequence 5: This sequence comprises heterogeneous deposits and is marked by the development of lagoonal pure carbonates (F.A. 14). The TST is clearly visible only in the western part of the study area (log #7 and 8), where it is represented by the green silty shales of F.A.2 (Figure 86). In the eastern part of the northern flank of the Picún Leufú Anticline, the TST is not well developed. When the TST is identified, the maximum flooding zone is placed at around the maximum shale content. The RST is well developed and varies in thickness from 50 m (log #8) to 100 m (log #6), with an average thickness of 80 m. The major difference in thickness between log #8 and log #6 is due to erosion of the top of the cliff. The RST is represented by shallow mixed siliciclastic-carbonate deposits (shoal (F.A. 11), tidal channel (F.A. 12) and tidal flat (F.A. 14) facies) that evolve into lagoonal pure carbonates (F.A. 13) at the top.

6.2. South Picún Leufú sector

6.1.3. “Major T-R sequence I”: This sequence also marks the beginning of the deep water facies of the Vaca Muerta Formation, corresponding to black and grey silty shales. It corresponds to a thin TST and a thick RST. The upper boundary of the TST corresponds to the ammonite-rich horizon described in the north sector. The RST is represented by F.A. 1, 3, 4 & 10, with a basal ammonite-rich horizon. The RST varies in thickness from 220 m in the east to 280 m in the west. The top of the RST is marked by upper shoreface sandstones (F.A.10) and a transition to green shales (F.A. 2).

This “major T-R sequence” contains three higher frequency sequences, which are described from the base to the top as follows:

6.1.3.1. Sequence 1: This sequence has an ammonite-rich horizon at its base (MFS). The RST is composed of offshore silty grey shales (F.A. 1) and becomes rapidly enriched by tempestite sands (F.A. 4). The top of this sequence corresponds to the occurrence of F.A. 3 (turbidites). This interval is correlated between the four cross-sections in this sector and also in the northern part of the study area. As in the north sector, the overall evolution of sequence 1 (Figure 86) shows a general shoaling-upward pattern.

6.1.3.2. Sequence 2: The TST displays a deepening trend and is 15 m in thickness. It is mainly composed of silty grey shales. The maximum flooding zone is placed at around the maximum shale content. The RST varies from 15 to 40 m in thickness, marking a general

shallowing trend with the occurrence of F.A. 4 and 10 at the top (tempestite sands to upper shoreface sands) (Figure 86). Sequence 2 is generally isopachous and does not reach 90 m.

6.1.3.3. Sequence 3: The base of sequence 3 is picked out at the transition from shoreface sands (F.A. 10) to offshore silty grey shales (F.A. 1). The TST is composed dominantly of silty shales of F.A. 1 with scarce tempestites (F.A. 4). The TST is 10 m in thickness. The MFZ is placed at around the maximum shale content. The RST corresponds to relative upward enrichment in sand content with the occurrence of shallower facies (F.A. 10) towards the top. The RST varies from 40 to 60 m in thickness. The top of this sequence corresponds to the top of “major T-R sequence I” and marks the transition to the green shale deposits (Figure 86).

6.1.4. Major T-R sequence II: This sequence also coincides with the first occurrence of the green silty shales of F.A. 2 in this part of the Picún Leufú Anticline. The base of the TST is made up of green silty shales and the maximum flooding zone is interpreted at the maximum shale content. In this sector, the RST is also composed of mixed carbonate-siliciclastic deposits. The top of the RST is marked by pure carbonates (F.A. 13) with the development of a hardground surface encrusted by siliceous sponges.

In this major T-R sequence, two higher order transgressive-regressive sequences are recognized. The correlation of the four measured sections shows a general aggrading pattern (Figure 86).

6.1.4.1. Sequence 4: This sequence starts with the first occurrence of the green silty shales of F.A. 2. The TST is recognized by the deepening of depositional environments from shoreface (F.A. 10 of sequence 3) to outer ramp (F.A. 2). The TST is mainly composed of green silty shales and is very thin (does not exceed 10 m). The maximum flooding zone is placed at the maximum shale content. The RST shows an upward enrichment in sand beds before the occurrence of tidal deposits at the top. The top of the sequence corresponds to the unconformity observed on the high-resolution photographs (Figure 86). It corresponds to an erosional unconformity truncating the tidal deposits.

6.1.4.2. Sequence 5: The sequence is marked by the development of lagoonal carbonates (F.A. 13). In this sector, the TST is thick and corresponds to shoal sands and the MFS is not clearly defined. The RST is well developed and is represented by shallow mixed siliciclastic-carbonate deposits which evolve towards lagoonal carbonates at the top (Figure 86).

In the Picún Leufú Anticline, the Major T-R sequence I shows a general shallowing-up trend, with higher order deepening-up represented by offshore facies and shallowing-up represented by shoreface facies. The western outcrops (Figure 86) shows more mud-dominated intervals than in the north, whereas the southern part of the Picún Leufú Anticline shows more sand-rich facies than the other sectors. In Major T-R sequence II, most of the TST is represented by F.A. 2 without any clear evidence of a retrogradational stacking pattern. The RST is marked by high carbonate productivity. The western flank of the Picún Leufú Anticline (Figure 86) shows a third high-frequency T-R sequence. Zeller (2013) studied the Picún Leufú Formation in detail in the northern flank of Picún Leufú Anticline, describing a mixed siliciclastic-carbonate sequence with less abundant pure carbonate facies compared to the third T-R sequence defined here.

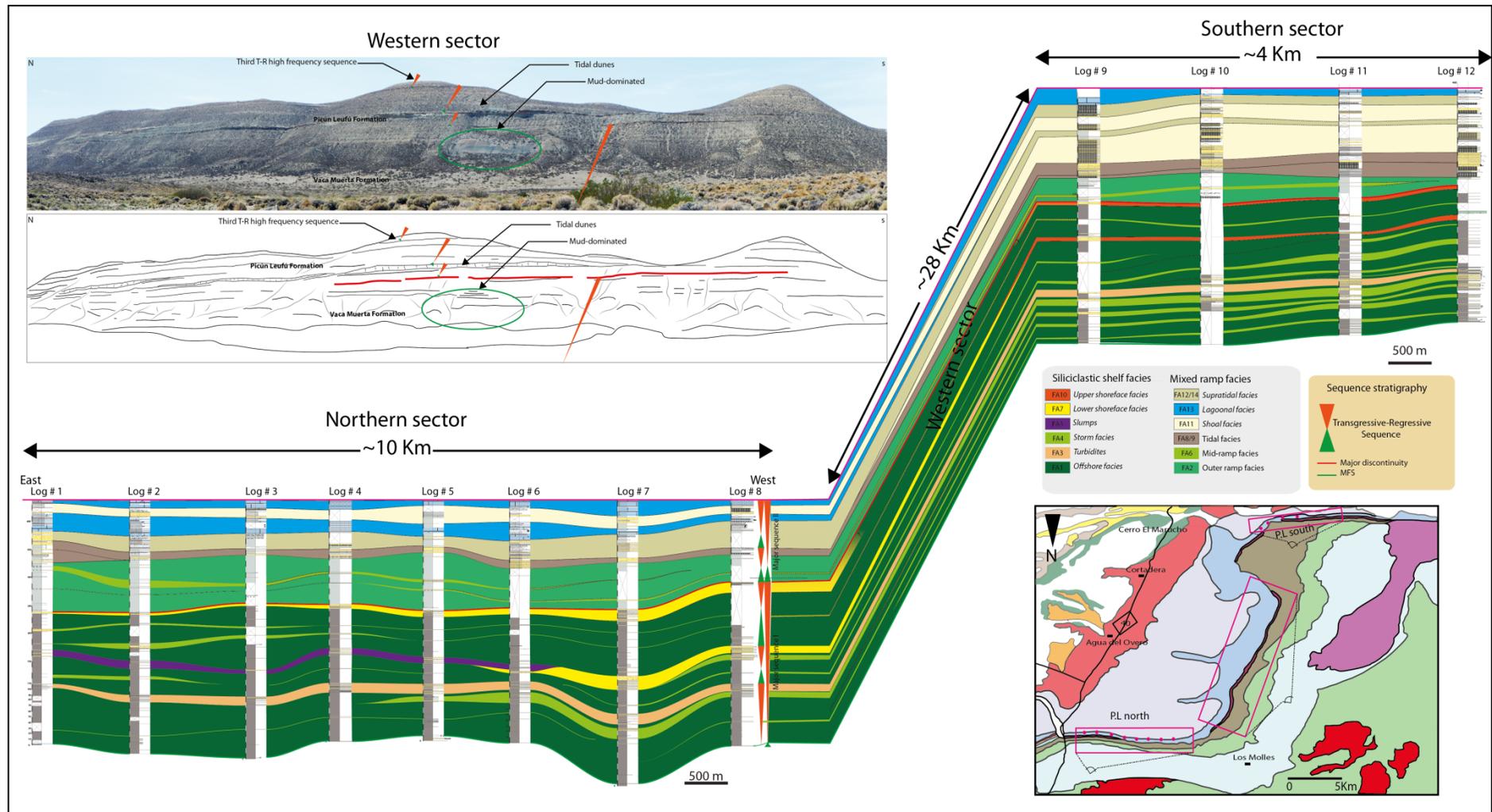


Figure 86 : Correlation diagram of the Tithonian-Berriasian interval of the Picún Leufú Anticline. Correlation is based on key markers showed on satellite images, sequence stratigraphy and facies distribution. The western sector show a mud dominated T-R major sequence I and exposes the third T-R high frequency sequence of the second major T-R sequence.

The five higher-order T-R depositional sequences allow us to determine the geometry of the depositional profile as follows (Figure 87):

(1) subhorizontal surfaces associated with offshore deposits, interpreted as forming a gently sigmoidal pattern in the case of sequence 1, (2) slightly inclined surfaces and a pronounced sigmoidal geometry for sequences 2 and 3 with a major event (slumping) at the top of sequence 2 and thick prograding sands in sequence 3, and (3) a general aggrading pattern with steep surfaces associated with the development of tidal deposits in sequence 4 and a more horizontal pattern for sequence 5.

Indeed, the lateral thickness variability and absence of any general trend suggests a pre-depositional topography inherited from the Tordillo Formation, whereas the lateral variability from south to north across the Picún Leufú anticline can be explained by different sedimentation rates in the proximal and the distal areas.

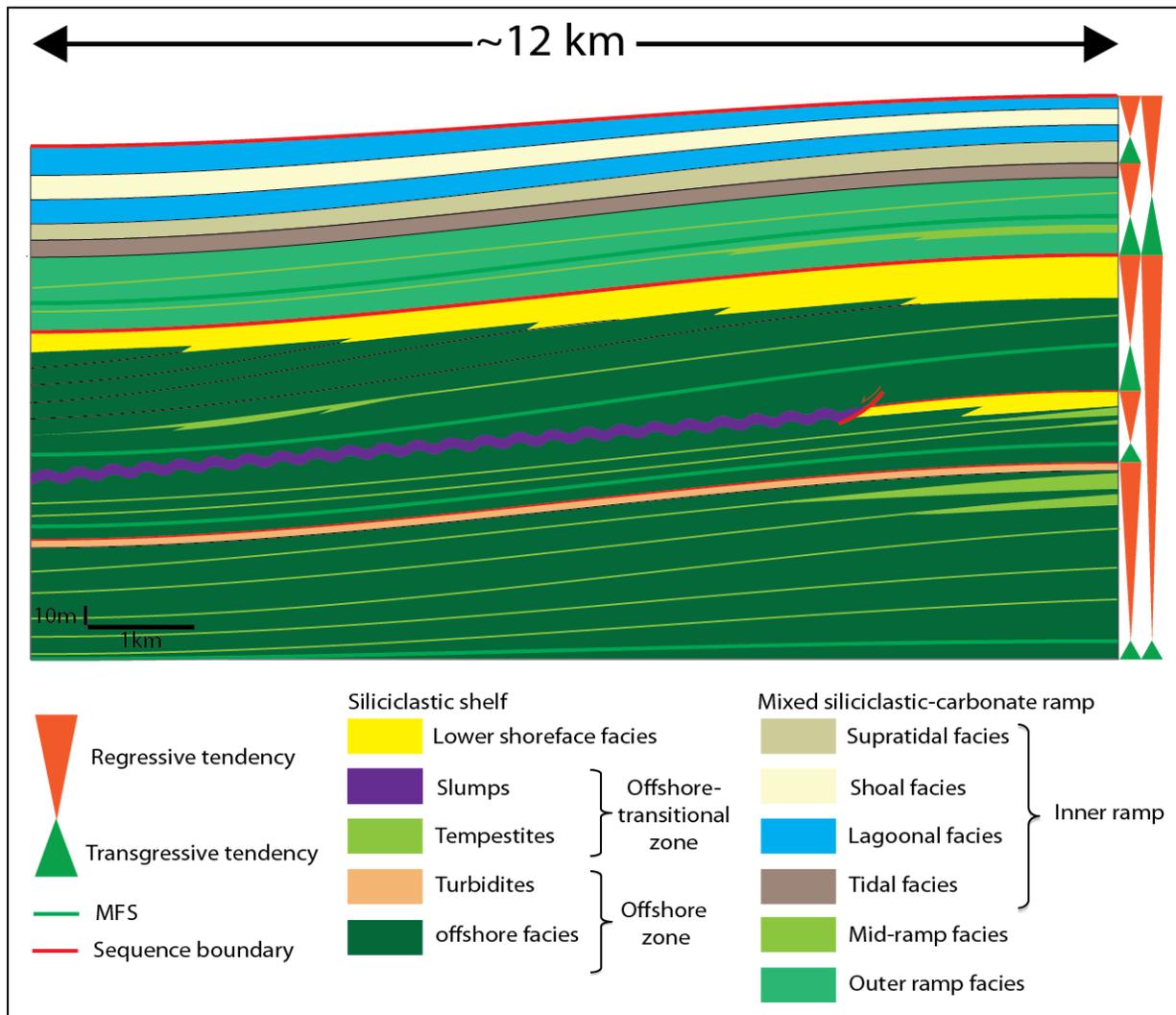


Figure 87 : Synthetic view of the Tithonian-Berriasian organization in the Picún Leufú Anticline based on the sequence stratigraphic framework.

7. Discussion

7.1. Sedimentary environment

Two major sequences can be highlighted from facies analysis and sequence stratigraphy of the Vaca Muerta-Picún Leufú Formations in the Picún Leufú Anticline (northern and southern flanks). The first sequence is dominated by siliciclastics with shelf morphology (Walker and Plint, 1992), whereas the second sequence is composed of mixed siliciclastic-carbonate deposits with ramp morphology (Burchette and Wright, 1992).

The lower interval of the Vaca Muerta Fm. (major sequence I) is characterized by the occurrence of sand bodies in the distal shoreface, the development of slumps on the slope and deposition of turbidites further offshore. The sandy accumulations formed in the distal part of the shoreface by longshore currents have the potential to serve as storage zones for the supply of sediments to distal areas. The slumps and turbidity flows could have originated from shallower domains; destabilization of material on the slope would be followed by basinward transport of sediment and the deposition of turbidites (Figure 88).

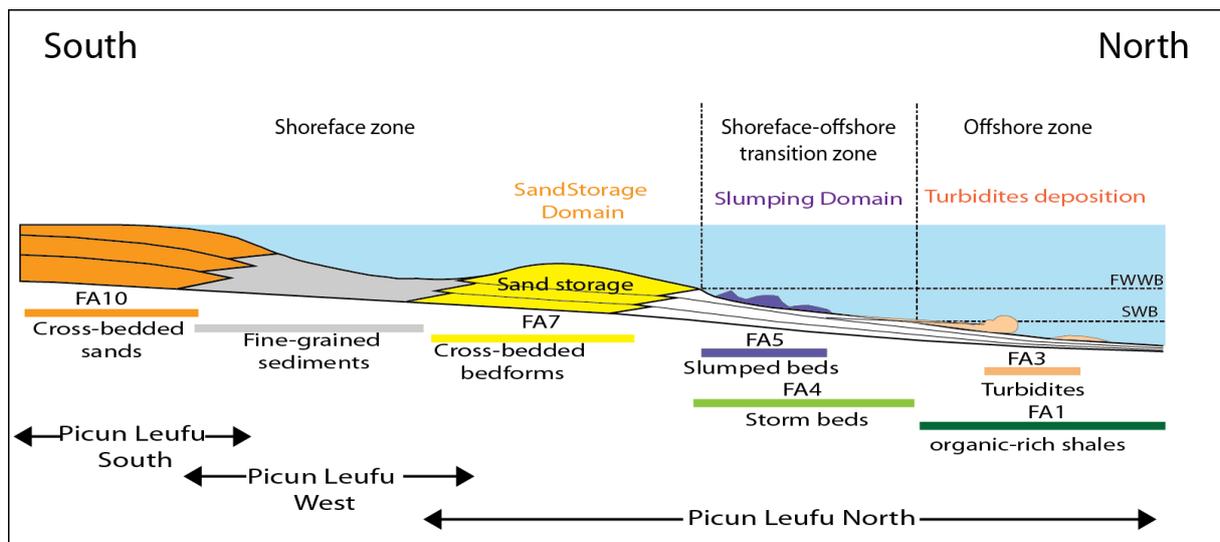


Figure 88: Interpretative ramp profile and facies association distribution extended to the Picún Leufú depocentre. The profile was exaggerated to highlight the sand accumulation in the lower shoreface.

The stratigraphic position of the shoreface sand bodies (F.A. 7), slumps (F.A. 5) and turbidites (F.A. 3) highlights the sequence boundary (Figure 87). A relationship is proposed between these facies, processes of initiation of destabilization and the sea-level fluctuations. A fall in relative sea level during deposition of the regressive system tract (equivalent of the LST in Exxon's model) can create favorable conditions for destabilization of the shoreface

zone leading to the basinward formation of slumps and turbidites (Posementier and Martinsen, 2011). Other mechanisms could be invoked, such as a major increase in sedimentation rate. During deposition of the second interval (Major sequence II), the sedimentary environment of the Vaca Muerta Fm. evolved toward a mixed siliciclastic-carbonate ramp. The lower part of Major Sequence II shows an overall progradational pattern. It begins with a transgressive period leading to deeper conditions with the deposition of outer ramp green shales (F.A. 2), followed by shallower conditions with the accumulation of tidal deposits. The upper part of Major sequence II is associated with the development of shoal facies and lagoonal carbonates on the inner ramp in a more aggradational context.

7.2. Sea-level changes and tectonic control

The Tithonian to Berriasian-Valanginian interval over most of the basin is interpreted as the result of a second-order eustatic cycle, combined with persistent regional subsidence regulated by cooling and thermal contraction phenomena. The much reduced clastic sediment supply is associated with condensed sedimentation under anaerobic-dysaerobic conditions (Legarreta & Gulisano, 1989; Legarreta et Uliana, 1991, 1996; Legarreta et al., 1993; Doyle et al, 2005).

Biostratigraphic data from the Picún Leufú Anticline area show that the studied interval is Tithonian-Early Berriasian in age (Leanza, 1980; Leanza and Zeiss, 1990; 1992). The Vaca Muerta Formation was deposited from the lower Tithonian (*Virganosphinctes mendozanus* biozone) to the Middle Tithonian (base of *Windhausenicerias Interspinosum* biozone) and the Picún Leufú Formation from the upper Tithonian (base of *Windhausenicerias Interspinosum* biozone) to the lower Berriasian (lower part of *Argentinicerias noduliferum* zone).

Mitchum and Uliana (1985) studied the Tithonian-Valanginian interval from seismic sections and defined ten depositional sequences correlated with the trend of eustatic sea-level changes. The basin fill geometry has been correlated with eustatic changes and three geometrical groups can be defined. The Tithonian-Berriasian interval studied by Mitchum and Uliana (1985) covers more than six sequences with generally sigmoidal geometry (A, B, C) and oblique geometry (D, E, and F). The sigmoidal pattern indicates moderate aggradation and progradation, whereas the oblique pattern corresponds to low aggradation and high progradation (Mitchum and Uliana, 1985).

The sequences and geometric pattern defined by Mitchum and Uliana (1985) cannot be clearly correlated with our sequences and geometric patterns because of (1) the different

methods used for delineating sequence boundaries (seismic vs. outcrop) and (2) the different geological context due to the presence of the Huincul High.

However, the concordance between the geometric pattern of Mitchum and Uliana (1985) and the global coastal encroachment curve (Vail, et al, 1982) suggests that this model can be applied partially to the Tithonian-Berriasian interval of the Picún Leufú Anticline.

Consequently, sequences 1, 2 and 3 can be correlated with sequence set A, B and C of Mitchum and Uliana (1985), indicating a moderate rise of sea level, whereas sequences 4 and 5 are correlated with a part of the sequence set D, E and F, which indicate a weak aggradation. Tectonics can play a role in determining facies and sequence architecture. Hallam (1991) and Spalletti et al. (2000) evoke the role of regional tectonics related to the growth of the magmatic arc in the development of the Tithonian-Berriasian succession in the southern part of the basin. The proximity of the Huincul ridge to the Picún Leufú anticline affected the facies distribution of the studied interval. The role of the Huincul ridge has been challenged by Spalletti et al (2000), who suggested that this positive structure favoured the development of tidally-dominated sediments in shallow environments. However, we only find evidence for tidal influence at the top of the Vaca Muerta Formation (within major T-R sequence II), suggesting that tectonics did not play an important role during the deposition of the lower part of the Vaca Muerta Formation. The weak tectonic impact during deposition of the lower part of the Vaca Muerta Formation probably favoured the development of marine currents and a zone of sand storage in shallow environments, leading to the basinward development of slumps and turbidites.

Besides, several authors have studied the provenance of the Vaca Muerta Formation sediments, concluding that there were two source areas: the magmatic arc in the west and the North Patagonian Massif in the south. These authors consider the western magmatic arc as the main source during sea-level lowstands (Eppinger and Rosenfeld, 1996; Spalletti et al., 2008; Naipauer et al., 2012). This interpretation is somewhat doubtful in view of the vicinity of the North Patagonian Massif. However, our study fails to identify any sedimentary processes related to a fluvial source.

7.3. Paleoenvironments

The progressive evolution of the clay mineral assemblages (smectites substituting for kaolinite), as well as the transformation of smectite minerals from montmorillonite to saponite may be interpreted in two different ways: 1) changes in the weathering affecting emergent

lands under less intense hydrolyzing conditions; 2) a change of sediment source area (Chamley, 1989).

Although CIA values and clay mineralogy both suggest a change to less intense hydrolyzing conditions and/or a change in the detrital source toward the top of the section, their diachronous stratigraphic evolution indicates that a different signal is recorded by the CIA and by the clay mineralogy. Alternatively, the same process could be recorded differently in various mineralogical/grain-size fractions of the sediment (clays vs. bulk sediment). It should be borne in mind that the clay fraction of the sediments represents only a small proportion of the total clastic material compared to the silt fraction. Consequently, some variation may affect the clay-fraction without being clearly recorded by the CIA since the latter would undergo more impact due to alteration of feldspars in the silt fraction.

The stratigraphic variations of the clay-mineral assemblages are not in phase with the sequence-stratigraphy evolution tuned to sea-level variations. Although not completely unequivocal, this observation suggests that the nature of the clay-mineral assemblage does not depend on the (re-)mobilization of sediment volumes induced by sea-level variations. Instead, we conclude that the clay-mineral assemblages record climate changes occurring on land.

The paleogeographical and paleoclimatological reconstructions of the lower Cretaceous indicate that the Neuquén Basin was located between latitudes 42° S and 50° S (Spalletti et al., 1999), at the boundary between two climatic provinces: arid to the north and warm temperate to the south, with a seasonal rainfall pattern (Cuneo 2003; Sagasti, 2005). Notably, based on astronomical cycle records, Sagasti (2005) proposed that, during the Lower Cretaceous, sedimentation in the Neuquén Basin was affected by latitudinal migration of the climatic belts. By analogy, we can conclude that, during the Tithonian-Berriasian interval, latitudinal migration of these climatic belts caused fluctuations in sedimentary environments and siliciclastic/carbonate supply. Under warm temperate climatic conditions, the southern part of the Neuquén Basin was subject to seasonal rainfall, which provoked chemical weathering and high runoff. These factors favoured conditions of hydrolysis leading to kaolinite formation and the transport of erosion by-products towards the basin. This configuration allowed the development of a siliciclastic supply. In contrast, during periods of less intense hydrolysis indicated by lower CIA values and absence of kaolinite, the reduced terrigenous supply led to a relative increase in carbonate production and the development of a mixed siliciclastic-carbonate ramp.

In addition to (or apart from) climate evolution, the decreasing intensity of hydrolysing conditions may be related to a decrease in the amount of drainage on emergent land masses.

Such modifications in the drainage system could be ascribed to geomorphological changes possibly linked to the regional-scale tectonic regime.

7.4. Oxygenation status of the southern Neuquén Basin

As discussed above, the trace-element analyses indicates that Sample #1 records peculiar, conditions of deposition, which were probably euxinic, while samples #2 to 40 record conditions of deposition in oxic waters, with reducing conditions developing at shallow depth below the sediment-water interface. Samples #41 to 59 are indicative of fully oxygenated, normal-marine conditions of deposition. In addition to the oxygenation status of the basin, the degree of restriction of deep-water circulation may also be assessed. The restriction of deep-water circulation can influence authigenic U–Mo enrichment of marine sediments. All other variables being equal, restricted circulation lowers the degree of trace element enrichment in sediments owing to a decreased input of aqueous trace metal species supplied to the basinal water mass from the global ocean (Algeo and Lyons, 2006; Little et al., 2015). However, water-mass restriction is often correlated with other environmental variables such as reduced redox conditions (especially within the suboxic–anoxic redox range) which may enhance trace metal uptake and offset the effects of increased restriction (Algeo and Lyons, 2006). Thus, assessments of the hydrographic, aqueous chemical, and redox conditions of a particular paleomarine system are best undertaken using a combination of proxies and analytical approaches (Tribovillard et al., 2012; Little et al., 2015). A TOC vs. Mo diagram (Algeo and Lyons, 2006; Algeo et al., 2007) has been designed to visualize the degree of paleo-water mass restriction (Figure 89). This diagram is based on the analysis of some well-known present-day environments, which are used as references. We observe a dominant "Saanich Inlet-type" distribution, suggesting moderate water mass restriction. However, the samples with the highest TOC values straddle fields on the diagram that reflect increasing restriction and dissolved-Mo drawdown. These samples suggest deposition under marked water mass restriction. They are located in the lower part of the studied section, which suggests that the sedimentary environment underwent episodic limitation of water mass circulation during deposition of the lower part of the Vaca Muerta Formation.

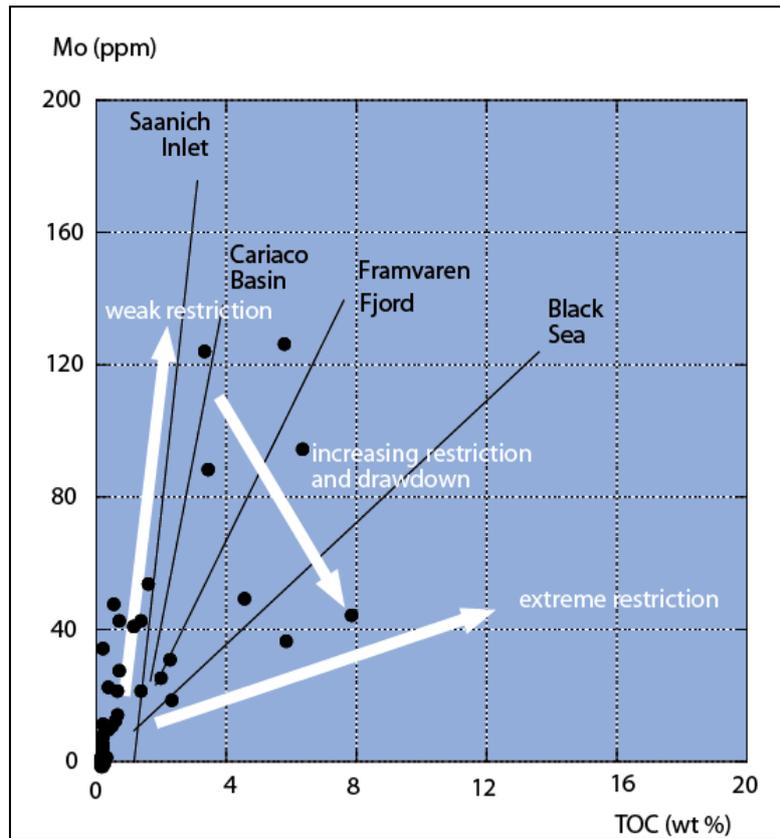


Figure 89 : Total organic carbon contents vs. Mo concentrations ([TOC] vs. [Mo]) diagrams drawn for the Tithonian-Berriasian. The solid lines represent four present-day basins characterized by some restriction of the water mass circulation. The restriction severity increases from the Saanich Inlet to the Black Sea. See explanations in Algeo and Lyons (2006) and Algeo et al. (2007). The four settings used as reference (Saanich Inlet, Cariaco Basin, Framvaren Fjord and Black Sea) are characterized by increasing water mass restriction due to hydrological conditions. This restriction limits the dissolved Mo resupply from open sea, which may lead to its exhaustion in case of massive transfert from the water column down to the sediment. The samples with the highest TOC values straddle the areas of the diagram that reflect increasing restriction and dissolved-Mo drawdown. These samples suggest deposition under marked water mass restriction. They are located in the bottom part of the section, which tends to indicate that the depositional environment underwent episodic limitation of water mass circulation during the deposition of the lower part of the Vaca Muerta Formation.

8. Conclusion

From facies analysis and correlation of the Tithonian-Berriasian interval exposed in the southern part of the Neuquén Basin, we are able to characterize the vertical evolution of successive facies belts, representing siliciclastic and mixed ramp environments.

The sedimentary facies recognized in this study highlight the development of a siliciclastic shelf with storm and turbidity flows during deposition of the lower part of the Vaca Muerta Formation, changing to a mixed siliciclastic-carbonate ramp with tidal influence during deposition of the upper part of the Vaca Muerta Formation.

The facies belts on the siliciclastic shelf occurred mainly in offshore to transitional environments. The shoreface facies are represented by cross-bedded sandstones deposited above the fair weather wave base, exposed mainly in the southern part of the Picún Leufú Anticline. The northern part of the Picún Leufú anticline also exposes facies attributed to storage in a zone located on the lower shoreface. The western outcrops show mud-dominated facies suggesting the occurrence of a protected area at the back of the storage zone. The offshore transition domain is characterized by storm beds, channels and slump features. The distal domain is characterized by a fine-grained sedimentation with black to grey shales and turbidites. Slump movements triggered turbidity currents that controlled sedimentation by the formation of turbidites in an offshore setting.

The facies belts of the mixed siliciclastic-carbonate ramp comprise the inner, mid and outer ramp. The inner ramp is characterized by the development of a lagoon and high-energy shoals in the proximal part, whereas the distal part corresponds to a tidal delta. The mid-ramp zone is characterized by storm currents and the outer ramp by the deposition of fine-grained sediments.

Based on the identification of shallowing and deepening cycles, the Tithonian-Berriasian interval corresponds to two major transgressive-regressive sequences and five high-frequency transgressive-regressive sequences.

The high-frequency transgressive-regressive sequences correspond to three progradational sequences, one aggradational-progradational sequence and an aggradational sequence.

The general trends of our sequences are correlated with the global coastal encroachment curve (Vail, et al, 1982 in Mitchum and Uliana, 1985). Sequences 1, 2 and 3 are correlated with the sequence set A, B and C of Mitchum and Uliana (1985), indicating a moderate rise of sea level, whereas sequences 4 and 5 are correlated with a part of sequence set D, E and F, which indicate a weak aggradation.

The variation of CIA and clay mineralogy in the stratigraphic column suggest that climate played a key role in the evolution of sedimentary environments during the Tithonian-Berriasian interval.

Trace element analyses suggest that the southern part of the Neuquén Basin was not an open marine environment but instead corresponded to a platform or ramp with episodic and moderate limitation of marine circulation, at least during the onset of deposition of the Vaca Muerta Formation. This restriction of water mass circulation was probably due to the existence of a topographic high which hindered mixing with the open marine environment. Thus, geochemical characterization of the Neuquén Basin setting during the Tithonian-Berriasian interval suggests the presence of (1) "normal marine" conditions with oxic sea waters and pore waters rapidly turning to suboxic at shallow depth below the sediment-water interface and (2) an episodically limited circulation pattern, at the onset of deposition the Vaca Muerta Formation. Overall, the moderate organic matter enrichment of the Vaca Muerta Formation in the southern part of the Neuquén Basin appears mainly related to basin restriction. Our results show that the environmental conditions during deposition of the Vaca Muerta Formation in this part of the basin were not as drastic as those usually considered for this geological formation.

Facies	Facies	Sedimentary structures	Bioclastic components
1	Black shales to silty shales	Massive (F1.a) to laminated (F1.b)	Ammonites
2	Grey shales to silty shales	Massive (F2.a) to laminated (F2.b)	/
3	Green silty shales	Massive (F3.a) to laminated (F3.b)	Trigoniids
4	siltstones	/	/
5	Fine-grained sandstones. Rare mud clasts	Massive, some normal grading Planar lamination	/
6	Massive sandstones	Flute casts, crude planar laminations	/
7	Massive sandstones	/	Scarce vertical burrows and bivalve's fragments
8	Folded bedded sandstones	Massive with internal deformation, scarce planar lamination	/
9	Amalgamated sandstones, mud clasts	Cross-bedded	Scarce bivalves, bivalve fragments
10	Sandstones	Planar laminations	Scarce bivalves
11	Sandstones	Wave ripples	Scarce bivalves
12	Sandstones	Trough cross-stratification	Scarce bivalves
13	Sandy limestone, mud clasts	Cross-beds	Burrows
14	Sandstones, mud clasts	Sigmoidal cross-bedding, lenticular bedding, wavy bedding, flaser bedding	Scarce bivalve's fragments
15	Green very fine-grained marly sandstones to marls	/	Scarce bivalves and bivalve's fragments
16	Sandy limestone	Trough cross-stratification	Abundant. Bivalves on tops, Trigoniids, and bioturbation
17	Sandstones	Massive	Fragments of trigoniids, <i>pholadomya</i> , scarce ammonites/ammonoids and undifferentiated bivalves.
18	Sandy limestones	Massive and channelized, rare planar	Bivalve fragments

		lamination at the tops.	
19	Sandstones	Massive	/
20	Limestones	Mottled, crude lamination	Lucinidea, <i>Pholadomya</i> , undetermined bivalves and occasionally scarce oysters
21	Sandstones	Bird's eyes	Abundant bivalves and scarce gastropods
22	Sandy limestones	Bird's eyes	Abundant bivalves and scarce gastropods
23	Amalgamated sandstones	Trough cross-stratification, planar lamination. Rare erosive bases	/

Table 1 : Sedimentary facies in the studied outcrops.

Chapitre troisième-La formation de la Vaca Muerta dans l'anticlinal de Picún Leufú

Samples	Depth (m)	TOC (%)	Smectite %	Mixed-layer %	Illite %	Kaolinite %	Chlorite %	Smectite and Mixed-layer types	CIA	As (ppm)	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Mo (ppm)	Ni (ppm)	Pb (ppm)	Sb (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
1	0.3	24.53	3	0	3	94	0	1	66.7	62.44	331.7	62.12	195.8	109.5	2792.0	1.821	15.39	554.1	9631
2	2	0.04	5	6	0	89	0	0	92.0	9.266	85.96	1	2.558	5.19	26.0	0.1	2.858	10.44	98.91
3	4	7.67	54	0	9	37	0	1	73.0	12.8	224.3	46.26	45.45	20.43	73.5	1.343	7.728	407.1	509
4	5.5	0.08	65	0	5	31	0	2	76.4	8.89	97.1	15.35	13.06	25.92	27.3	0.608	3.776	105.8	15.53
5	6.7	5.69	55	0	2	43	0	2	72.1	9.115	244.4	32.35	37.81	13.68	22.2	1.771	6.504	313.1	54.4
6	11.6	0.98	57	0	5	38	0	1	74.2	9.784	168.8	17.53	42.46	32.19	22.3	0.815	4.425	142.1	101.1
7	12.4	0.25	50	0	5	45	0	1	73.0	10.84	265.7	21.21	23.73	41.41	19.2	1.089	5.166	147.8	50.59
8	13.6	1.83	78	0	5	17	0	1	72.2	13.7	317.8	32.32	26.58	29.38	30.8	1.45	6.996	231.8	31.59
9	15.1	4.38	38	0	4	57	0	1	71.8	11.35	677.5	31.04	50.33	21.69	19.6	1.91	7.809	356.1	21.36
10	17.4	3.18	73	0	7	20	0	1	70.6	17.25	469.3	27.69	124.9	28.16	28.8	1.248	9.458	219.7	31.44
11	20	1.21	77	0	7	16	0	1	72.1	19.56	351.3	27.49	44	25.84	21.7	1.176	6.097	212.3	31.86
12	31	5.6	60	0	13	27	0	1	71.7	15.02	313.4	34.62	127.1	29.64	17.3	2.237	13.73	369	42.1
13	45.9	1.25	66	0	7	27	0	1	73.6	6.076	319.6	19.73	22.66	27.57	21.4	0.668	7.402	143.8	26.07
14	50.9	1.44	87	0	5	8	0	1	72.5	11.15	304.9	23.56	54.82	35.41	22.1	1.103	8.941	147.1	37.26
16	68	6.16	79	0	5	15	0	1	72.0	7.945	307.6	22.57	95.35	39.48	16.3	1.435	11.88	341.8	70.73
18	76	3.26	46	0	11	43	0	1	72.9	13.16	317.7	25.22	89.64	21.57	24.7	1.431	9.962	332.8	186.8
19	80.1	0.03	73	0	2	4	22	3	69.1	3.475	405.6	10.14	1.377	7.376	9.0	0.269	2.521	44.02	18.64
20	85.6	2.12	92	0	8	0	0	3	69.6	6.277	279.3	19.16	31.97	23.14	7.4	1.757	7.082	180.2	246.3
21	90	2.17	68	0	10	23	0	1	72.0	12.14	353.6	13.12	20.13	23.74	26.2	1.005	5.065	146.6	27.21
22	100	0.03	77	0	2	9	12	2	66.2	12.19	399.2	11.72	1.318	24.08	12.8	0.414	1.809	37.5	16.89
23	108	0.02	73	0	2	20	5	3	69.7	3.005	331	21.34	1.448	6.901	11.2	0.279	1.994	35.31	14.81
24	109	0.56	36	0	12	52	0	1	74.1	15.96	350.7	24.68	43.79	16.06	31.4	1.292	5.226	129.4	31.72
25	130.6	0.39	68	0	17	15	0	1	72.4	10.24	340.6	19.91	48.91	14.69	17.1	1.09	6.17	198.1	89.12
26	157	0.01	44	0	1	56	0	4	65.4	2.959	439.9	1	2.847	7.577	10.9	0.259	1.917	28.61	15.68
27	158	0.07	61	0	9	29	0	3	75.6	2.344	233.6	5.142	5.236	10.02	5.6	0.1	1.283	20.09	21.29
28	161	0.49	70	0	16	14	0	1	74.4	10.07	289.2	21.57	23.04	19.11	12.9	0.882	5.238	144	31.38
29	176	0.52	91	0	6	3	0	1	74.3	4.141	286.8	15.92	15.54	9.697	28.6	0.751	3.969	83.57	51.18
30	182.2	0.1	96	0	2	2	0	3	75.7	5.648	180.6	9.825	0.882	5.606	11.0	0.319	3.806	30.09	20.96
31	197.2	0.04	84	0	7	9	0	2	76.6	3.03	138.9	1	5.374	12.86	7.0	0.1	1.282	21.98	14.96

32	198	0.55	81	0	13	6	0	1	76.6	14.82	241.8	18.78	29.04	13.24	29.3	0.693	4.962	100.2	84.84
33	217.6	0.08	90	0	4	6	0	3	77.9	2.599	108.4	1	6.499	11.09	4.7	0.1	1.062	17.95	19.31
34	232.6	0.01	96	0	0	4	0	4	68.5	3.815	413.4	5.623	2.87	8.077	14.0	0.26	1.711	26.06	23.87
35	235.6	0.32	72	0	16	12	0	1	76.0	6.646	226.9	17.02	12.24	17.36	17.6	0.507	4.373	81.25	44.06
36	251	0.23	74	0	13	13	0	1	75.9	8.873	246.2	18.91	10.96	16.23	26.2	0.486	2.962	72.23	41.83
37	261	0.08	89	0	3	8	0	4	77.0	4.582	145.7	8.907	8.752	18.1	6.2	0.1	1.463	38.85	41.89
38	263.5	0.08	94	0	3	3	0	4	78.6	13.18	228.3	17.73	35.44	8.032	25.2	0.875	3.895	55.37	202.2
39	269.4	0.07	93	0	4	3	0	4	77.3	4.308	135.9	7.364	9.636	19.24	6.4	0.1	1.547	31.87	27.03
40	272	0.12	91	0	6	3	0	2	79.1	10.5	213.6	18.69	12.35	21.67	19.3	0.595	3.447	66.72	324.8
41	300	0.16	88	0	9	3	0	2	75.5	6.605	264.7	17.5	2.634	13.75	20.0	0.403	2.561	67.87	42.47
42	310	0.05	94	0	6	0	0	4	74.6	4.166	384.4	10.33	2.314	6.994	18.0	0.363	2.419	53.69	23.73
43	320.5	0.04	97	0	2	1	0	4	73.0	4.545	394	10.25	1.431	20.75	18.3	0.326	2.373	48.45	23.72
44	330	0.03	88	0	4	8	0	3	72.8	5.049	852.5	9.88	1.606	8.724	20.7	0.353	2.05	37.16	25.54
45	340	0.08	62	0	9	0	30	3	71.3	9.386	693.1	18.65	2.16	20.69	32.9	0.533	2.211	49.56	34.82
46	355	0.06	83	0	4	0	12	4	69.1	4.386	296	11.22	0.857	7.872	17.6	0.314	2.148	46.84	28.51
47	360	0.04	89	0	2	0	8	4	67.9	5.03	252.5	7.569	1.435	8.871	14.8	0.271	1.717	33.2	20.27
48	361.5	0.05	76	0	2	0	23	3	66.4	6.997	218.2	1	0.947	9.685	11.5	0.286	2.758	23.04	131.8
49	366.7	0.01	93	0	4	0	3	4	65.9	3.068	372.3	9.234	1.339	7.021	16.7	0.27	2.083	45.48	23.73
50	373	0.02	93	0	2	0	4	4	61.8	3.693	314.3	1	0.692	5.345	14.1	0.1	1.069	21.95	1
51	374	0.05	87	0	9	0	4	4	62.3	4.234	97.73	1	0.575	6.953	5.9	0.1	1.714	16.71	863.5
52	384	0.02	52	47	1	0	0	5	70.2	3.265	433	5.907	0.736	1	11.3	0.241	2.797	47.52	34.81
53	390	0.01	96	0	4	0	0	4	57.4	1.89	575.5	1	0.1	1	9.3	0.1	1.295	24.91	1
54	397	0.02	55	40	4	0	0	5	73.6	1	418.8	22.71	0.1	8.201	6.3	0.779	2.154	84.74	56.67
55	406	0.05	91	0	6	0	3	4	47.9	6.248	575.1	5.722	1.471	6.654	13.9	0.257	5.649	35.27	17.62
56	410	0.06	98	0	1	0	2	5	65.4	4.122	292	1	1.149	8.1	11.9	0.271	3.729	33.64	13.14
57	421	0.05	98	0	2	0	0	5	70.1	4.744	287.6	5.926	0.719	9.151	9.4	0.1	4.272	34.93	17.66
58	427	0.04	96	0	2	0	2	5	57.2	1	1014	1	0.1	1	5.8	0.1	1.831	24.08	26.45
59	443	0.05	97	3	1	0	0	5	71.1	8.26	393.7	15.81	0.819	1	11.9	0.25	2.05	54.94	1

Table 2 : TOC, clay mineralogy and trace element analyses of the Picún Leufú Anticline section.

Acknowledgments

This paper is a synthesis of the PhD studies of the first author, undertaken at the university of *Pau et des Pays de l'Adour* (France) and sponsored by *TOTAL S.A.* The authors thank *TOTAL S.A.* for permission to publish this paper. We also grateful to Diego Kietzmann and two anonymous reviewers for providing many constructive suggestions that materially improved the manuscript. M.S.N. Carpenter post-edited the English style and grammar.

References

- Aigner, T., 1982.** Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: G. Einsele, A. Seilacher, (eds), *Cyclic and event stratification*. 180-198. Springer-Verlag, Berlin.
- Algeo, T.J., Lyons, T.W., 2006.** Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: implication for analysis of paleoredox and –hydrographic conditions. *Paleoceanography*, 21, PA1016, doi: 10.1029/2004PA001112.
- Algeo, T.J., Tribovillard, N., 2009.** Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation. *Chemical Geology* 268, 211–225.
- Algeo, T. J., Rowe, H., 2012.** Paleoceanographic applications of trace-metal concentration data. *Chemical Geology*, v. 324–325, p. 6–18.
- Algeo, T.J., Lyons, W.L., Blakey, R.C., Over, D.J., 2007.** Hydrographic conditions of the Devonian-Carboniferous North American Seaway inferred from sedimentary Mo– TOC relationships. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 256, 204–230.
- Allen, J. R. L., 1980.** Sand waves: a model of origin and internal structures. *Sedimentary Geology*, 26, 281-328.
- Allen, J.R.L., 1982.** Structures and sequences related to gravity-current surges. In: *Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis*. Elsevier, Amsterdam, pp. 395–431 (Chapter 10).
- Armella, C., Cabaleri, N., Leanza, H.A., 2007.** Tidally dominated, rimmed-shelf facies of the Picún Leufú Formation (Jurassic/Cretaceous boundary) in southwest Gondwana, Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 28, 961-979.
- Arregui, C., 1993,** Análisis estratigráfico-paleoambiental de la Formación Tordillo en el subsuelo de la Cuenca Neuquina: Décimo Segundo Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, v. 1, p. 165–169.

- Aurell, M., Badenas, B., 1994.** Factors controlling the sedimentary evolution of the kimmeridgian ramp in the north iberian basin (NE Spain). *Estudios Geologicos*, 50: 91-101.
- Beer, R.M., Gorsline, D.S., 1971.** Distribution, composition and transport of suspended sediment in Redondo submarine canyon and vicinity (California). *Marine Geology*, 10, 153–175.
- Boersma, J.R., Terwindt, J.H.J., 1981.** Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology* 28, 151–170.
- Boll, A. and Valencio, D., 1996.** Relación estratigráfica entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta en el sector central de la Dorsal de Huincul, Provincia del Neuquén. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas V: 205 - 223.
- Bouma, A.H., 1962.** *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic approach to Facies Interpretation.* Elsevier, 168 pp.
- Bout-Roumazeilles, V., Cortijo, E., Labeyrie, L., Debrabant, P., 1999.** Clay mineral evidence of nepheloid layer contributions to the Heinrich layers in the northwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 146, 211–228.
- Brenchley, P.J., Pickerill, R.K., Strombert, S.G., 1993.** The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone faces, Bell Island Group (Lower Ordovician), eastern Newfoundland. *Sedimentology*, v. 40, p. 359–382.
- Brumsack, H.J., 2006.** The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 232, 344 –361.
- Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992.** Carbonate ramp depositional systems. In B. W. Sellwood (Editor), *Ramps and Reefs. Sedimentary Geology*, 79, 3-57.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001.** Routine analyses of trace element in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter*, Volume 25, pages 187–198.
- Carozzi, A.V., Orchuela, I.A., Rodriguez Schelotto, M.L., 1993.** Depositional models of the Lower Cretaceous Quintuco–Loma Montosa Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16, 421–450.
- Cazau, L.B., Melli, A.T., 2002.** La Formación Sierras Blancas en el noreste de la Cuenca Neuquina. V Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, Electronic Format, Mar del Plata, 19 p.

- Chamley, H., 1989.** Clay sedimentology. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg, Germany, 623 pp.
- Charrier, R., 1985.** Estratigrafía, evolución tectónica y significado de las discordancias de los Andes chilenos entre 32°S y 36°S durante el Mesozoico y Cenozoico. In: Frutos, J., Oyarzún, R., Pincheira, M. (Eds.), Geología y Recursos Minerales de Chile. Universidad de Concepción, Concepción, pp. 101–133.
- Crusius, J., Calvert, S., Pedersen, T., Sage, D., 1996.** Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic, and sulfidic conditions of deposition. *Earth and Planetary Science Letters* 145, 65–78.
- Cruz, C.E., Robles, F., Sylwan, C.A., Villar, H., 2000.** Los sistemas petroleros jurasicos de la Dorsal de Huinul. Cuenca Neuquina, Argentina. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos Actas, 1, 177-195.
- Cuneo, N. R., 2003.** Early Cretaceous terrestrial ecosystems From Patagonia: The Baquero Group, A Case Study. Abstract of the Geological Society of America Annual Meeting 2003, Seattle. https://gsa.confex.com/gsa/2003AM/finalprogram/abstract_61614.htm.
- Dalrymple, R.W., 1992.** Tidal depositional systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Geological Association of Canada, Ontario, pp. 195–218.
- Dalrymple, R.W., 2010.** Tidal depositional systems. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, Ontario, pp. 201–232.
- Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007.** Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a systematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81, 135–174.
- Dellwig, O., Leipe, T., März, C., Glockzin, M., Pollehne, F., Schnetger, B., Yakushev, E.V., Böttcher, M.E., Brumsack, H.-J., 2010.** A new particulate Mn–Fe–P-shuttle at the redoxcline of anoxic basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 7100-7115.
- Desjardins, R.P., Buatois, L.A., Mangano, M.G., 2012.** Tidal Flats and Subtidal Sand Bodies. *Developments in Sedimentology*, Vol. 64. Elsevier B.V.
- Digregorio, J.H., 1972.** Neuquén. In: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 139–505.
- Doyle, P., Poiré, D.G., Spalletti, L.A., Pirrie, D., Brenchley, P., Matheos, S.D., 2005.** Relative oxygenation of the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta- Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A.,

Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publication 252, pp. 185-206.

Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification. The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34, 1073–1076. DOI 10.1130/G22930A.1

Embry, A.F., Johannessen, E.P., 1992. T–R, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic- Lower Jurassic succession, western Sverdrup basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stammes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, vol. 2 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 121–146.

Eppinger, K. J., Rosenfeld, U., 1996. Western margin and provenance of sediments of the Neuquén Basin (Argentina) in the Late Jurassic and Early Cretaceous. *Tectonophysics* 259, 229-244.

Franzese, J.R., Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic - Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14:257-270.

Friedman, G.M., Chakraborty, C., 2006. Interpretation of tidal bundles: two reasons for a paradigm shift. *Carbonates and Evaporites* 21, 170–175.

Goldsmith, V., Bowman, D., Kiley, K., 1982. Sequential stage development of crescentic bars:Hahoterim beach, southeastern mediterranean. *Journal of Sediment Petrology*, 52, 233-249.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz. M. D., Ogg, G. M., 2012. *The geologic time scale*. Volume 1. Elsevier Publications.

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1 (3), 177–208.

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R., Digregorio, R.E., 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano – Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:221-235.

Hallam, A., Grose, J.A., Ruffell, A.H., 1991. Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 81, 173-187.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: *Science*, v.235, p. 1156–1167.

Herzer, R.H., Lewis, D.W., 1979. Growth and burial of a submarine canyon off Motunau, north Canterbury, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 24, 69–83

Hesse, R., Schacht, U., 2011. Early diagenesis of deep sea sediments. In: H. Hueneke and T. Mulder (Eds), *Developments in Sedimentology*. Amsterdam-The Netherlands, Elsevier. 63: 557-713.

Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., 2005. The Neuquén Basin: an overview. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J., Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, Special Publications, 252, pp. 1-14.

Jiang, G., Christie-Blick, N., Kaufman, A. J., Banerjee, D.M., Rai, V., 2003. Carbonate platform growth and cyclicity at a terminal Proterozoic passive margin, Infra Krol Formation and Krol Group, Lesser Himalaya, India. *Sedimentology*, 50, 921–952.

Jilbert, T., Slomp, C.P., 2013. Iron and manganese shuttles control the formation of authigenic phosphorus minerals in the euxinic basins of the Baltic Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 107, 155-169.

Kietzmann, D.A., Vennari, V.V., 2013. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 40, 41–65.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., 2014. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian–Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 302, 64–86.

Leanza, H.A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28, 97-132.

Leanza, H.A., 1980. The Lower and Middle Tithonian Ammonite fauna from Cerro Lotena, Province of Neuquén, Argentina. *Zitteliana* 5: 1-49. München.

Leanza, H.A., 1981. The Jurassic/Cretaceous boundary beds in west central Argentina and their ammonite zones. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 161, 62-92.

Leanza, H.A., 1994. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermalmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48, 71-84.

Leanza, H.A., Hugo, C.A., 1978. Sucesión de amonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l. s. Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 32, 248-264.

Leanza, H.A., Hugo, C.A., 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires, Boletín 218, 135 pp.

Leanza, H.A., Zeiss, A., 1990. Upper Jurassic lithostratigraphic Limestone from Argentina (Neuquén Basin): Stratigraphy and Fossils. Facies, 22: 169-186.

Leanza, H.A., Zeiss, A., 1992. On the ammonite fauna of Lithostratigraphic Limestones from the Zapala region (Neuquen province, Argentina), with the description of a new genus. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 6: 1841-1850. Stuttgart.

Leanza, H.A., Marchese, H.G., Riggi, J.C., 1978. Estratigrafía del Grupo Mendoza, con especial referencia a la Formación Vaca Muerta, entre los paralelos 35° y 40° l. s. Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 32, 190-208.

Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D., Salvarredy Aranguren, M., 2003. Miembro Huncal (Berriasiano inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Volume 25, N° 2. Buenos Aires.

Leanza, H.A., Sattler, F., Martinez, R., Carbone, O., 2011. La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío–Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. In: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Neuquén, pp. 113–129. Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires.

Legarreta, L., 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: Depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. Mar del Plata. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina. Actas.

Legarreta, L., Gulisano, C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). In: Chebli, G., Spalletti, L. A. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6, S.M. de Tucumán, pp. 221-243.

Legarreta, L., Uliana, M.A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central Argentine Andes. In: Macdonald, D. I. (Ed.), Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins. International Association of Sedimentologists Special Publication, Oxford 12, pp. 429-450.

- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1996a.** La sucesión jurásica en el centrooeste de Argentina. Arreglo estratigráfico, secuencias y evolución paleogeográfica. Boletín de Informaciones Petroleras XII: 45, 66- 78.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1996b.** The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and palaeogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120:303-330.
- Legarreta, L., Gulisano, C., Uliana, M.A., 1993.** Las secuencias sedimentarias Jurasico-Cretácicas. Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza, XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 87-114.
- Lewis, K.B., Pantin, H.M., 2002.** Channel-axis, overbank and drift sediment waves in the southern Hikurangi Trough, New Zealand. *Marine Geology*, 192, 123–151.
- Li X.I., Shi, H.M., Xia, H.-Y., Zhou, Y.-P., Qiu, Y.W., 2014.** Seasonal hypoxia and its potential forming mechanisms in the Mirs Bay, the Northern South China Sea. *Continental Shelf Research*, Volume 80, 1-7.
- Little, S.H., Vance, D., Lyons, T.W., McManus, J., 2015.** Controls on trace metal authigenic enrichment in reducing sediments: insights from modern oxygen-deficient settings. *American Journal of Science*, 315, 77–119.
- Lowe, D.R., 1982.** Sedimentary gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research* 52, 279–297.
- Lubeseder, S., Redfern, J., Boutib, L., 2009.** Mixed siliciclastic-carbonate shelf sedimentation-Lower Devonian sequences of the SW Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology* 215, 13-32.
- Macdonald, D., Gómez Pérez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M., Paton, D., 2003.** Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 20:287-308.
- Manceda, R., Figueroa, D., 1995.** Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologist Memoir 62, pp. 369-382.
- Marchese, H.G., 1971.** Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Prov. de Neuquén, Rep. Argentina. *Asociación Geológica Argentina Revue* V. 26, pp. 343-410.

- Maretto, H., Lara, M.E., 2002.** Discontinuidades estratigráficas, distribución de fluidos y calidad de reservorio: un ejemplo de la Formación Tordillo en Loma La Lata. V Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina, Electronic Format.
- Massaferro, J.L., Zeller, M., Giunta, D.L., Sagasti, G., Eberli, G.P., 2014.** Evolución del sistema mixto tithoniano-valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y equivalentes) a partir de estudios de afloramientos y subsuelo, centro- sur de la Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.
- Mitchum, R.M., Uliana, M.A., 1985.** Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences. Upper Jurassic/Lower Cretaceous. Neuquén Basin, Argentina. In: Berg, B.R., Woolverton, D.G. (Eds.), Seismic Stratigraphy, II. An Integrated Approach to Hydrocarbon Analysis. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39, 255-274.
- Mosquera, A., Ramos, V.A., 2006.** Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° lat): Geological Society of America Special Paper 407, pp. 97–124.
- Mutti, E., 1992.** Turbidite Sandstones. Agip, San Donato Milanese, 275 pp.
- Naipauer, M., García Morabito, E, Marques, J. C., Tunik, M., Rojas Vera, E. A., Vujovich, G. I., Pimentel, M. P., Ramos, V. A., 2012.** Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: Constraints from surface data and U–Pb detrital zircon ages. Tectonophysics 524–525, 59–75.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299, 5885, 715–717.
- Nio, S.D., Yang, C., 1991a.** Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: Clastic Tidal Sedimentology (Ed. by D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin and R.A. Rahmani), Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoire, 16, 3-27.
- Normark, W.R., Piper, D.J.W., Sliter, R., 2006.** Sea-level and tectonic control of middle to late Pleistocene turbidite systems in Santa Monica Basin, offshore California. Sedimentology, 53, 867–897.
- Orchuela, L.A., Ploszkiewicz, J.V., 1984.** La Cuenca Neuquina. Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Rio Negro. Relatorio IX Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, pp. 163-188.
- Paim, P.S.G., Silveira, S.A., Lavina, E.L.C., Faccini, U.F., Leanza, H.A., Teixeira De Oliveira, J.M.M., D'avila, R.S.F. 2008.** High resolution stratigraphy and gravity flow

deposits in the Los Molles formation (Cuyo group - Jurassic) at La Jardinera region, Neuquén Basin. *Revista de la Association Geologists Argentina*, v.63/4, 728-753 p.

Pángaro F., Veiga, R., Vergani, G., 2002. Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, Mar del Plata, Abstracts on CD.

Parent, H., Garrido, A.C., Schweigert, G., Scherzinger, A., 2011. The Tithonian ammonite fauna and stratigraphy of Picún Leufú, southern Neuquén Basin, Argentina. *Revue de Paléobiologie*, 30: 45-104.

Peroni, G.O., Di Mario, J., Arregui, C., 1984. Estudio estadístico de perfiles de buzamiento aplicado al análisis de paleocorrientes, Formación Tordillo, Provincia del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino Actas, v. 5, pp. 243-258.

Posamentier, H.W., Martinsen, O.J., 2011. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data, in Shipp R.G., Weimer P., Posamentier H.R. (Eds), *Mass-transport deposits in deepwater settings: SEPM Special Publications Editors, SEPM Special Publication, 96, 7–38.*

Pratt, B.R., James, N.P., Cowan, C.A., 1992. Peritidal Carbonates. In: *Facies Models: Response to Sea Level Changes* (Eds R.G. Walker and N.P. James), Geological Association of Canada, 303–322.

Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Sternberg, R.W., 2003. Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the el continental margin (northern California). *Mar. Geol.*, 193, 129-149.

Ramos, V. A., 1999. Evolución tectónica de la Argentina. In: Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina Servicio Geológico Minero Argentino*, Buenos Aires, Anales 29, pp. 715-784.

Reading, H.G., Collinson, J.D., 1996. Clastic coasts. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, pp. 154–231.

Reineck, H.E., Singh, I.B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Ed. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg, New York, 549 p.

Reineck, H.E., Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology 11*, 99-104.

Sagasti, G., 2005. Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publication 252, pp. 231-250.

- Scholz, F., McManus, J., Sommer, S., 2013.** The manganese and iron shuttle in a modern euxinic basin and implications for molybdenum cycling at euxinic ocean margins. *Chemical Geology*, 335, 56-68.
- Shepard, F. P., Inman, D. L., 1950.** Nearshore water circulation related to bottom topography and wave refraction. *Transactions of the American Geophysical Union*, 31- 2, 196-212.
- Shepard, F.P., Emery, K.O., La Fond, E.C., 1941.** Rip currents: a process of geological importance, *Journal Geology.*, 49, 337–369.
- Spalletti, L.A., Colombo Piñol, F., 2005.** From alluvial fan to playa: an Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 8 (3), 363–383.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.A., 2007.** Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquén Basin, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* | vol. 14 (2), 85-104.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Macdonald, D.I.M., Gomez Perez, I., 1999.** Paleogeographic evolution of southern South America during the Cretaceous. *Boletim do 5° Simposio sobre o Cretaceo do Brasil y 1° Simposio sobre el Cretacico de America del Sur*, Sao Paulo, 87–95.
- Spalletti, L.A., J. Franzese, S.D. Matheos, Schwarz, E., 2000.** Sequence stratigraphy in tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp, the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157:433-446.
- Sweet, K. and Knoll, A.H., 1989.** Marine pisolites from Upper Proterozoic carbonates of East Greenland and Spitsbergen. *Sedimentology*, 36, 75–93.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985.** *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford. (312 pp.).
- Tribovillard, N., Riboulleau, A., Lyons, T., Baudin, F., 2004.** Enhanced trapping of molybdenum by sulfurized organic matter of marine origin as recorded by various Mesozoic formations. *Chemical Geology*, 213, 385–401.
- Tribovillard, N., Algeo, T., Lyons, T.W., Riboulleau, A., 2006.** Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232, 12–32.
- Tribovillard, N., Bout-Roumazeilles, V., Algeo, T.J., Lyons, T.W., Sionneau, T., Montero-Serrano, J.C., Riboulleau, A., Baudin, F., 2008a.** Paleodepositional conditions in the Orca Basin as inferred from organic matter and trace metal contents. *Marine Geology*, 254, 62-72.

- Tribovillard, N., Algeo, T.J., Baudin, F., Ribouleau, A., 2012.** Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum–uranium covariation—Applications to Mesozoic paleoceanography. *Chemical Geology* 324-325, pp 46–58.
- Tribovillard, N., Armynot du Châtelet, E., Gay, A., Barbecot, F., Sansjofre, P., Potdevin, J.-L., 2013.** Geochemistry of cold seepage-impacted sediments: Per-ascensum or per-descensum trace metal enrichment? *Chemical Geology*, 340, 1-12.
- Tribovillard, N., Hatem, E., Averbuch, O., Barbecot, F., Bout-Roumazeilles, V., Trentesaux, A., 2015.** Iron availability as a dominant control on the primary composition and diagenetic overprint of organic-matter-rich rocks. *Chemical Geology*, 401, 67-82.
- Turienzo, M., Dimieri, L., Frisicale, C., Araujo, V., Sánchez, N. 2012.** Cenozoic structural evolution of the Argentinean Andes at 34°40'S: A close relationship between thick and thin-skinned deformation. *Andean Geology*, Volume 39, No 2.
- Vail, P.R., Hardenbol, J., Todd, R.G., 1982.** Jurassic unconformities and global sea-level changes from seismic and biostratigraphic: *Bulletin of the Houston Geological society (abst.)*, v.25, p.3-4.
- Van der Weijden, C.H., 2002.** Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor. *Mar. Geol.* 184, 167–187.
- Veiga, R., Verzi, H., Maretto, H., 2001.** Modelado bidimensional en el ámbito central de la cuenca Neuquina (Argentina). *Boletín de Informaciones Petroleras XVIII*, 67:50-63.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A., 2007.** The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial–aeolian systems of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 11, 286–302.
- Vergani, G.D., A.J. Tankard, H.J. Belotti, Welsink, H.J., 1995.** Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, pp. 383-402.
- Volkheimer, W., Rauhut, O.W.M., Quattrocchio, M.E., Martinez, M.A., 2008.** Jurassic paleoclimates in Argentina, a review. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63, 549–556.
- Walker, R.G., Plint, A.G., 1992.** Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*, pp. 219–238.
- Wallace-Dudley, K., Leckie, D., 1993.** The Lower Kaskapau Formation (Cenomanian): a multiple-frequency, retrogradational shelf system, Alberta, Canada. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 77, 414-435.

- Weaver, C., 1931.** Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington, Seattle, Memoir 1, 469 pp.
- Willis, B.J., Bhattacharya, J.P., Gabel, S.L., White, C.D., 1999.** Architecture of a tide-influenced river delta in the Frontier Formation of central Wyoming, USA. *Sedimentology* 46, 667-688.
- Wilson, J.B., 1982.** Shelly faunas associated with temperate offshore tidal deposits. In: Stride, A.H.(Ed.), *Offshore Tidal Sands*. Chapman and Hall, London, pp. 126–171.
- Wilson, J.B., 1986.** Faunas of tidal current and wave-dominated continental shelves and their use in the recognition of storm deposits. In: Knight, R.J., McLean, J.R. (Eds.), *Shelf Sands and Sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 11, pp. 313 326.
- Yang, C.S., Nio, S.W., 1985.** The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology* 32, 41–57.
- Young, G.M., Nesbitt, W.H. 1999.** Paleoclimatology and provenance of the glaciogenic Gowganda Formation (Paleoproterozoic), Ontario, Canada: A chemostratigraphic approach. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 2, 264–274.
- Yrigoyen, M.R. 1991.** Hydrocarbon resources from Argentina. World Petroleum Congress, Buenos Aires. *Petrotecnia*, 13, Special issue, 38-54.
- Zakaria, A.A, Howard D. J., Christopher A.-L. J. and Tongkul, F., 2013.** Sedimentary facies analysis and depositional model of the Palaeogene, West Crocker submarine fan system, NW Borneo. *Journal of Asian Earth Sciences* 76. Pp 283-300.
- Zavala, C., Maretto, H., Di Meglio, M., 2005.** Hierarchy of bounding surfaces in Aeolian sandstones of the Tordillo Formation (Jurassic). Neuquén Basin, Argentina. *Geologica Acta* 3, 133–145.
- Zeller, M., 2013.** Facies, Geometries and Sequence Stratigraphy of the Mixed Carbonate-Siliciclastic Quintuco-Vaca Muerta System in the Neuquén Basin, Argentina: An Integrated Approach. Open Access Dissertations. Paper 1099.
- Zeller, M., Eberli, G.P., Weger, R.F., Giunta, D.L., Massafarro, J.L., 2014.** Seismic expressions of the Quintuco – Vaca Muerta system based on outcrop facies and geometry. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.

Chapitre quatrième-*Variabilités de la formation de la Vaca Muerta: du nord de la ride de Huincul jusqu'à Malargüe*

Chapitre V-Variabilités de la formation de la Vaca Muerta : Du nord de la ride de Huincul jusqu'à Malargüe

Le bassin de Neuquén est formé de plusieurs domaines tectono-sédimentaires qui vont contrôler son remplissage.

Au nord de la ride de Huincul, la formation de la Vaca Muerta montre des faciès différents de ceux observés dans l'anticlinal de Picún Leufú (Cf. Chapitre troisième). Bien que la formation de la Vaca Muerta corresponde à des dépôts généralisés dans l'ensemble du bassin de Neuquén, au Jurassique supérieur, le bassin de Neuquén va montrer plusieurs dépôt-centres (Figure 90) caractérisés par des architectures sédimentaires bien distinctes.

Ces différentes zones de dépôt qui s'individualisent dès le Kimméridgien, vont conditionner la distribution des dépôts de la formation la Vaca Muerta.

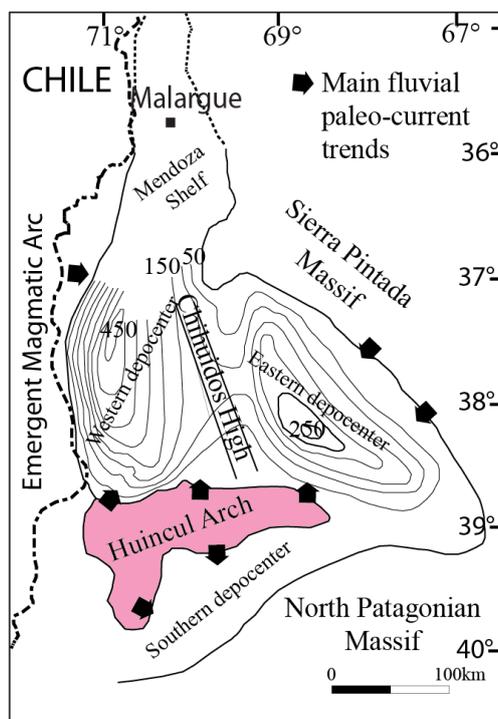


Figure 90: Carte illustrant l'individualisation de plusieurs dépôt-centres. Les dépôt-centres « est » et « ouest » sont visibles à partir des isopaques de la formation du Tordillo (Kimméridgien) (modifié d'après Spalletti et Colombo Pinol, 2005, Spalletti et Veiga, 2007). Il n'existe pas de données d'isopaque pour le secteur de Malargüe (Mendoza Shelf).

Dans les deuxième et troisième chapitres, nous avons évoqué l'histoire du dépôt de cette formation dans la partie orientale du bassin (dépôt-centre oriental) à travers l'étude sismique, puis dans sa partie sud avec le dépôt-centre de Picún Leufú (dépôt-centre méridional).

Dans ce chapitre, nous présentons des données d’affleurement dans le dépôt-centre occidental (au delà de la ride de Huincul) depuis Covunco au sud jusqu’à Malargüe au nord (Figure 8).

La formation de la Vaca Muerta montre des variations latérales importantes (Cf. Chapitre premier). L’intervalle d’étude (au sens large) est Tithonien-Valanginien.

L’objectif principal de ce chapitre est de contribuer à la compréhension de la dynamique de remplissage du bassin dans sa partie centrale et septentrionale.

Sommaire

1. Localisation des données et méthodologie	233
2. Faciès et architecture stratigraphique de la formation Vaca Muerta au nord de la ride de Huincul	234
2.1. La zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta	234
2.1.1. Sédimentologie et environnements de dépôts	235
2.1.1.1. L'environnement de plate-forme silicoclastique	235
2.1.1.2. L'environnement de rampe mixte silicoclastique-carbonatée	238
2.1.2. Architecture stratigraphique	240
2.2. La zone de Chos Malal	246
2.2.1. Sédimentologie et environnements de dépôts	246
2.2.1.1. L'environnement de rampe mixte	247
2.2.1.2. L'environnement de plate-forme silicoclastique	250
2.2.2. Architecture stratigraphique	252
2.3. La zone de Malargüe	256
2.3.1. Sédimentologie et environnements de dépôts	256
2.3.1.1. Les faciès de rampe externe/bassin	257
2.3.1.2. Les faciès de rampe externe	259
2.3.1.3. Les faciès de rampe médiane	261
2.3.2. Architecture stratigraphique	265
2.4. Discussion: Facteurs de contrôle de la sédimentation et de l'organisation séquentielle des différents secteurs	269
Références bibliographiques	275

1. Localisation des données et méthodologie

Dans ce chapitre, nous nous concentrons sur l'histoire de la formation de la Vaca Muerta dans le secteur situé au nord de la ride de Huincul. C'est un domaine qui s'étend sur plus de 400 km depuis Malargüe au nord jusqu'à Los Catutos au sud où se trouvent les derniers affleurements visibles au nord de la ride de Huincul. Pour cela, trois secteurs ont été analysés en détails (Figure 8) : (1) la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta située au nord des affleurements de Picún Leufú, (2) la zone de Chos Malal dans le secteur central du bassin et (3) la zone de Malargüe plus au nord.

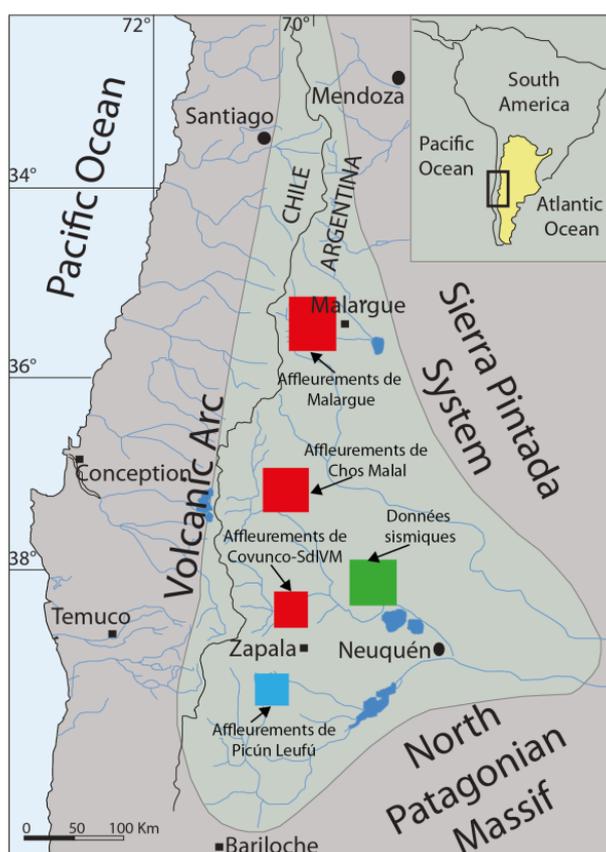


Figure 91 : Localisation des données utilisées dans ce chapitre (carrés rouges).

Cette étude est basée sur la caractérisation des dépôts de la formation de la Vaca Muerta à l'échelle du bassin. Il s'agira alors de :

- (1) Analyser 13 coupes sédimentologiques dans les trois grands secteurs cités ci-dessus et de faire une interprétation en terme d'environnements de dépôt.
- (2) Corréler les différentes coupes de chaque secteur pour mettre en évidence l'architecture stratigraphique de chaque zone en se basant sur les séquences T-R (Embry et Johannessén, 1992).

Ce travail a pour but de comparer l'architecture stratigraphique de chaque secteur présenté dans le cadre de cette thèse (secteur oriental avec l'étude sismique, le dépôt-centre de Picún Leufú et différents affleurements présentés dans ce chapitre) afin de proposer une coupe régionale synthétique de la formation de la Vaca Muerta. Ce travail de synthèse sera présenté dans le chapitre de synthèse et de discussion (*sixième chapitre*).

2. Faciès et architecture stratigraphique de la formation Vaca Muerta au nord de la ride de Huincul

2.1. La zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta

Dans ce secteur, l'intervalle Tithonien-Valanginien correspond à la formation de la Vaca Muerta et la formation du Quintuco ([Weaver, 1931](#)).

Age	Cycles		Lithostratigraphie
Barrémien	ANIDIC	Groupe Mendoza	Fm. Agrio
Hauterivien			
Valanginien			Fm. Mulichinco
Berriasien			Fm. Picún Leufú/ Quintuco
Tithonien			Fm. Vaca Muerta <i>Mb. Los Catutos</i>

Figure 92 : Cadre stratigraphique de la formation de la Vaca Muerta dans la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta (modifiée d'après Legarreta et Gulisano, 1989).

La formation de la Vaca Muerta désigne les dépôts d'argiles noires intercalées de grès et de calcaires d'âge principalement tithonien. La formation du Quintuco correspond aux argiles grises intercalées de grès et de calcaires d'âge berriasien-valanginien. La formation de Picún Leufú ([Leanza, 1973](#)) désigne un ensemble de grès calcaires et calcaires bioclastiques d'âge Tithonien moyen-supérieur, qui étaient inclus dans la formation Quintuco par [Weaver \(1931\)](#). Le membre Los Catutos ([Leanza et Zeiss, 1990 ; 1992 ; 1994](#)) correspond à des calcaires lithographiques d'âge tithonien (Zones à *Aulacosphinctes proximus* et *Windhauseniceras internispinosum*), déposés dans le secteur de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta. Ces calcaires ont été interprétés comme des dépôts de rampe externe ([Scasso et al., 2002 ; 2005](#)).

2.1.1. Sédimentologie et environnements de dépôts

L'étude sédimentologique de cette région est basée sur l'analyse de quatre coupes sédimentologiques sur un transect nord-sud d'environ 25 km (Figure 93).

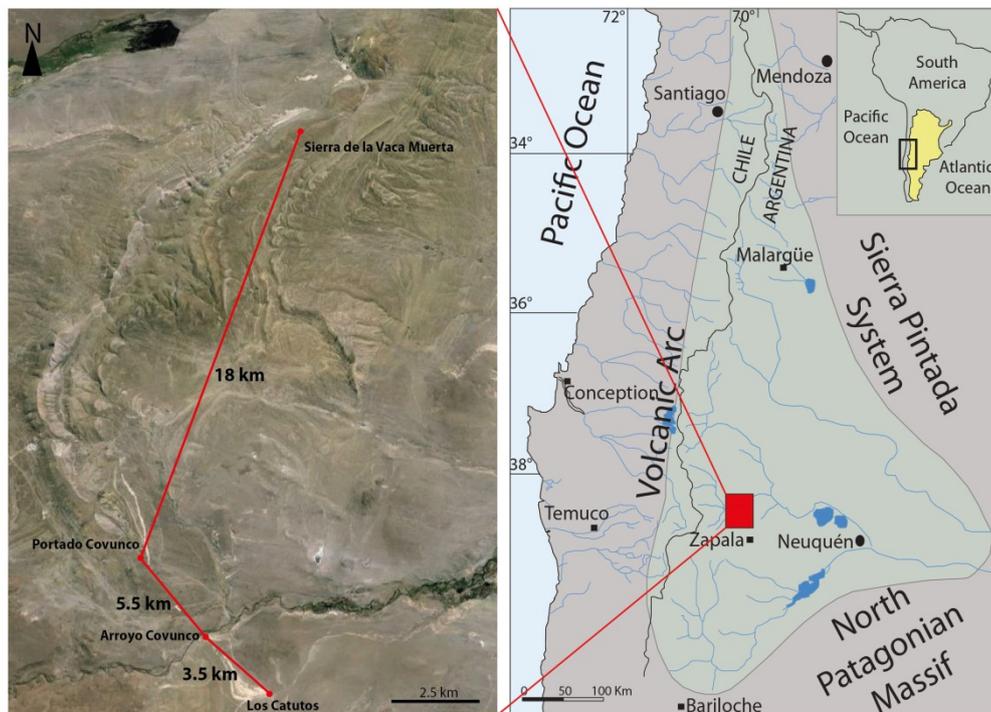


Figure 93 : Localisation des affleurements de la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta.

Les observations et les levés de coupes ont permis d'établir un catalogue de faciès et d'association de faciès. La distribution des faciès, l'agencement vertical et latéral des associations de faciès a permis de mettre en évidence dans cette région un environnement de plate-forme silicoclastique (nomenclature de Walker et Plint, 1992) et un environnement de rampe mixte silicoclastique-carbonatée (nomenclature de Burchette et Wright, 1992).

2.1.1.1. L'environnement de plate-forme silicoclastique

- Les faciès d'offshore

Description- Ils correspondent à une alternance entre des argiles noires riches en matière organique et des grès fins (Figure 94-A & B), finement laminés d'épaisseur décimétrique (entre 10 et 80 cm). Les argiles noires sont riches en faune, représentée par des ammonites, des écailles de poissons et des coquilles d'huîtres. Des niveaux à concrétions (Figure 94-C), dont le diamètre peut atteindre une cinquantaine de centimètres, sont observés dans les niveaux argileux et gréseux. Par endroits, on retrouve des niveaux calcaires laminés (Figure 94-D).

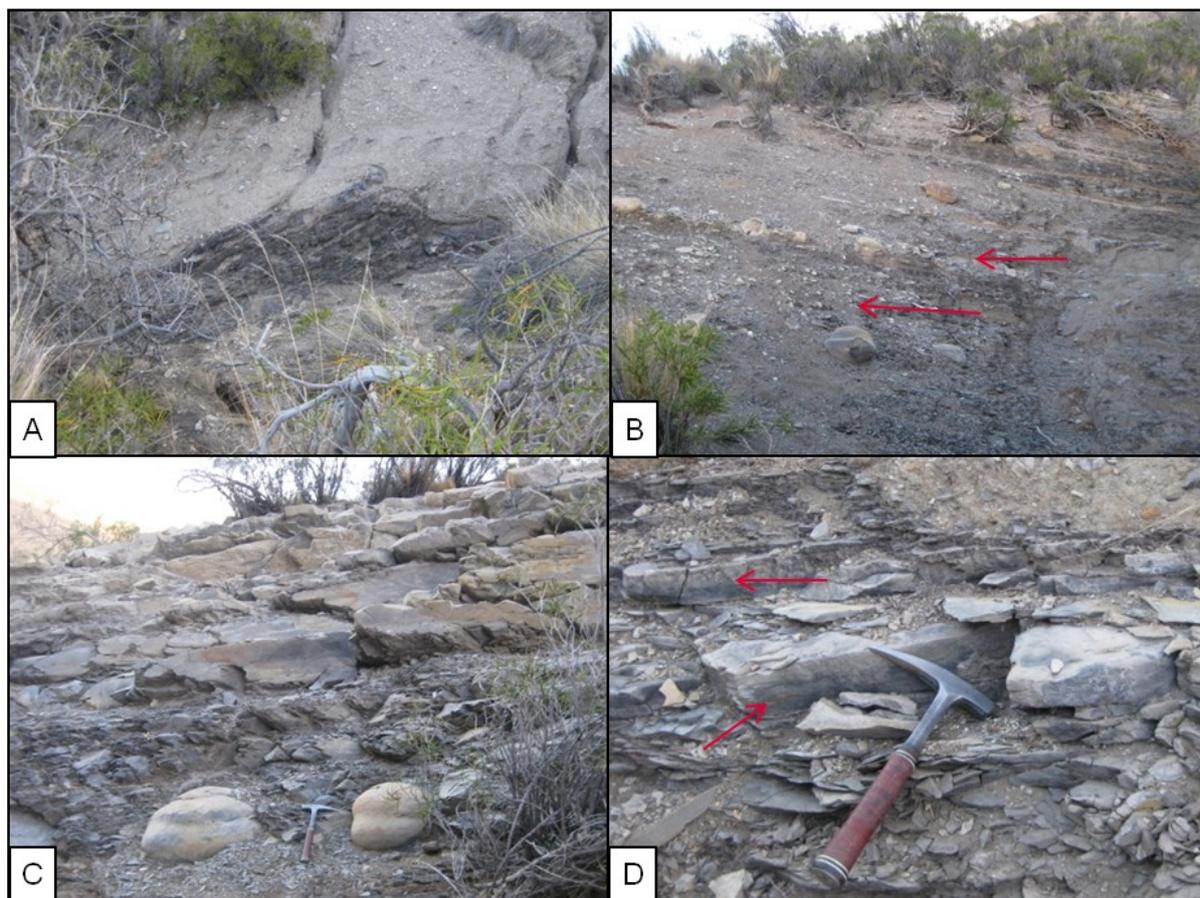


Figure 94 : Faciès d'offshore dans la Sierra de la Vaca Muerta. A. Argiles noires riches en matière organique. B. Alternance argiles noires et grès fins (flèches rouges). C. Nodules calcaires intercalés dans les argiles. D. Niveau carbonaté (flèches rouges).

Interprétation- La granulométrie fine ainsi que le caractère laminé de ces faciès suggèrent un processus de dépôt par décantation dans un environnement de faible énergie sous la limite d'action des vagues de tempêtes. La présence de niveaux à granulométrie plus importante (grès fins) est un indicateur d'énergie plus importante. Ils sont interprétés comme des dépôts distaux liés à un courant gravitaire pouvant être provoqué par des tempêtes (Wallace-Dudley et Leckie, 1993) ou des turbidites. Les nodules sont interprétés comme le résultat d'une diagenèse précoce (Mork et al., 1999 ; Hesse et Schacht, 2011) et sont symptomatiques de faible taux de sédimentation dans un contexte de sédimentation riche en matière organique (Hesse et Schacht, 2011). La présence de matière organique et d'une faune majoritairement planctonique indique une colonne d'eau faiblement oxygénée probablement en condition dysoxique. Cette association de faciès représente un environnement d'offshore.

- **Les faciès de la zone de transition**

Description- Ils correspondent à une alternance entre des argiles silteuses laminées et des grès calcaires. Les argiles silteuses sont riches en faune remaniée avec la présence de fragments de coquilles d’huîtres et d’ammonites. Les grès calcaires sont fins à moyens, d’aspect massif ou présentant des stratifications en mamelons (HCS) (Figure 95). Ils s’organisent en bancs de 40 à 50 cm d’épaisseur et montrent par endroits une concentration importante d’huîtres (lumachelles). Des niveaux à concrétions sont également observés.

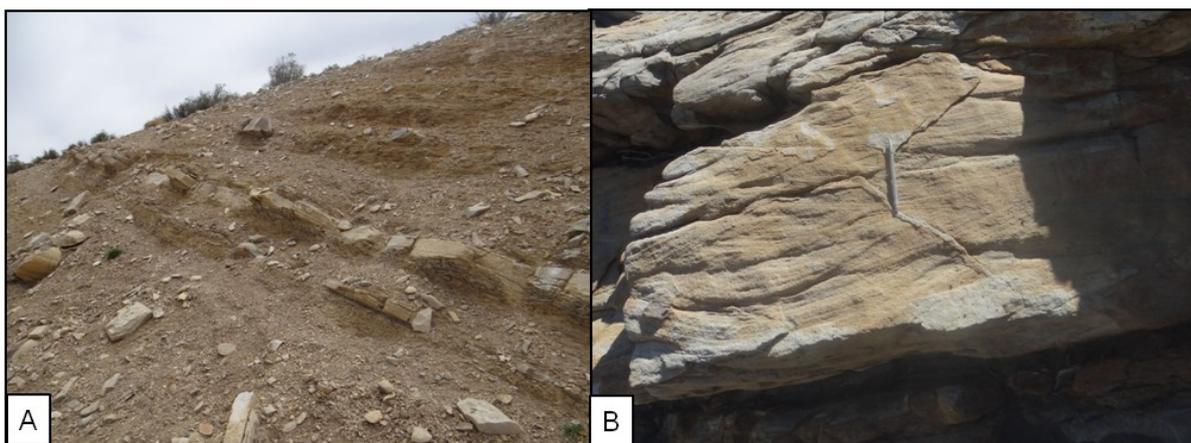


Figure 95 : Faciès de la zone de transition à Portado Covunco (A) et Sierra de la Vaca Muerta (B). A. Argiles silteuses intercalées de grès calcaires. B. Grès calcaires à HCS.

Interprétation- Les argiles silteuses laminées suggèrent un processus de dépôt par décantation comme évoqué pour les faciès d’offshore. Toute fois, la présence de bancs de grès à HCS indique un environnement soumis à l’action des vagues de tempêtes. L’association des deux faciès d’énergies différentes suggèrent une alternance entre des phases de tempête générant des grès à HCS et des phases post-tempête où règnent des conditions plus calmes permettant la mise en place par décantation de sédiments plus fins et laminés. Les structures en HCS de la formation de la Vaca Muerta ont été décrites en détail dans la littérature dans la Sierra de la Vaca Muerta par (Kietzmann et al. 2014) (et dans la partie nord du bassin par Kietzmann et Palma, 2011) en montrant que la base de ces structures correspondait à un lag bioclastique, non visible sur nos coupes, traduisant le maximum d’énergie de la tempête. Cette association de faciès représente un environnement situé entre la limite d’action des vagues de tempêtes et de beau temps.

2.1.1.2. L'environnement de rampe mixte silicoclastique-carbonatée

- Les faciès de rampe externe

Description- Ils correspondent à une alternance entre des marnes laminées grises foncées à noires, des niveaux calcaires et des grès (Figure 96-A). Les calcaires peuvent être massifs (packstone/grainstone), de couleur claire à la patine et sombre à la cassure (Figure 96-A). Ils forment des bancs de 20 à 40 cm d'épaisseur et contiennent des ammonites et de nombreux bivalves indifférenciés (Figure 96-B). Les grès sont fins à moyens, sans structures sédimentaires et organisés en bancs de 30 à 40 cm. Ils montrent des bases planes, parfois érosives et des sommets plats. Par endroits, on retrouve des niveaux à rudstones. Ils forment des bancs tabulaires de 15 à 30 cm et montrent des fragments de bivalves et d'huîtres (Figure 96-C) avec une matrice détritique (Figure 96-D).

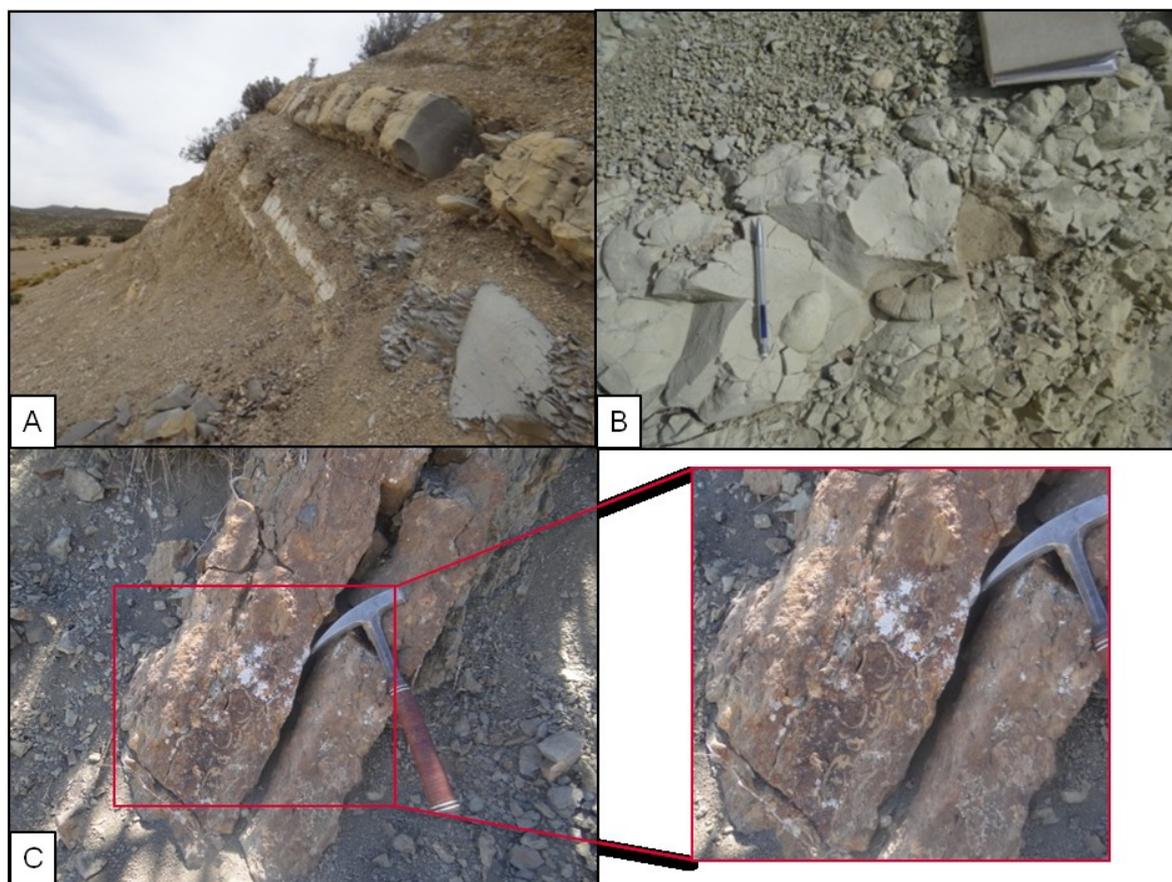


Figure 96 : Faciès de rampe externe à Portado Covunco. Ils se composent d'une alternance de marnes et de calcaires sombres (A) riches en bivalves et ammonites (B), ainsi que de niveaux à rudstones riches en fragments de coquilles de bivalves (C).

Interprétation- Les marnes noires laminées et les calcaires fins suggèrent un milieu calme soumis à des processus de décantation. En revanche, la présence de nombreux fragments de bivalves suggère soit un environnement à forte énergie *in situ* soit des coquilles transportées pendant un épisode de forte énergie tel que les tempêtes. Les rudstones et les grès à bases érosives sont interprétés comme le produit d'un courant de traction probablement lié à la remobilisation d'un matériel issu des zones plus proximales par des processus de tempêtes. Cette association de faciès est interprétée comme un environnement de rampe externe.

- **Les faciès de rampe interne**

Description- Ils sont constitués majoritairement de calcaires massifs ou à structures sédimentaires et de quelques niveaux gréseux intercalés de marnes noires. Les calcaires correspondent à des grainstones/packstones présentant un aspect massif, laminé (Figure 97-A & B) ou à stratifications entrecroisées riches en fragments de bivalves. Ces calcaires s'organisent en bancs de 20 à 45 cm d'épaisseur. Ces niveaux peuvent être affectés par des plissements synsédimentaires (Figure 97-C & D). Les grès sont grossiers et présentent des stratifications entrecroisées, sigmoïdales et des drapages argileux. Ils sont tabulaires ou à bases érosives et épais de 20 à 25 cm. Ces bancs s'organisent en dunes de 1 à 2 mètres d'épaisseur. Les niveaux marneux sont laminés et de couleur grise à noire.

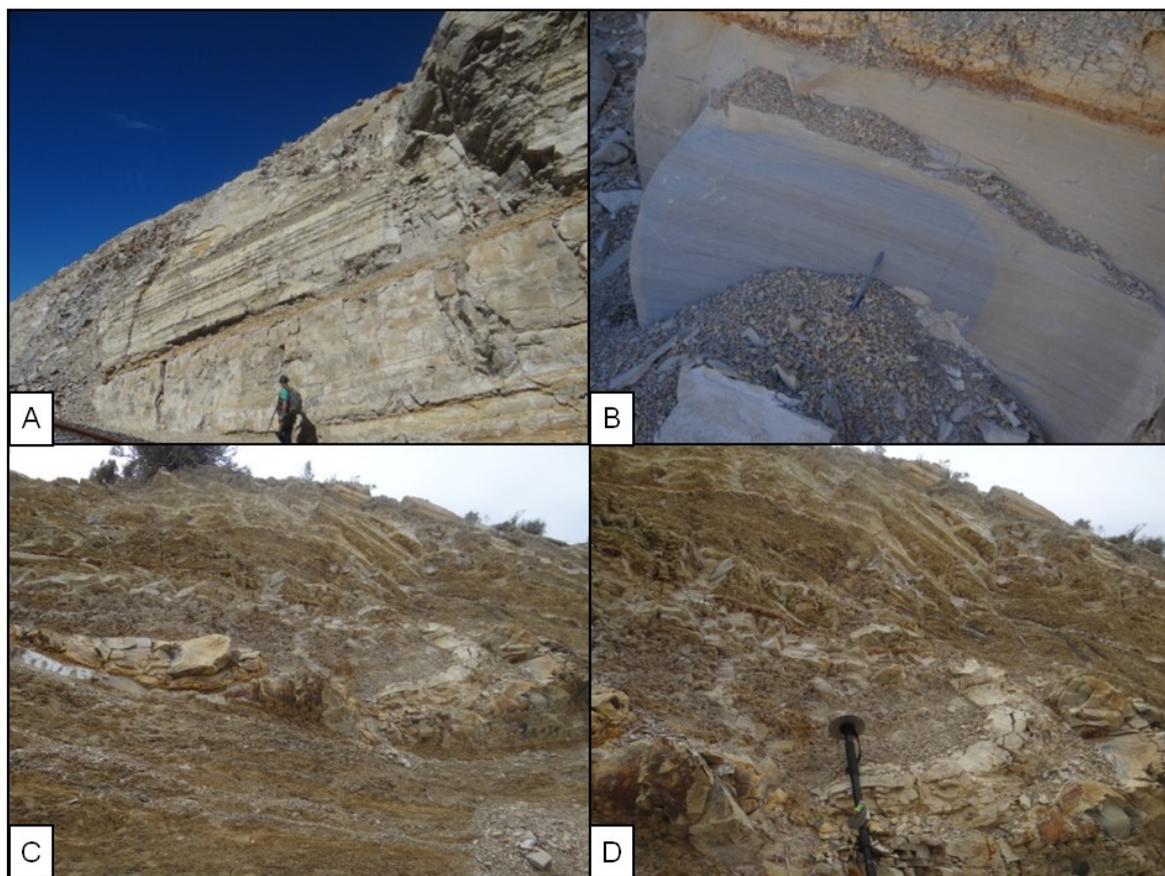


Figure 97 : Faciès de rampe interne à Los Catutos (A & B) et Portado Covunco (C & D). A. Aspect général des calcaires massifs à laminées. B. Grainstones/packstones laminés. C & D. Plissements synsédimentaires.

Interprétation- La présence de calcaires de type grainstone et packstone et la présence de structures sédimentaires suggèrent un environnement peu profond soumis à l'agitation de la tranche d'eau. Les grès à stratifications sigmoïdales et drapages argileux sont interprétés comme le produit de la migration de dunes tidales. Cette association de faciès représente un environnement peu profond soumis à l'action tidale. Elle correspond à un environnement de rampe interne. La présence de glissements synsédimentaires suggère un contexte instable au moment du dépôt, probablement lié à la proximité de la ride de Huinacul qui est active au cours de cette période.

2.1.2. Architecture stratigraphique

Sur les quatre coupes disponibles dans cette étude, seule la coupe la plus au sud (Los Catutos) ne montre pas le niveau à ammonite, situé au dessus des dépôts continentaux de la formation Tordillo, correspondant à la transgression du Tithonien (Zone *Virgatospinctes*

mendozanus). Cette coupe n'a été levée que partiellement pour des problèmes de recouvrements quaternaires et d'accessibilité. Le découpage séquentiel basé sur le log type (Arroyo Covunco) est fait à partir de la description et la distribution verticale des faciès. Les corrélations sont faites de proche en proche en s'aidant des images satellites (Figure 98) et des zonations d'ammonites disponibles dans la littérature (Scasso et al., 2005 ; Parent et al., 2013 ; Zeller, 2013 ; Kietzmann et al., 2014).

A Los Catutos, le log levé correspond en grande partie au membre Los Catutos. Il correspond à un ensemble carbonaté intra Vaca Muerta. Il est bien contraint en âge grâce aux biozones d'ammonites qui le situent dans la zone *Windhauseniceras interspinosum* (Tithonien moyen-Tithonien supérieur p.p) (Leanza et Zeiss, 1992).

Le contact Tordillo-Vaca Muerta correspond à la base de la biozone *Virgatosphinctes mendozanus* (Tithonien inférieur). Ce contact est bien visible à Portado Covunco et Arroyo Covunco ainsi que dans la Sierra de la Vaca Muerta. A Los Catutos, la base de la séquence n'a pas été levée mais les données bibliographiques montrent une série à dominante argileuse épaisse d'environ 160 m (Leanza et Zeiss, 1994 ; Parent et al., 2013 ; Zeller et al., 2014).

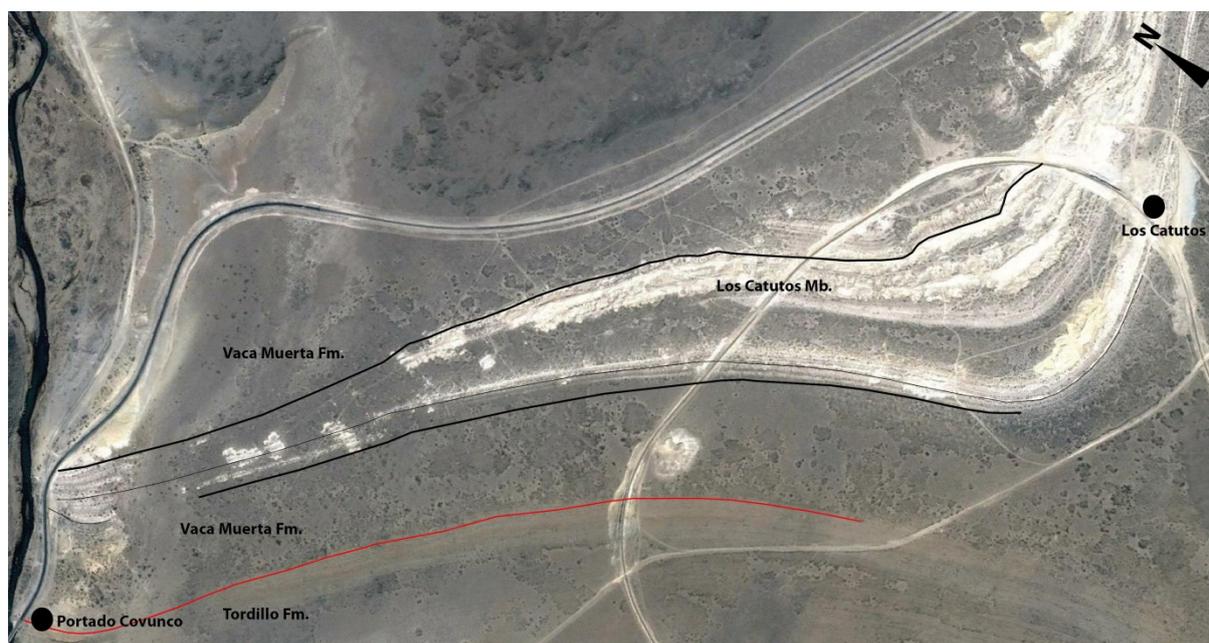


Figure 98 : Corrélation du membre Los Catutos à Los Catutos avec les faciès de la coupe de Portado Covunco à l'aide de l'image satellite (Google Earth).

En ce basant sur les critères biostratigraphiques et sédimentologiques, deux ordres séquentiels sont mis en évidence (Figure 99).

Il s'agit de deux séquences transgressive-régressive (T-R) majeures et de sept séquences transgressive-régressive de plus haute fréquence qui peuvent, dans le détail, être subdivisées

en paraséquences (probablement groupement de paraséquences de 5^{ème} ordre). Le début d'une autre séquence majeure est également observé à Arroyo Covunco et Portado Covunco.

Le calage biostratigraphique basé sur la zonation à ammonites (Leanza et Zeiss, 1992) permet de dater la première séquence majeure entre la base de la biozone *Virgatosphinctes mendozanus* (Tithonien inférieur) et la base de la biozone *Windhausenicerias interspinosum* (Tithonien moyen-Tithonien supérieur p.p). Elle est constituée de trois séquences (séquence 1, séquence 2 et séquence 3). La première séquence majeure correspond à une séquence où seul l'intervalle régressif est observé (Figure 99) car l'intervalle transgressif est condensé dans la MFS. Cette surface d'inondation maximale représentée par une dalle à ammonites repose directement sur les grès de la formation du Tordillo. Elle est composée de trois séquences de plus haute fréquence développées dans un système de plate forme silicoclastique (séquence 1 et 2) qui évolue vers un système de rampe mixte (séquence 3). La première séquence (séquence 1) est épaisse d'une quarantaine de mètres dans le secteur de Covunco et s'affine vers le nord pour ne pas dépasser la dizaine de mètres d'épaisseur dans la Sierra de la Vaca Muerta (Figure 99). Cette séquence montre essentiellement des faciès profonds dans la Sierra Vaca Muerta (faciès d'offshore puis de la zone de transition) alors que dans la zone de Covunco se mettent en place rapidement des faciès de la zone de transition. La deuxième séquence (séquence 2) montre une évolution rétrogradante puis progradante (Figure 99) avec la mise en place d'abord d'argiles riches en matière organique (faciès d'offshore) qui s'enrichissent en sables avec la mise en place des faciès de la zone de transition. La troisième séquence (séquence 3) initie la mise en place du système de rampe mixte (Figure 99). A Arroyo Covunco et Portado Covunco, cette séquence est caractérisée par des argiles noires d'offshore qui évoluent vers des faciès de rampe externe puis des faciès de rampe interne matérialisés par des calcaires riches en bivalves. Dans la Sierra Vaca Muerta, les faciès de rampe interne sont très faiblement exprimés (ne dépassant pas les 5 mètres).

La deuxième séquence majeure est comprise entre la base de la biozone *Windhausenicerias interspinosum* (Tithonien moyen-Tithonien supérieur p.p) et la base de la biozone *Subseuerocheras Koeneni* (Tithonien supérieur-Berriasien inférieur). Elle est constituée de trois séquences (séquence 4, séquence 5 et séquence 6). La quatrième séquence (séquence 4) correspond au membre Los Catutos (Figure 99). Dans la localité de Los Catutos, cette séquence fait 60 m d'épaisseur et montre d'abord une évolution rétrogradante avec la mise en place de faciès de rampe externe immédiatement sur des calcaires de rampe interne de la séquence précédente. La phase régressive est très rapidement suivie par une progradation

avec la mise en place d'une épaisse série calcaire correspondant à des faciès de rampe interne. A Arroyo Covunco, cette séquence débute avec des faciès plus profonds que ceux enregistrés à Los Catutos. On retrouve la même évolution rapide de la phase transgressive en phase progradante avec la mise en place dans un premier temps de faciès de rampe externe puis de faciès de rampe interne. Dans la Sierra de la Vaca Muerta, cette séquence est très réduite et ne dépasse pas les 20 m d'épaisseur. Elle correspond essentiellement à des faciès profonds de rampe externe. La cinquième séquence (séquence 5) montre une évolution générale progradante depuis des faciès fins (marnes intercalées de calcaires) de rampe externe vers des calcaires massifs de rampe interne (Figure 99). Cette évolution est la même dans tous les secteurs avec toute fois un épaissement des faciès les plus profonds vers le nord (Sierra de la Vaca Muerta). La sixième séquence (séquence 6) non visible à Los Catutos, montre à Arroyo Covunco et Portado Covunco, des faciès de rampe externe qui passent progressivement à des alternances argilo calcaires de rampe interne et des grès à bivalves et rides sigmoïdales (Figure 99).

La troisième séquence majeure débute avec la base de la biozone *Subseuroceras koeneni* (Tithonien supérieur-Berriasien inférieur). Seule une première séquence (séquence 7) a été identifiée à Portado Covunco et Arroyo Covunco. Sur la base des données biostratigraphiques, cette séquence peut être assimilée à la formation Picún Leufú. Cette séquence (Figure 99) débute avec des faciès de rampe externe matérialisés par des niveaux fins intercalés de grès et/ou de calcaires à fragments de bivalves (niveaux de tempêtes) avant l'arrivée de niveaux calcaires riches en bivalves de rampe interne.

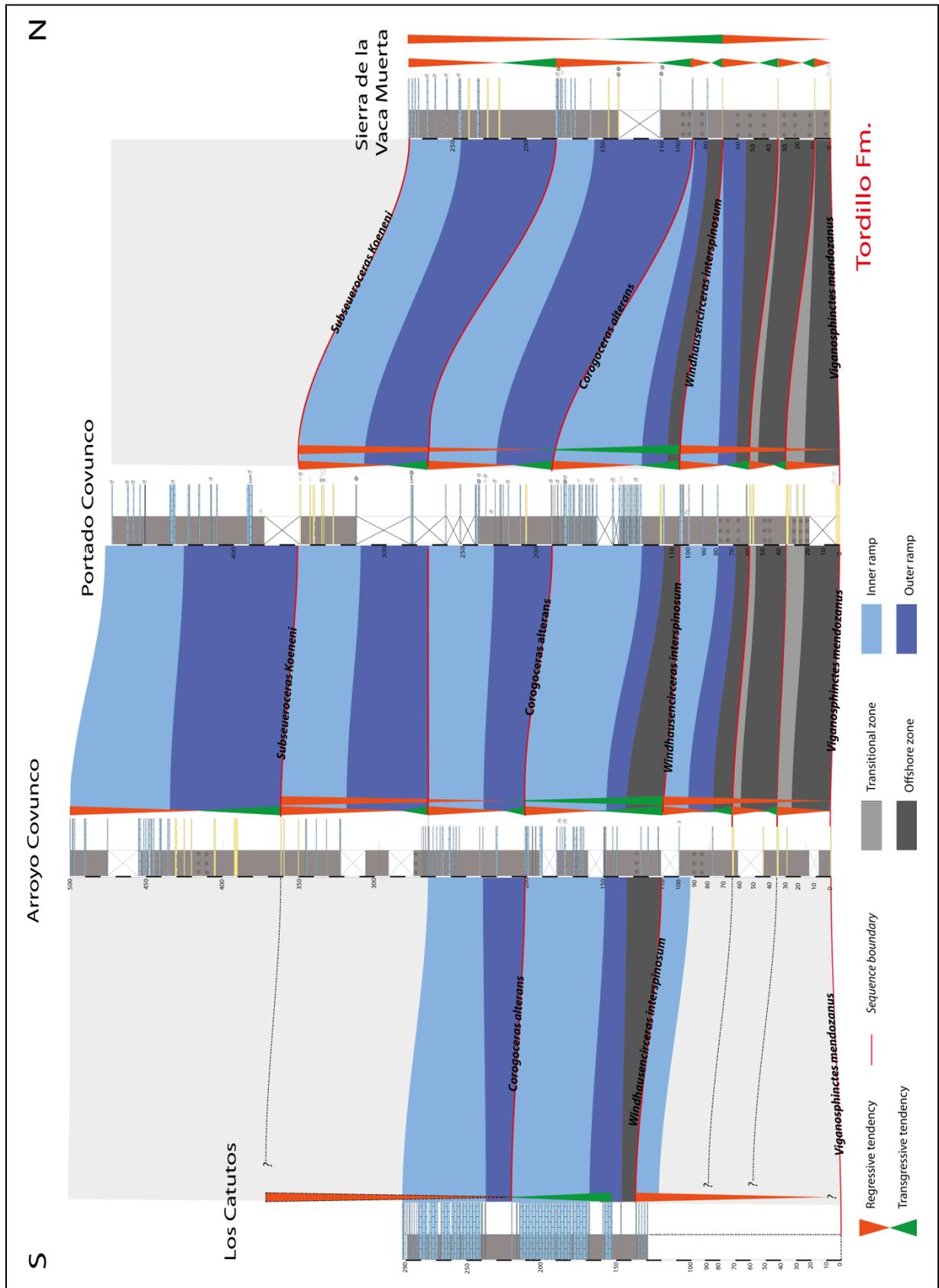


Figure 99 : Stratigraphie séquentielle et corrélation de la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta (les zones d'ammonites sont tirées de Leanza et Zeiss, 1992 et Parent et al., 2013).

La corrélation des différentes séquences montre (1) un approfondissement général du bassin vers le nord avec les environnements les plus profonds localisés principalement dans la Sierra de la Vaca Muerta pendant le dépôt de la première séquence T-R majeure, (2) la première séquence T-R majeure correspond à la partie régressive de la séquence car la surface d'inondation maximale repose directement sur les dépôts continentaux de la formation du Tordillo. Au sein de cette grande séquence s'organisent trois séquences T-R caractérisées par une évolution générale à la progradation avec une disparition progressive des faciès profonds au profit des calcaires de rampe interne. (3) La deuxième séquence T-R majeure comprend également trois séquences et montre une évolution globale vers la généralisation des faciès de rampe interne. (4) La troisième séquence T-R majeure n'est visible qu'en partie et montre une évolution assez franche vers une alimentation détritique de la zone attestée par une fraction gréseuse plus importante dans la partie sud (Arroyo Covunco).

De façon générale, la corrélation des logs sédimentologiques et des séquences mettent en évidence des cortèges transgressifs peu développés alors que les cortèges régressifs sont beaucoup plus épais. Les prismes transgressifs sont composés essentiellement de faciès fins de bassin et de rampe externe et les prismes régressifs concentrent les dépôts de la zone de transition pour la première séquence et des faciès de rampe interne pour les autres séquences.

D'un point de vue géométrique, les cortèges transgressifs forment généralement des prismes rétrogradants qui s'épaississent vers le sud. Cette géométrie est liée au phénomène de condensation par déficit sédimentaire en aval (au nord).

2.2. La zone de Chos Malal

Dans ce secteur, l'intervalle Tithonien-Valanginien correspond également à la formation de la Vaca Muerta et la formation du Quintuco (Weaver, 1931). Historiquement, la formation de la Vaca Muerta désigne les dépôts d'argiles noires intercalées de grès et de calcaires d'âge tithonien. La formation du Quintuco correspond aux argiles grises intercalées de grès et de calcaires d'âge berriasien-valanginien. Depuis, de nombreux auteurs (Cangini, 1968 ; Marchese, 1971 ; Leanza, 1972) ont modifié la définition originale de la formation de Vaca Muerta en y incluant la formation du Quintuco. C'est par conséquent tout l'intervalle Tithonian-Valanginien qui sera analysé dans le cadre de cette étude.

Age	Cycles		Lithostratigraphie
Barrémien	ANIDIC	Groupe Mendoza	
Hauterivien			Fm. <i>Agrio</i>
Valanginien			Fm. <i>Mulichinco</i>
			Fm. <i>Quintuco</i>
Berriasien			Fm. <i>Vaca Muerta</i>
Tithonien			

Figure 100 : Cadre stratigraphique de la formation de la Vaca Muerta dans la zone de Chos Malal (modifiée d'après Legarreta et Gulisiano, 1989).

2.2.1. Sédimentologie et environnements de dépôts

Les observations et les levés de coupes dans cette zone mettent en évidence des faciès exclusivement « d'offshore », ce qui rend difficile l'interprétation en termes d'environnements de dépôt. C'est pour cela que nous avons également utilisé la coupe de Puerta Curaco et celle de Yesra del Tromen (Kietzmann et al., 2014), dont la position plus proximale que celle de nos deux coupes, permet une meilleure compréhension du système.

L'étude de cette région est donc basée sur l'analyse de deux levés de coupes sédimentologiques sur un transects d'environ 25 km, situé dans la partie ouest (Huinganco et Chacay Melehue) ainsi que sur des données bibliographique de deux autres coupes (Yesra del Tromen et Puerta Curaco) situés plus à l'est (Figure 101).

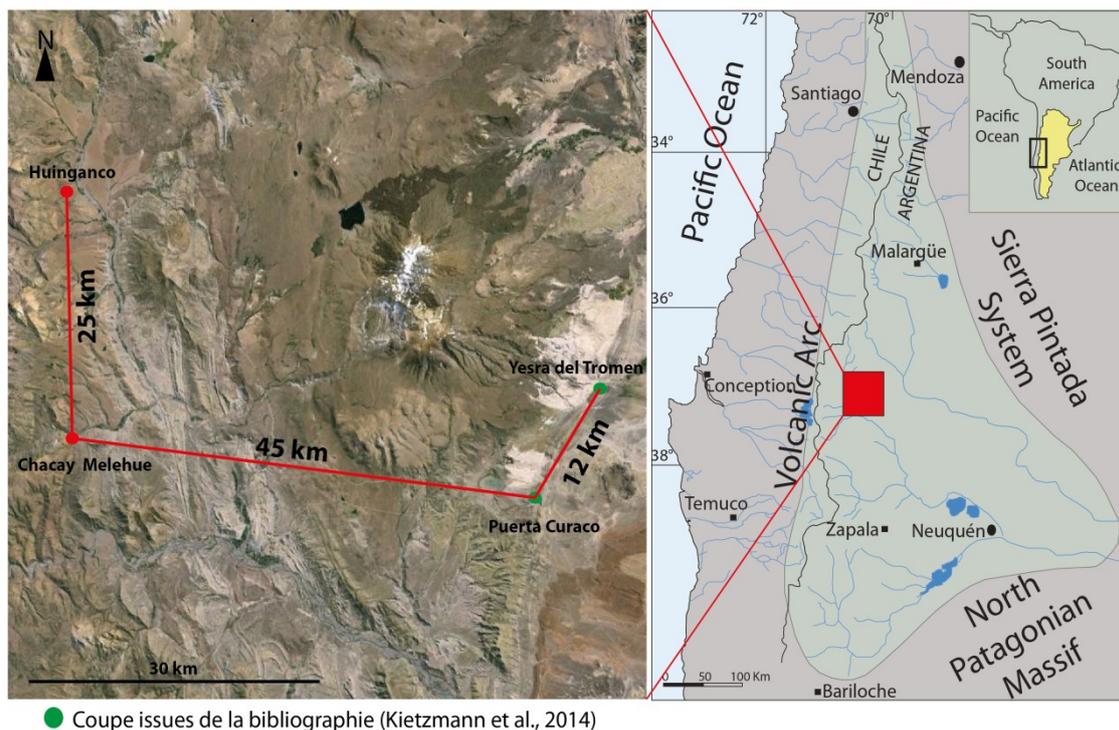


Figure 101 : Localisation des affleurements de la zone de Chos Malal.

La distribution des faciès et l'agencement vertical et latéral des associations de faciès a permis de mettre en évidence deux environnements de dépôts dans cette région :

2.2.1.1. L'environnement de rampe mixte

- Les faciès de rampe externe à bassin

Description- Ils sont composés d'une alternance d'argiles et de marnes avec des niveaux de calcaires fins (Figure 102-A). Les marnes et les argiles sont de couleur gris foncé à noir, laminés, riches en faune représentée par des ammonites, des bivalves indifférenciés et des écailles de poisson. Les calcaires (Figure 102-B) sont fins, de type packstone à grainstones, de couleur gris sombre à noir, à base et sommet plats. Ce sont des bancs tabulaires épais de 20 à 30 cm. La faune est représentée par des fragments d'huîtres, des bivalves indifférenciés ainsi que quelques ammonites. Des concrétions carbonatées et septarias sont fréquentes et peuvent atteindre 1 m de diamètre (Figure 102-C) ; on y observe également des niveaux de calcite fibreuse (Figure 102-D).

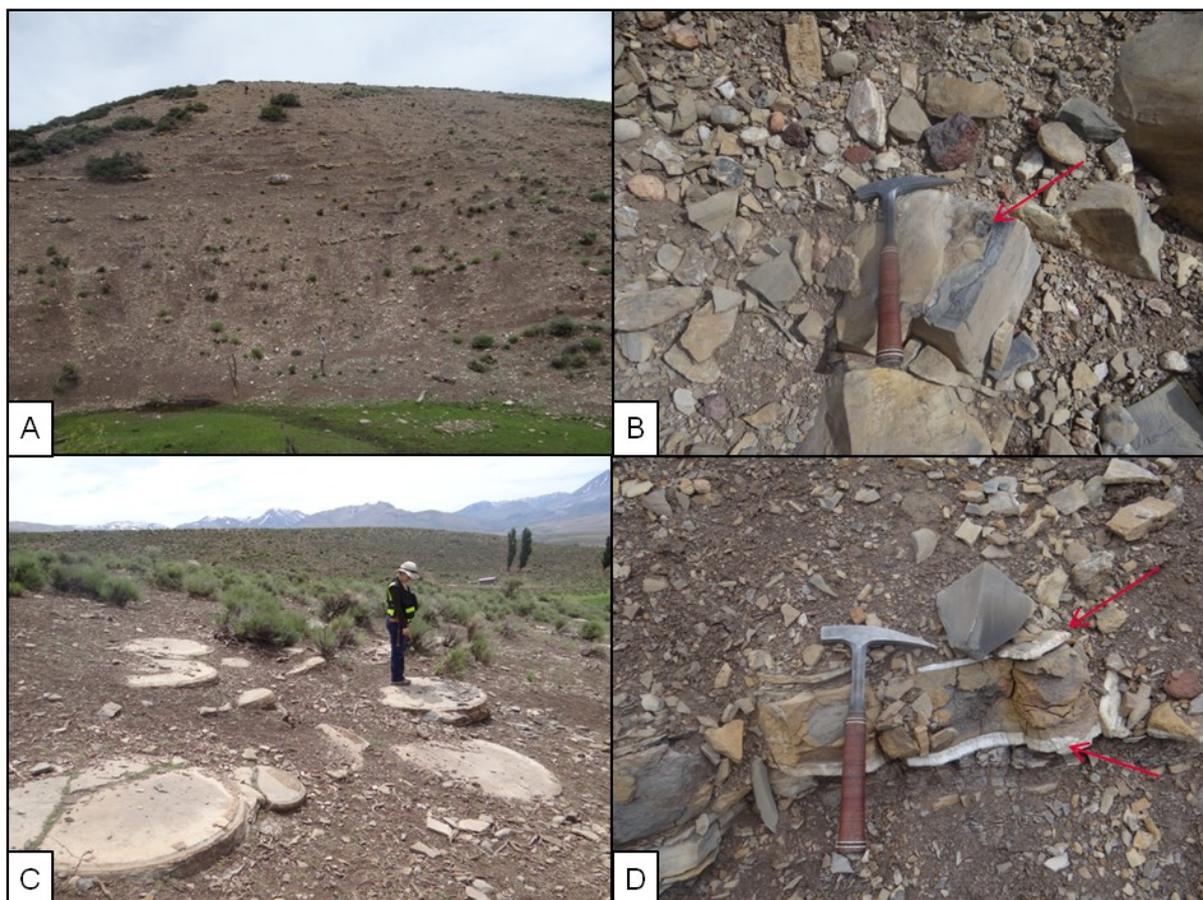


Figure 102 : Faciès de rampe externe/bassin observés à Huincango. A. Argiles et marnes grises sombres à noires intercalées de calcaires et de concrétions carbonatées. B. Calcaires sombres à fragments d'huîtres (flèche rouge). C. Concrétions carbonatées géantes. D. Calcite fibreuse (« beef », flèches rouges).

Interprétation- La fraction fine ainsi que le caractère laminé de ces faciès suggèrent un processus de dépôt par décantation dans un environnement de faible énergie sous la limite d'action des vagues de tempêtes. La présence de niveaux à granulométrie plus importante ainsi que des fragments d'huîtres suggère des périodes où les conditions d'énergie étaient plus importantes. L'association des deux suggère un environnement de faible énergie soumis occasionnellement à des événements de tempêtes. Les niveaux à concrétions sont interprétés comme le résultat d'une diagenèse précoce (Mork et al., 1999 ; Hesse et Schacht, 2011) et sont symptomatiques de faible taux de sédimentation dans un contexte de sédimentation riche en matière organique (Hesse et Schacht, 2011). Les niveaux de calcite fibreuse sont interprétés comme le résultat des effets de suppressions de fluides et de fracturation hydraulique lors de la génération d'hydrocarbures (Cobbold et al., 2013 ; Zanella et al., 2014)

lié à la compaction/décompaction des argiles. Cette association de faciès représente un environnement distal de rampe externe-bassin.

- **Les faciès de rampe externe**

Description- Ils sont constitués d'une alternance de marnes et de niveaux de calcaires fins. Ils se différencient des faciès de rampe externe/bassin par une proportion de calcaire beaucoup plus importante. Les marnes et les argiles sont de couleur gris foncé à noir, laminés, riches en faune représentée par des ammonites, des bivalves indifférenciés et quelques écailles de poisson. Les calcaires correspondent à des packstone/grainstones, de couleur gris sombre à noir, à base et sommet plats. Ce sont des bancs tabulaires épais de 15 à 30 cm. La faune est représentée par des fragments d'huîtres, des bivalves indifférenciés ainsi que quelques ammonites. Par endroits, les calcaires correspondent à des rudstones organisés en bancs de 10 cm d'épaisseur montrant des bases irrégulières, érosives et des sommets plats. Ces niveaux sont très riches en bioclastes constitués majoritairement de bivalves et d'ammonites. Des concrétions carbonatées et septarias sont également fréquentes.

Interprétation- Cette association de faciès montre une alternance de faciès à faible énergie et à énergie plus forte. La fraction fine et le caractère laminé des marnes suggèrent un processus de dépôt par décantation dans un environnement calme alors que les calcaires soulignent un environnement soumis à l'action des vagues tempêtes. Les niveaux à concrétions sont interprétés comme le résultat d'une diagenèse précoce (Mork et al., 1999 ; Hesse et Schacht, 2011) et sont symptomatiques de faible taux de sédimentation dans un contexte de sédimentation riche en matière organique (Hesse et Schacht, 2011). L'association des deux suggère un environnement de faible énergie soumis périodiquement à des événements de tempêtes. Cette association de faciès représente un environnement de rampe externe.

- **Les faciès de rampe médiane**

Description- Ils sont constitués d'une alternance entre des niveaux marneux et des niveaux calcaires à stratifications entrecroisées (Figure 103-A). Les marnes sont de couleur gris sombre à noir, massives à finement laminées, à ammonites et bivalves indifférenciés (entiers et en fragments). Les calcaires correspondent majoritairement à des packstones et grainstones à stratifications entrecroisées à faible angle (Figure 103-A) et HCS, organisés en

bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur. Les bases de bancs sont généralement plates mais peuvent parfois être érosives avec la présence de groove casts (Figure 103-B).

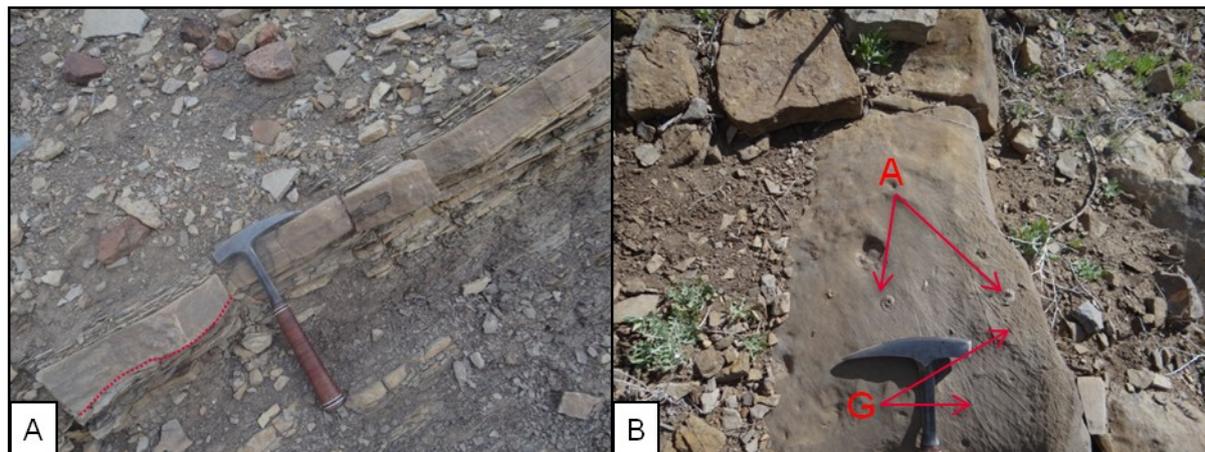


Figure 103 : Faciès de rampe médiane observés à Chacay Melehue. A. Packstones à stratifications entrecroisées à faible angle et à base érosive (soulignée par les pointillés). B. Figures de courants (G) et ammonites (A) dans les niveaux calcaires.

Interprétation- L'association des différents faciès présentés ci-dessus suggère des processus de dépôts variés. Les marnes suggèrent un processus de dépôt par décantation dans un environnement de faible énergie. Les niveaux à packstones/grainstones à stratifications entrecroisées et les HCS suggèrent l'action d'un courant oscillatoire. La présence de fragments de bivalves ainsi que la présence de groove casts suggèrent des conditions de plus forte énergie. L'association de ces faciès suggère un environnement de rampe médiane compris entre la limite d'action des vagues de tempête et la limite d'action des vagues de beau temps.

2.2.1.2. L'environnement de plate-forme silicoclastique

- **Les faciès d'offshore**

Description- Ils sont constitués majoritairement d'argiles laminées riches en matière organique intercalées de niveaux volcanoclastiques. Les argiles sont de couleur gris sombre à noir finement laminées (Figure 104) à ammonites et quelques bivalves indifférenciés. Des niveaux à concrétions dont le diamètre peut atteindre une cinquantaine de centimètres sont observés. Les niveaux volcanoclastiques correspondent à des grès à cendres volcaniques fins et laminés, présentant parfois des petites rides de courants ou montrant un granoclassement. Ils sont tabulaires et forment des bancs de 30 à 50 cm. Des glissements synsédimentaires affectent ce faciès.

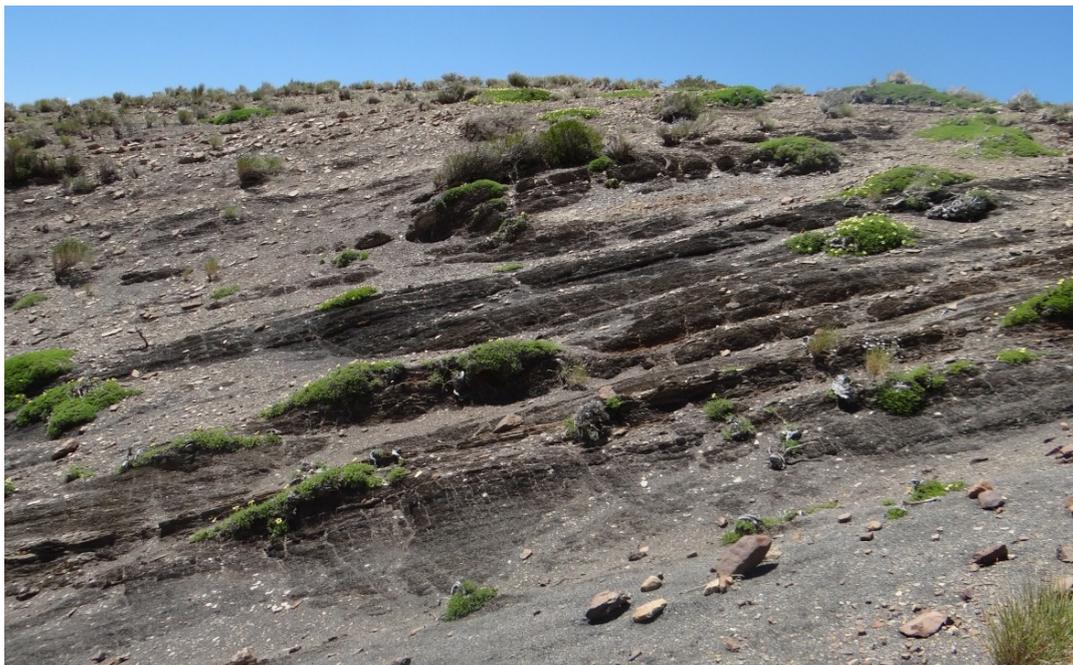


Figure 104 : Faciès d'offshore observé à Huinganco et Chacay Melehue

Interprétation- La fraction fine et le caractère laminé de ces faciès suggèrent un processus de dépôt par décantation dans un environnement de faible énergie sous la limite d'action des vagues de tempêtes. La richesse en matière organique suggère un environnement faiblement oxygéné. La présence de niveaux volcanoclastiques laminés et/ou rides de courant suggère des conditions de plus forte énergie. La présence d'autres niveaux volcanoclastiques granoclassés dans un environnement dominé par des processus de décantation suggère un processus événementiel comme des courants turbiditiques qui remobilisent des dépôts proximaux volcanoclastiques. Les niveaux à concrétions sont interprétés comme le résultat d'une diagenèse précoce (Mork et al., 1999 ; Hesse et Schacht, 2011). Dans un contexte de sédimentation riche en matière organique, ce sont des indicateurs de faible taux de sédimentation (Hesse et Schacht, 2011). La présence de glissement synsédimentaires peut être interprétée comme le résultat d'une instabilité liée à la présence d'une pente. Cette association de faciès représente un environnement distal (bassin/talus) faiblement oxygéné.

- **Les faciès de la zone de transition**

Description- Ils correspondent à des argiles sombres intercalées de quelques niveaux de silts et de grès fins à HCS. Les argiles sont de couleur gris sombre, laminées à rares écailles de poissons et des fragments de bivalves indifférenciés. Les niveaux silteux sont également de couleur gris sombre et laminés et ne dépassent pas quelques centimètres

d'épaisseur. Les grès à HCS sont fins et s'organisent en bancs centimétriques. Par endroits, on retrouve des niveaux de calcaires bioclastiques dolomitisés ainsi que quelques niveaux volcanoclastiques fins.

Interprétation- Les argiles laminées suggèrent un processus de dépôt par décantation dans des conditions de faible énergie. L'absence de bioturbation et de faune plus importante suggère un environnement faiblement oxygéné. Les structures de type HCS ainsi que les fragments de bivalves suggèrent un environnement soumis à une énergie plus importante comme les tempêtes. Cette association de faciès est interprétée comme des dépôts de la zone de transition entre la limite d'action des vagues de beau temps et de tempêtes.

- **Les faciès de shoreface**

Description- Ils sont constitués d'une alternance entre des grès et des argiles laminées. Les grès sont clastiques à volcanoclastiques fins à moyens avec des rides de vagues, des rides de courant et des HCS. Ils s'organisent en bancs tabulaire épais de 20 à 50 cm. Les traces fossiles correspondent principalement à des Tigillites et des *Cruziana*. Les argiles sont de couleur gris sombre, laminées et riches en bivalves indifférenciés en position de vie.

Interprétation- La présence de rides de vagues et de courant suggère un environnement situé au dessus de la limite d'action des vagues de beau temps. A l'inverse, les HCS suggère des processus de tempêtes. Toutefois, ces structures peuvent également se former au dessus des vagues de beau temps. Les ichnofaciès de type Tigillites sont caractéristiques des milieux de shoreface. La coexistence des deux ichnofaciès suggère l'alternance de périodes de beau temps et de périodes de tempêtes favorisant respectivement la prolifération de *Cruziana* ou au contraire de *Tigillites*. Ces faciès sont attribués à la zone de shoreface.

2.2.2. Architecture stratigraphique

La compilation de la distribution verticale des faciès et des données biostratigraphiques (Kietzmann et al., 2014b) a permis d'établir un découpage séquentiel de cette zone d'étude. Grâce aux zonations d'ammonites qui constituent des lignes temps, une corrélation est établie avec les secteurs les plus distaux où l'agencement vertical des faciès ne permet pas d'établir un découpage séquentiel fin. Deux ordres séquentiels sont mis en évidence dans cette partie du bassin du Neuquén. Il s'agit de huit séquences transgressive-régressive (T-R) (numéroté de séquence 1 à séquence 8) qui s'organisent en cinq séquences

transgressive-régressive majeures d'ordre supérieur (première séquence majeure à cinquième séquence majeure).

La première séquence majeure est comprise entre la base de la biozone *Virgatosphinctes mendozanus* (Tithonien inférieur) et la base de la biozone *Windhausenicerias interspinosum* (Tithonien moyen-Tithonien supérieur p.p). Elle correspond à la première séquence T-R (séquence 1). Cette séquence (Figure 105) est caractérisée par un système rampe mixte qui initie la transgression majeure du Tithonien matérialisée par des dépôts de rampe externe/bassin. Elle est épaisse d'environ 60 m et comprend essentiellement des dépôts profonds, riches en matière organique dans la partie occidentale alors que les coupes de la partie orientale (Yesra del Tromen et Puerta Curaco) montrent une évolution progradante depuis l'est avec la mise en place de faciès de rampe médiane en sommet de séquence.

La deuxième séquence majeure est comprise entre la base de la biozone *Windhausenicerias interspinosum* (Tithonien moyen-Tithonien supérieur p.p) et la base de la biozone *Subseuerocheras koeneni* (Tithonien supérieur-Berriasien inférieur). Elle est constituée de deux séquences T-R (séquence 2 et séquence 3). La deuxième et troisième séquence (Figure 105) montre la même évolution. Elles sont respectivement épaisses de 100 et 90 m et débutent par des faciès profonds de rampe externe/bassin qui évoluent progressivement vers des faciès de rampe médiane vers le sommet de chaque séquence. Dans la partie occidentale, les faciès de rampe externe/ bassin se généralisent sur toute la séquence.

La troisième séquence majeure est comprise entre la base de la biozone *Subseuerocheras koeneni* (Tithonien supérieur-Berriasien inférieur) et la base de la biozone *Spiticeras damesi* (Berriasien supérieur). Elle est constituée de la quatrième séquence T-R (séquence 4). Cette séquence (Figure 105) est épaisse de 90 mètres à Yesra del Tromen et montre des faciès rampe externe au dessus des faciès de rampe médiane de la séquence précédente. Ce n'est qu'à Puerta Curaco qu'on retrouve les faciès les plus profonds (rampe externe/bassin) avant leur généralisation sur la totalité de la séquence dans le secteur de Chacay Melehue et Huinganco. Les deux coupes du secteur oriental enregistrent une tendance progradante avec la mise en place de dépôts de rampe médiane en sommet de séquence.

La quatrième séquence majeure est comprise dans la biozone *Spiticeras damesi* (Berriasien supérieur). Elle est constituée de deux séquences (séquence 5 et séquence 6). La cinquième séquence (Figure 105) est très réduite dans tout le secteur d'étude. Elle ne dépasse

pas 50 m d'épaisseur et montre la même évolution que la séquence précédente. La sixième séquence (Figure 105) est épaisse d'environ 100 m et montre, à Yesra del Tromen, une évolution depuis des faciès rampe externe vers des faciès de rampe médiane. A Puerta Curaco, l'évolution générale rétrogradante puis progradante est également observée avec la mise en place d'abord de faciès de rampe externe/bassin puis des faciès de rampe externe et enfin ceux de rampe médiane en sommet de séquence. Dans le secteur de Chacay Melehue et Huinganco, ce sont les faciès profonds (rampe externe/bassin) qui se généralisent.

La cinquième séquence majeure s'étend de la base de la biozone *Neocomites wichmanni* jusqu'à la biozone *Olcostephanus atherstoni* (Berriasien supérieur - base Valanginien inférieur). Elle est constituée de deux séquences (séquence 7 et séquence 8). La septième séquence (Figure 105) marque le changement vers une configuration de plate-forme mixte. Elle débute par des faciès profonds matérialisés par des argiles laminées riches en matière organique et passant progressivement, dans la partie orientale, à des dépôts de la zone de transition plus riches en sables et soumis à l'action des tempêtes. Cette séquence est très bien développée dans la partie orientale (160 m d'épaisseur) alors qu'à Chacay Melehue et Huinganco, son épaisseur est moins importante (80 et 90 m). La huitième séquence (Figure 105) montre une épaisseur plus réduite que la séquence précédente dans le secteur oriental (90 m). Elle débute par des faciès de la zone de transition qui évoluent progressivement à des faciès de shoreface à Yesra del Tromen. A Puerta Curaco, l'évolution se fait depuis des faciès d'offshore vers des faciès de la zone de transition. A l'ouest, ce sont plus de 150 m de ce faciès qui se généralise sur toute la séquence.

La corrélation des coupes de la zone de Chos Malal met en évidence (1) un système de rampe mixte silicoclastique-carbonatée assez pérenne qui s'étend de la première séquence majeure à la quatrième séquence majeure, (2) que la première séquence T-R majeure est très condensée en comparaison avec le secteur de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta du fait de sa position très distale, (3) un système globalement progradant depuis l'est de la première séquence majeure à la quatrième séquence majeure, (4) un ré-approfondissement du milieu avec la mise en place d'un système de plate-forme silicoclastique lors du dépôt de la dernière séquence majeure, et enfin (4) la localisation des zones distales dans la partie ouest du bassin.

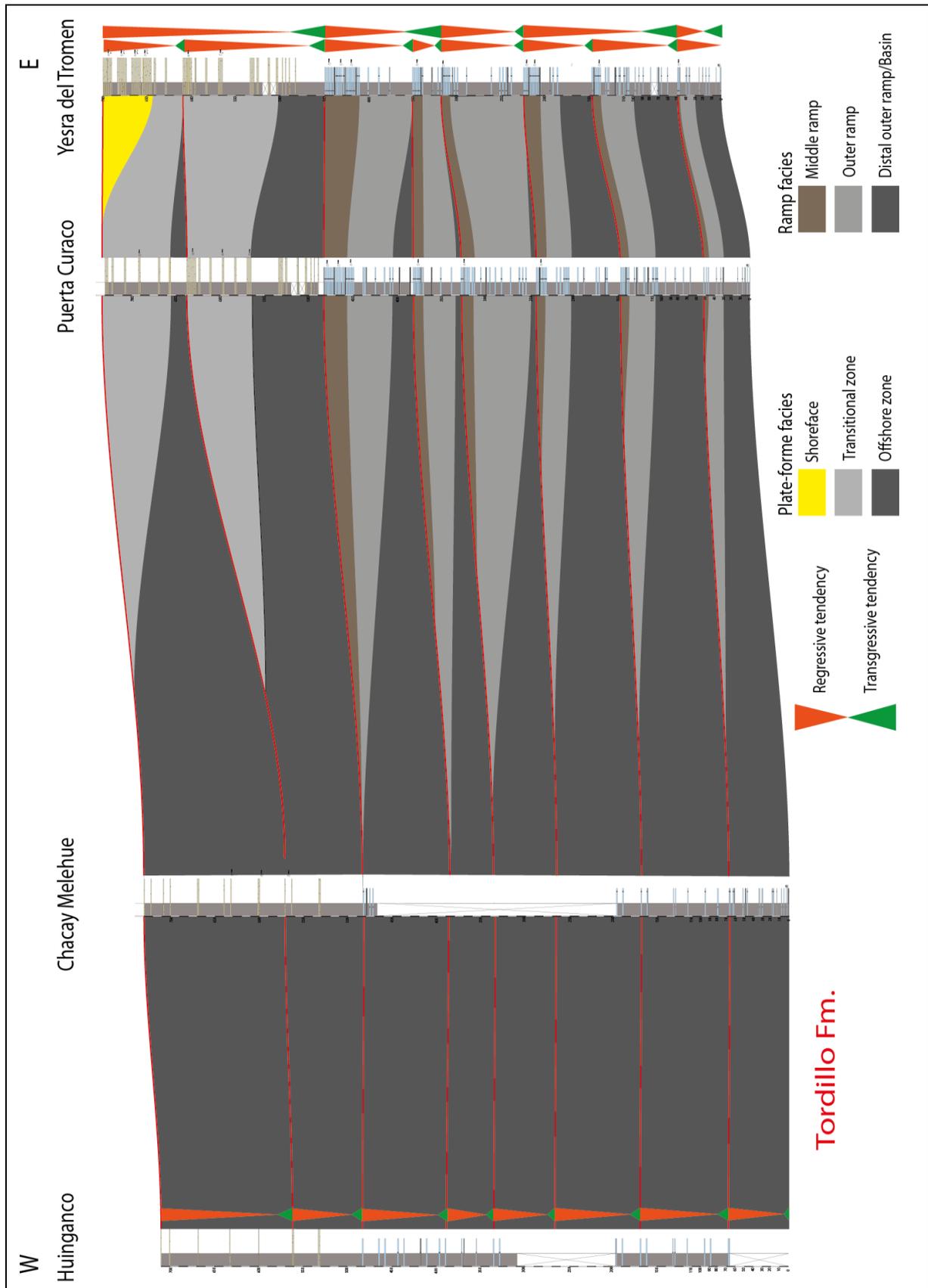


Figure 105 : Stratigraphie séquentielle et corrélation de la zone de Chos Malal. Les coupes de Yesra del Tromen et Puerta Curaco sont modifiées d’après Kietzmann et al. (2014b).

2.3. La zone de Malargüe

La zone de Malargüe correspond à la plate-forme de Mendoza (« *Mendoza Shelf* », Figure 90) (Mombrú et al., 1978 ; Legarreta et al., 1993). Elle constitue une zone légèrement différente des zones étudiées précédemment qui correspondaient au dépôt-centre nord-occidental (Western depocentre) du bassin de Neuquén (Figure 90). Ce secteur constitue une zone du bassin très étroite en comparaison avec la partie sud (« *l'embayment* »), qui s'est développé à la faveur de sa position oblique (NW-SE) par rapport à l'arc magmatique andin d'orientation nord-sud (Doyle et al., 2005).

Dans ce secteur, l'intervalle Tithonien-Valanginien correspond à la formation de la Vaca Muerta (Weaver, 1931) et la formation du Chachao (Mombrú et al., 1978).

La formation de la Vaca Muerta désigne les dépôts d'argiles noires intercalées de grès et de calcaires d'âge tithonien-berriasien supérieur. La formation du Chachao correspond essentiellement à des calcaires bioclastiques peu profonds (rampe interne à rampe médiane) d'âge berriasien supérieur-valanginien inférieur (Riccardi, 1983, 1988; Legarreta et al., 1993).

Age	Cycles		Lithostratigraphie
Barrémien	ANIDIC	Groupe Mendoza	Fm. <i>Agrio</i>
Hauterivien			
Valanginien			Fm. <i>Chachao</i>
Berriasien			Fm. <i>Vaca Muerta</i>
Tithonien			

Figure 106 : Cadre stratigraphique de la formation de la Vaca Muerta dans la zone de Malargüe (modifié d'après Legarreta et Gulisiano, 1989).

2.3.1. Sédimentologie et environnements de dépôts

L'étude de cette région est basée sur l'analyse de cinq coupes sédimentologiques sur un transects est-ouest et nord-sud (Figure 107).

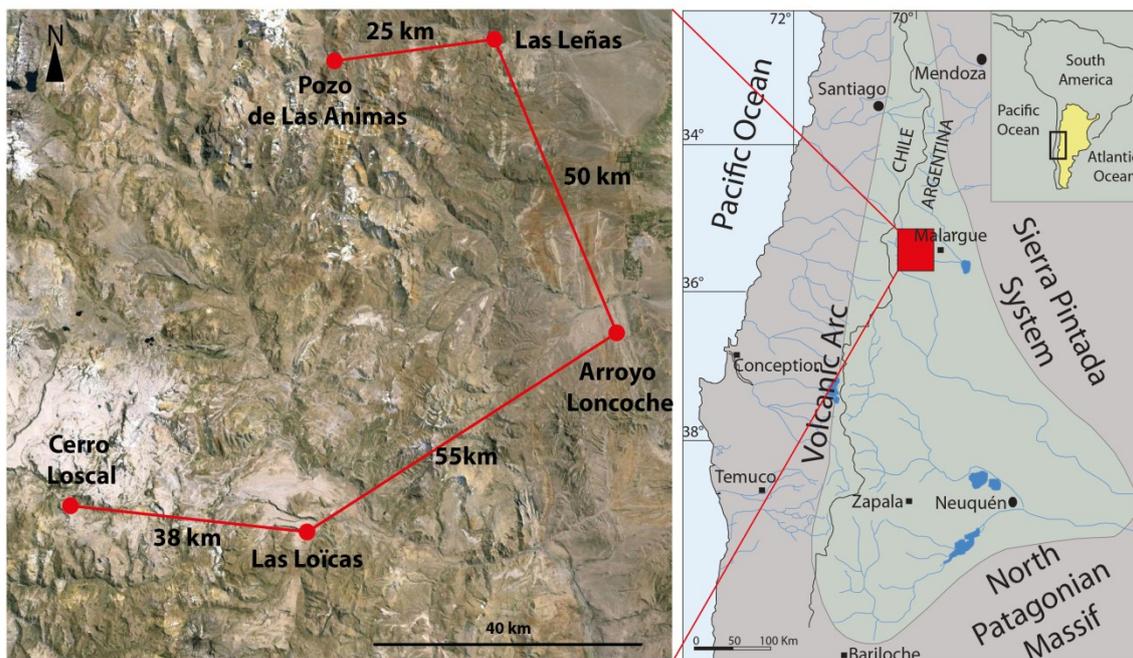


Figure 107 : Localisation des affleurements de la zone de Malargüe.

La distribution des faciès et l'agencement vertical et latéral des associations de faciès a permis de mettre en évidence un environnement de dépôt de rampe carbonatée dans lequel s'intercalent des sédiments volcanoclastiques.

2.3.1.1. Les faciès de rampe externe/bassin

- Les niveaux de marnes noires

Description- Ils sont essentiellement constitués de marnes laminées de couleur gris foncé à noir, riches en matière organique (Figure 108-A). Ces marnes s'intercalent de temps en temps de packstones, de wackestones et de tufs volcaniques (Figure 108-B & C). Les packstones sont laminés ou montre des petites rides de courant. Ils s'organisent en bancs fins de 5 à 10 cm, riches en fragments de bivalves et d'échinodermes ainsi que des ammonites. Les wackestones sont également laminés et s'organisent en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur. La faune est représentée par des fragments de bivalves indifférenciés et d'échinodermes, des coquilles d'huîtres, des écailles de poisson. Des concrétions et nodules carbonatés sont fréquents.

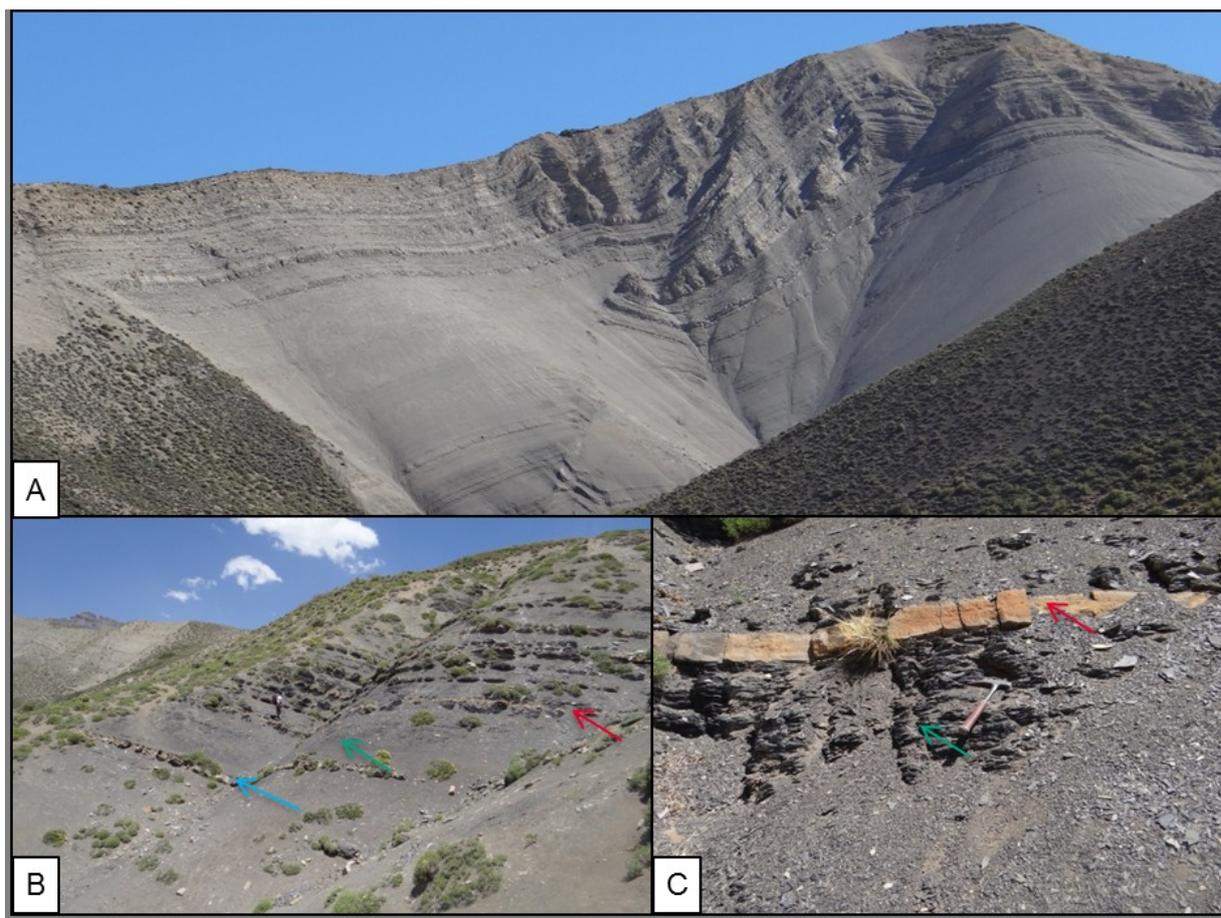


Figure 108 : Les faciès de rampe externe/bassin sur les rives du Rio Grande entre Arroyo Loncoche et Cerro Loscal (A) et à Las Loicas (B & C). Ils sont essentiellement composés de marnes (flèche verte) où intercalent des packstones (flèche bleue) (B) et des niveaux volcaniques (flèches rouges) (B & C).

Interprétation- Ces faciès suggèrent une sédimentation liée principalement à un processus de décantation en environnement calme. Toutefois la présence de rides de courant et de fragment de coquilles suggère la présence de courants. Les niveaux à packstones et wackestones à fragment de coquilles sont probablement liés à des courants de tempête générant des courants gravitaires. Les nodules/concrétions carbonatés sont interprétés comme le résultat d'une diagenèse précoce qui se développe dans une sédimentation riche en matière organique et dans un contexte de faible taux de sédimentation (Mork et al., 1999 ; Hesse et Schacht, 2011). La richesse en matière organique et la pauvreté en espèces benthiques suggèrent un environnement faiblement oxygéné. Ces faciès sont interprétés comme des dépôts de rampe distale à bassin en milieu très peu oxygéné.

2.3.1.2. Les faciès de rampe externe

- **Les niveaux de marnes noires et calcaires fins**

Description- Ils sont essentiellement constitués de marnes laminées de couleur gris foncé à noir, riches en matière organique, intercalées de bancs de packstones, de wackestones, de rares rudstones (Figure 109) et de niveaux volcanoclastiques représentés par des tufs. Les packstones sont laminées et s'organisent en bancs fins de 5 à 10 cm (Figure 109-A), riches en fragments de bivalves, de lingulidés, de gastéropodes, d'échinodermes ainsi que des ammonites. Les wackestones sont également laminés et s'organisent en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur. La faune est également représentée par des lucinidés, des fragments bivalves indifférenciés et de lingulidés. Des concrétions carbonatées sont observées (Figure 109-A). Elles sont fréquentes et se disposent dans les niveaux argileux et/ou calcaires. Les niveaux à rudstones s'organisent en bancs fins de 10 cm d'épaisseur au maximum (Figure 109-B). Ils sont riches en bioclastes composés essentiellement de bivalves, de gastéropodes et d'ammonites. Quelques *Cruziana* sont observées. Des concrétions carbonatées sont également fréquentes dans ces faciès (Figure 109- A). Des niveaux de microbialites (Figure 109- C et D) sont observés à Pozo des las Animas et Las Leñas. Ils correspondent à des calcaires fins et finement laminés qui correspondent à des films algaires, organisés en bancs de 20 à 50 cm.

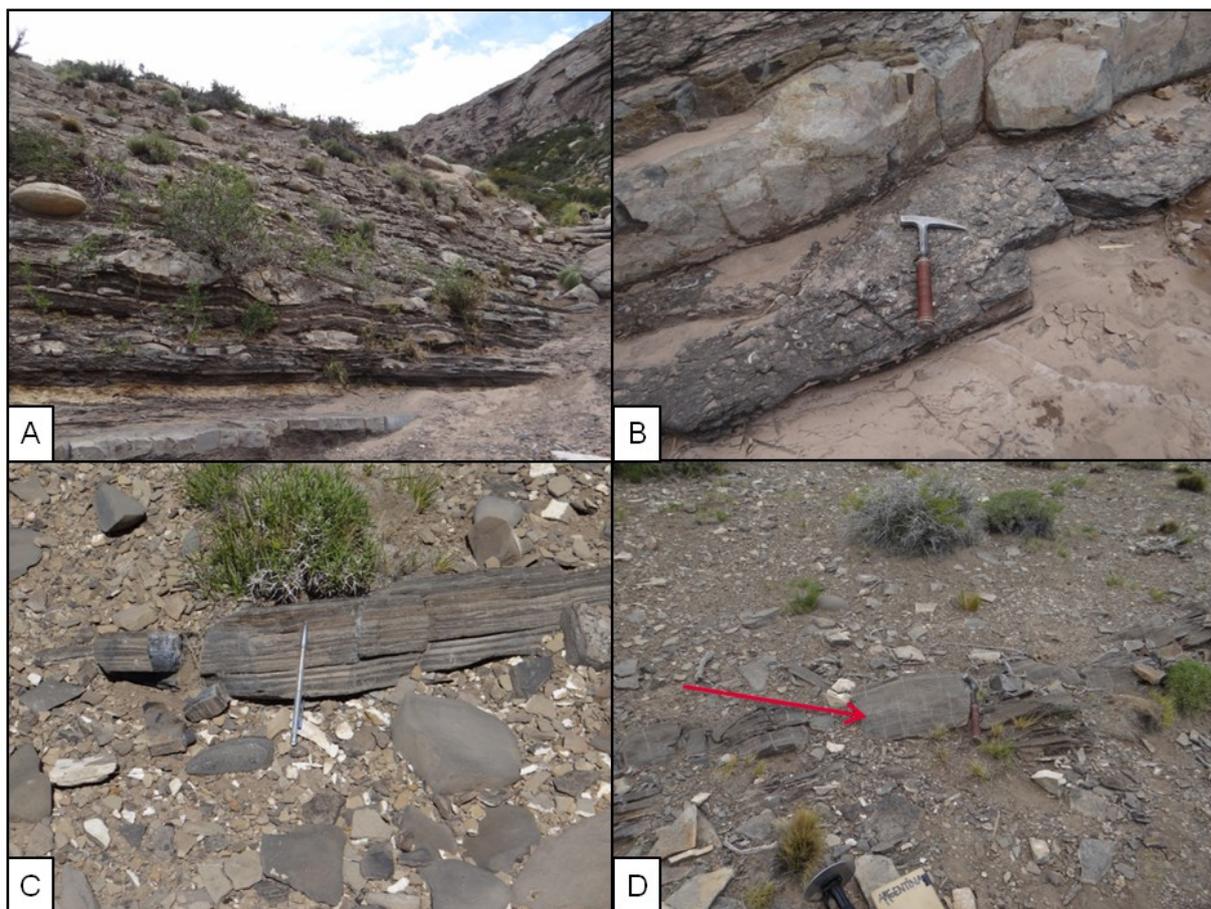


Figure 109 : Les niveaux de rampe externe à Cerro Loscal (A & B) et Las Leñas (C & D). Ils correspondent à une alternance entre des marnes noires et de packstones (A) riches en fragments de bivalves (B). Niveaux à microbialites (C & D).

Interprétation- Les niveaux de marnes et de wackestones laminés sont interprétés comme des dépôts liés à un processus de décantation en environnement de faible énergie. À l'inverse, les packstones et les rudstones riches en fragments de coquilles suggèrent un milieu agité lié à l'action des tempêtes. La présence de lucinidés peut suggérer un environnement faiblement oxygéné car ce type d'organisme prolifère dans des conditions favorables à la méthanogenèse (Taylor et Glover, 2006). Les niveaux à microbialites ont été décrits dans cette zone par Kietzmann et al. (2014) qui les relient à des périodes de faible sédimentation en milieu de faible énergie affecté par des événements de tempête. La présence de *Cruziana* confirme l'environnement de faible énergie (Pemberton et al., 1992). Ces faciès se sont probablement déposés sous la limite d'action des vagues de tempête dans un environnement de rampe externe faiblement oxygénée.

2.3.1.3. Les faciès de rampe médiane

- Les niveaux à huîtres

Description- Ils correspondent à des marnes riches en matière organique et en faune ainsi que des calcaires représentés essentiellement par des rudstones et des wackestones (Figure 110). Les marnes sont massives à laminées, de couleur gris foncé à marron et riches en fossiles représentés essentiellement par des huîtres, des bivalves indifférenciés ainsi que de rares écailles de poissons. Les coquilles se distribuent soit de façon chaotique, imbriquées ou empilées avec le coté convexe vers le haut des bancs. Les niveaux carbonatés correspondent à des rudstones riches en huîtres, des wackestones laminés ou bioturbés ainsi que des packstones laminés. Les rudstones sont de couleur gris à marron et s'organisent en bancs riches en faune de 15 à 40 cm d'épaisseur. La faune est variée mais majoritairement composée d'huîtres. Des bivalves indifférenciés, des lucinidés, des pectinidés, des trigonidés, des rhynchonelles et des gastéropodes sont également observés. Ces calcaires peuvent contenir des bioturbations de type *Thalassinoides*. Les wackestones peuvent être massifs ou laminés et forment des bancs de 20 à 40 cm d'épaisseur. Ils sont riches en coquilles de bivalves indifférenciés, en gastéropodes et en ammonites. Les bioturbations correspondent à des terriers de *Thalassinoides* et de *Diplocraterion*. Les packstones sont laminés et forment des bancs de 15 à 30 cm à ammonites, gastéropodes, bivalves indifférenciés et lingulidés. Ces faciès s'intercalent de niveaux volcanoclastiques massifs ou granoclassés.



Figure 110 : Les faciès de rampe médiane à partie proximale de la rampe externe à Cerro Loscal. Ils sont caractérisés par une alternance entre des marnes et des calcaires riches en faune (A). Les calcaires correspondent à des rudstones et des wackestones à huîtres et autres bivalves indifférenciés (B & C).

Interprétation- Les marnes laminées et les wackestones laminées suggèrent un processus de dépôt par décantation dans un environnement calme. Les rudstones riches en coquilles d'huîtres et de faunes variées disposées de façon chaotique et jamais en position de vie suggèrent un environnement soumis à l'agitation. Les niveaux volcanoclastiques massifs ou granoclassés peut être le résultat d'un transport depuis des zones plus proximales par l'intermédiaire de courants de tempêtes ou de turbidité (Whitham, 1993). Les wackestones laminées et bioturbés, les packstones laminés ainsi que les marnes bioclastiques sont interprétés comme des dépôts post-tempêtes (Schieber et Southard, 2009 ; Schieber et al., 2010). La présence de terriers de type *Thalassinoides* et *Diplocraterion* indique un substrat bien oxygéné recevant un flux de matière nutritive important (Taylor et Goldring, 1993 ; Bressan et Palma, 2008) alors que la richesse en matière organique tend à indiquer que cette oxygénation n'était pas constante. Ces faciès sont interprétés comme des faciès de milieu

calme soumis de manière épisodique à l'action des tempêtes. C'est un environnement probablement situé très près de la limite d'action des vagues de tempêtes, interprété comme un environnement de rampe médiane à partie proximale de la rampe externe.

- **Les niveaux à HCS**

Description- Ils sont constitués d'une alternance entre des bancs calcaires à HCS et à laminations planes et de marnes laminées (Figure 111). Les niveaux calcaires correspondent à des grainstones à HCS (Figure 111-A et B) et des packstones laminés dans lesquels s'intercalent parfois des calcaires plus fins correspondant à des wackestones bioturbés. Les grainstones à HCS s'organisent en bancs de 20 à 60 cm montrant une base plate et nette avec des chondrites. Les packstones forment des bancs de 15 à 30 cm et montrent des ammonites (Figure 111-C) et des gastéropodes. Les wackestones peuvent être massifs ou laminés et forment des bancs de 20 à 40 cm d'épaisseur. Ils sont riches en coquilles de bivalves indifférenciés ainsi qu'en gastéropodes. Par endroit, on retrouve des rudstones riches en fragments d'huîtres (Figure 111-D). Les marnes sont laminées, de couleur gris foncé à marron et riches en fossiles représentés essentiellement par des ammonites, des huîtres, des bivalves indifférenciés et des rhynchonelles. Des niveaux microbialites sont observés. Ils correspondent à des calcaires fins et laminés de couleur grise, organisés en bancs de 20 à 50 cm. Ces faciès s'intercalent de niveaux volcanoclastiques massifs ou granoclassés, organisés en bancs centimétriques.

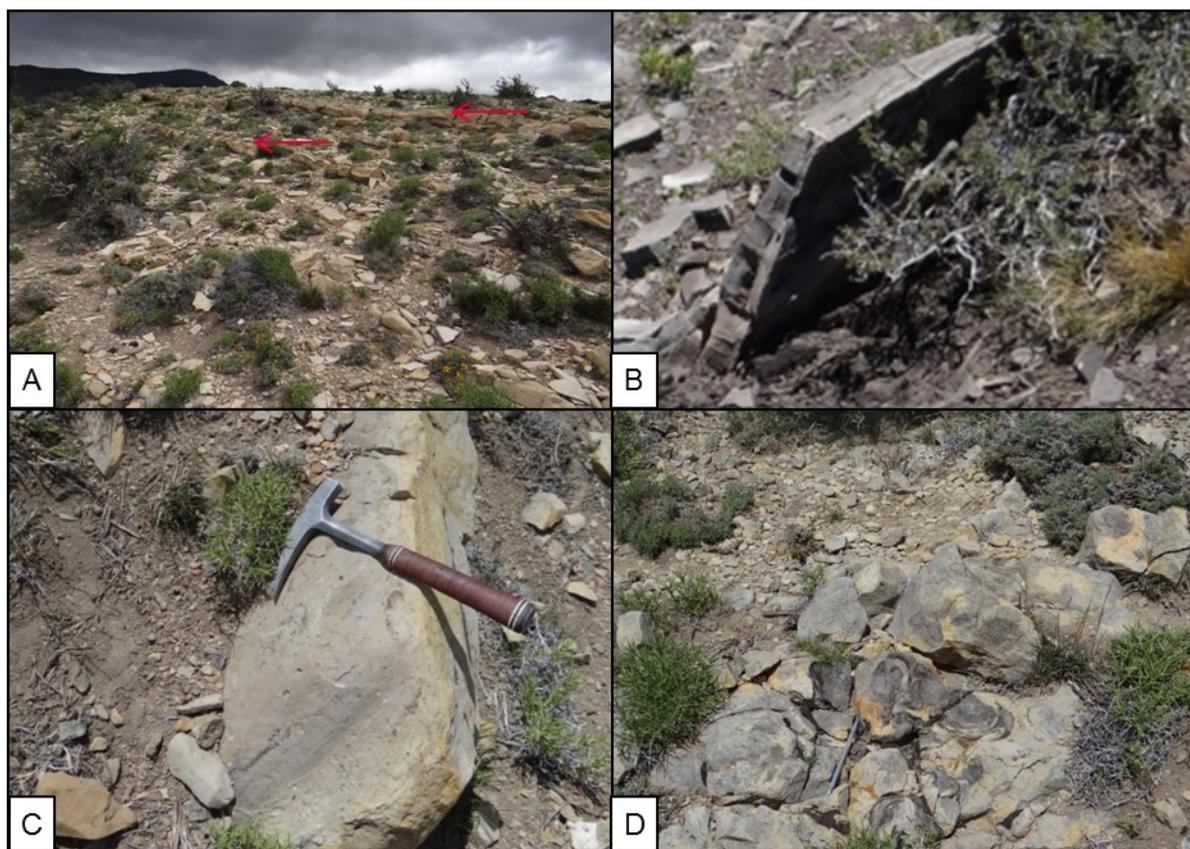


Figure 111 : Les faciès de rampe médiane à Las Leñas et Pozo de Las Animas. A. Organisation générale des grainstones à HCS à Las Leñas. B. Structures en HCS à Pozo de Las Animas. C. Packstones à fragments de bivalves à Las Leñas. D. Rudstones à Las Leñas.

Interprétation- Les calcaires à HCS ainsi que les rudstones à fragments de coquilles sont générés par des courants liés à l'action des tempêtes. Le caractère laminé des packstones et la granulométrie fine des wackestones bioturbés et des marnes suggèrent un environnement de faible énergie. Les microbialites correspondent à des tapis microbiens qui indiquent un environnement de faible énergie. Ces niveaux ont été décrits dans cette zone par [Kietzmann et al. \(2014\)](#) et les relie à des périodes de faible sédimentation en milieu de faible énergie affecté par des événements de tempêtes. Les niveaux volcanoclastiques ont été probablement transportés et déposés par des courants de turbidité même si le granoclassement est difficilement observable. Les concrétions carbonatées sont interprétées comme le résultat d'une diagenèse précoce liée à un faible taux de sédimentation ([Mork et al., 1999](#) ; [Hesse et Schacht, 2011](#)). La présence de faune benthique et planctonique ainsi que la richesse en bioturbation suggèrent un environnement bien oxygéné. Cette association de faciès est interprétée comme un environnement de rampe médiane bien oxygénée.

2.3.2. Architecture stratigraphique

Le découpage stratigraphique est d'abord établi sur la coupe d'Arroyo Loncoche qui constitue la coupe qui montre le mieux l'évolution verticale de la distribution de ces faciès. Les coupes situées plus au nord (Pozo Las Animas et Las Leñas) et plus au sud (Cerro Loscal et Las Loïcas) ne montrent pas toujours une distribution verticale de faciès assez contrastée pour permettre un découpage séquentiel aisé. A cela s'ajoute la distance relativement importante entre chaque coupe qui laisse beaucoup d'incertitudes sur les traits de corrélations. Un découpage stratigraphique de la région basé sur des zonations d'ammonites a été établi récemment par [Kietzmann et al. \(2014\)](#). Ce travail va servir de référence afin d'établir notre découpage séquentiel.

Le découpage séquentiel est basé sur les tendances transgressives et les tendances régressives. A partir des données de faciès et des biozones d'ammonites, cinq séquences transgressives-régressives sont définies.

La première séquence débute avec la transition entre les faciès continentaux de la formation du Tordillo et les dépôts fins marins de la formation de la Vaca Muerta matérialisée par une surface de transgression régionale. Elle coïncide avec la biozone *Virgatosphinctes mendozanus* et s'entend jusqu' à la base de la biozone *Windhausenicerias interspinosum*. Elle montre une tendance rétrogradante avec une évolution depuis des faciès de rampe externe (Marnes et calcaires à microbialites) vers des faciès de rampe externe/bassin représentés par les marnes noires. Cette tendance tend à s'inverser avec la mise en place d'abord de faciès rampe externe (marnes et calcaires) et des calcaires à huîtres de rampe médiane. Plus au nord (Pozo Las Animas et Las Leñas), la tendance progradante n'est matérialisée que par des faciès de rampe externe (marnes et calcaires). Vers le sud (Cerro Loscal et Las Loïcas), cette séquence est très réduite en épaisseur et sa tendance progradante est illustrée par une évolution depuis des marnes et calcaires de rampe externe vers des calcaires à HCS de rampe médiane.

La deuxième séquence s'étend de la base de la biozone *Windhausenicerias interspinosum* jusqu'à la base de la biozone *Subseuerocheras koeneni*. Elle débute par une tendance à la rétrogradation avec la mise en place de faciès plus profonds (marnes et calcaires de rampe externe), à Arroyo Loncoche et dans le secteur sud, sur les faciès de rampe médiane de la séquence précédente. Dans le secteur nord, à Las Leñas, cette transition n'est pas enregistrée alors qu'à Pozo de las Animas, ce sont les faciès de rampe externe/bassin qui se mettent en place au dessus des faciès de rampe externe/bassin de la première séquence. La tendance

régressive est très bien visible à Arroyo Loncoche et correspond à une évolution depuis des marnes et calcaires de rampe externe vers des calcaires à huîtres de rampe médiane. Cette évolution est également visible dans le secteur sud (Cerro Loscal et Las Loïcas) où l'on observe une évolution depuis des marnes et calcaires de rampe externe vers des calcaires à HCS de rampe médiane. Dans le secteur nord (Pozo Las Animas et Las Leñas), cette évolution n'est pas du tout visible.

La troisième séquence est située entre la base de la biozone *Subseuerocheras Koeneni* et le début de la biozone *Spiticeras damesi*. Elle montre la même évolution que la séquence précédente à Arroyo Covunco. Elle débute avec des faciès de rampe externe (marnes et calcaires) qui évoluent vers des faciès moins profonds correspondant à des calcaires à huîtres de rampe médiane. Vers le sud (Cerro Loscal et Las Loïcas), cette tendance est également bien observée avec une évolution depuis des faciès de rampe externe (marnes et calcaires) vers des faciès moins profonds de rampe médiane correspondant à des calcaires à HCS. Dans le secteur nord (Pozo Las Animas et Las Leñas), la base de la séquence correspond à des faciès profonds de rampe externe/bassin. C'est d'ailleurs cette transition avec les faciès de rampe externe de la séquence précédente qui permet de positionner une limite de séquence à ce niveau. Ces faciès profonds de rampe externe/bassin évoluent progressivement vers les marnes et calcaires de rampe externe.

La quatrième séquence débute, à Arroyo Loncoche, avec la transition entre les calcaires à huîtres de la rampe médiane de la séquence précédente et l'arrivée des faciès de la rampe externe matérialisés par les marnes et les calcaires. Cette tendance montre rapidement une évolution progradante avec la mise en place de calcaires à huîtres de la rampe médiane qui clôturent cette séquence. Dans le secteur sud (Cerro Loscal et Las Loïcas), cette tendance à la rétrogradation puis progradation est également visible avec la mise en place des marnes et des calcaires de la rampe externe suivies par des calcaires à HCS de la rampe médiane en sommet de séquence. Dans le secteur nord (Pozo Las Animas et Las Leñas), cette évolution n'est pas observée car cette séquence ne montre que des faciès de marnes et calcaires de rampe externe. La limite de séquence dans ce secteur est fixée grâce aux biozones d'ammonites et correspond au sommet de la biozone *Spiticeras damesi*, défini à Arroyo Loncoche.

La cinquième séquence n'est pas très bien enregistrée à Arroyo Loncoche. Dans le secteur sud (Cerro Loscal et Las Loïcas), cette séquence montre une tendance rétrogradante avec la mise en place des marnes et calcaires de rampe externe au dessus des calcaires à HCS de la rampe médiane de séquence précédente. Par la suite une tendance à la progradation est enregistrée avec la mise en place des calcaires à huîtres de la rampe médiane en sommet de

séquence. Vers le nord (Pozo Las Animas et Las Leñas), l'évolution à la progradation est également bien observée mais avec la mise en place dans un premier temps de niveaux à HCS avant l'arrivée des calcaires à huîtres de la rampe médiane au dessus des faciès de rampe externe. Cette séquence prograde depuis l'ouest.

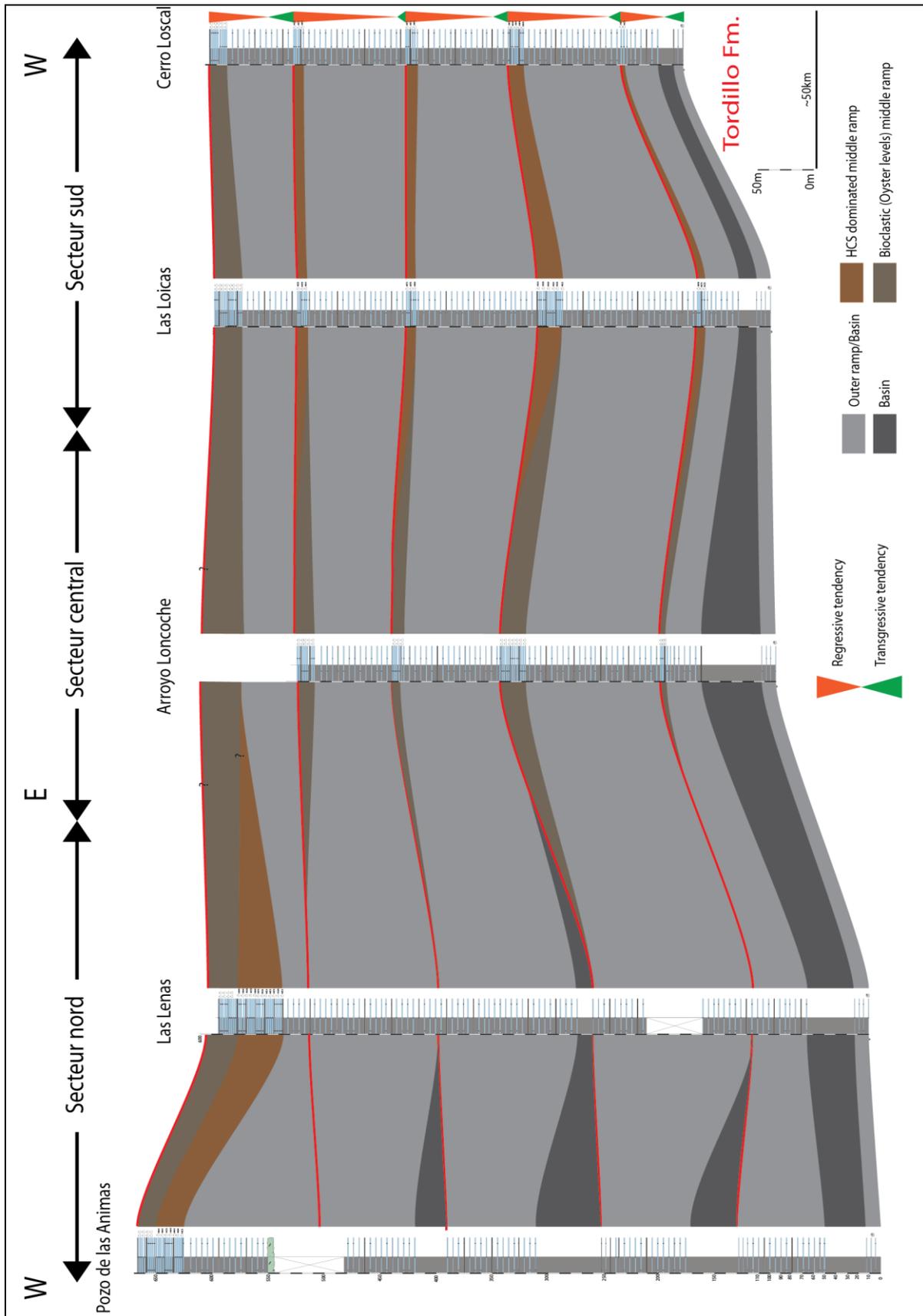


Figure 112 : Stratigraphie séquentielle et corrélation de la zone de Malargüe . La corrélation des séquences dans la partie nord est établie grâce aux zonations d’ammonites.

2.4. Discussion: Facteurs de contrôle de la sédimentation et de l'organisation séquentielle des différents secteurs

L'étude sédimentologique et stratigraphique des trois secteurs présentés dans ce chapitre met en évidence d'importantes différences qui soulignent une paléogéographie complexe au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur dans le bassin de Neuquén.

La zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta, met en évidence un système de plate forme silicoclastique qui évolue rapidement vers un système de rampe mixte avec la mise en place de trois séquences T-R majeures et de sept séquences T-R de plus haute fréquence. La première séquence T-R majeure s'étend de la base de la biozone *Virgatosphinctes mendozanus* à la base de la biozone *Windhausenicerias interspinosum*. Elle souligne la phase de transgression majeure à la base de la formation de la Vaca Muerta. Les dépôts les plus profonds se localisent surtout dans la Sierra de la Vaca Muerta. Au sein de cette grande séquence se met en place trois séquences de plus haute fréquence caractérisées par une évolution générale à la progradation avec une disparition progressive des faciès profonds au profit des calcaires de rampe interne. La deuxième séquence T-R majeure s'étend de la base de la biozone *Windhausenicerias interspinosum* à la base de la biozone *Subseueroceras koeneni*. Elle montre une évolution globale vers la généralisation des faciès de rampe interne en sommet de séquence. La troisième séquence T-R majeure n'a été levée qu'en partie mais des données bibliographiques (Zeller, 2013) mettent en évidence une séquence bien développée dans la Sierra de la Vaca Muerta (secteur nord) avec la mise en place de deux séquences T-R. Cette séquence s'étend de la base de la biozone *Subseueroceras koeneni* jusqu'à la base de la biozone *Spiticeras damesi*, avant la mise en place d'une autre séquence majeure détritique attribuée à la formation du Quintuco (séquences majeures IV et V, Figure 113). Cet auteur souligne également l'existence de nombreuses structures de déformation synsédimentaire dans les dépôts de la formation de la Vaca Muerta.

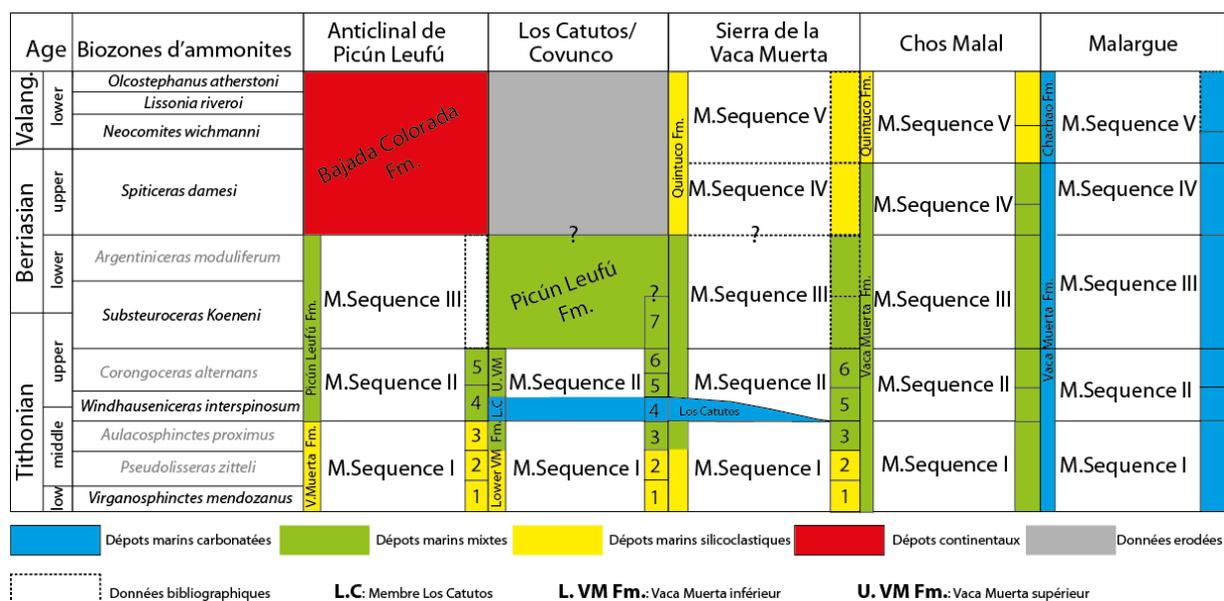


Figure 113 : Cadre chronostratigraphique de l'intervalle d'étude en fonction du secteur d'études. (Cf. Chapitre deuxième pour la zone de l'anticlinal de Picún Leufú). Les biozones d'ammonites sont tirées de Leanza et Zeiss, 1994 ; Ricardi, 2008 ; Aguirre-Urreta et al., 2011). Seules les biozones indiquées en noir sont utilisées dans le cadre de cette étude. Découpages lithostratigraphiques à partir de Leanza et Hugo (1987) et Sagasti (2005) pour la zone de Picún Leufú; Leanza et Zeiss (1992) et Leanza et Hugo (2001) pour la zone de Covunco/los Catutos/Sierra de la Vaca Muerta; Legarreta et Gulisano (1989) pour la zone de Malargüe. Les données bibliographiques pour la zone de la Sierra de la Vaca Muerta sont issues de Zeller (2013).

La distribution des faciès sur tout l'intervalle étudié suggère un environnement globalement mixte où les intervalles silicoclastiques purs et les intervalles carbonatés purs ne sont pas dominants. Cette constatation exclue les deux premières séquences (séquence 1 et 2) de la première séquence T-R majeure qui sont exclusivement silicoclastiques.

De nombreux auteurs expliquent la mise en place de systèmes mixtes par le contrôle du niveau de base (Wilson, 1967 ; Harris et Saller, 1999 ; Kerans et Tinkler, 1999 ; Tucker, 2003), induisant la production carbonatée pendant les périodes de haut niveau et l'influence silicoclastique pendant les périodes de bas niveau marin. Cette théorie implique alors des cortèges transgressifs à motif carbonaté et des cortèges régressifs à motif silicoclastique (Wilson, 1967 ; Harris et Saller, 1999 ; Kerans et Tinkler, 1999). Ce schéma n'est pas du tout applicable dans notre cas car il n'y a pas de partitionnement systématique entre les phases transgressives et les phases régressives. Les observations de terrain suggèrent une source

carbonatée quasi constante, hormis pour les deux premières séquences (séquence 1 et 2) de la première séquence T-R majeure. Il est par conséquent possible d'imaginer la coexistence quasi-constante de deux environnements et non pas la mise en place d'un environnement au profit d'un autre. Cette constatation est également faite par Zeller (2013) qui suggère que la production carbonatée quasi-constante serait attribuée à la géométrie faiblement inclinée du bassin lors du dépôt de la formation de la Vaca Muerta et à la faible amplitude des fluctuations du niveau marin pendant les périodes de *greenhouse*.

Si on analyse dans le détail la distribution des intervalles mixtes et des intervalles silicoclastiques et/ou carbonatés purs dans la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta, on constate que pour les trois séquences majeures, les faciès carbonatés à mixtes se localisent plutôt dans les zones proximales alors qu'ils tendent à disparaître dans les zones les plus distales (Sierra de la Vaca Muerta). On constate également que les dépôts attribués aux intervalles transgressifs concentrent moins de carbonates que les intervalles régressifs. A partir de ces observations, on peut suggérer que les phases de transgressions (partie supérieure du RST et TST, sensu Embry et Joahanessen (1992) : du début de la remontée du niveau marin jusqu'au maximum d'inondation) sont plutôt favorables au déploiement de la fraction silicoclastique et au développement d'environnements mixtes (Figure 114) alors que les phases de régression (partie inférieure du RST, sensu Embry et Joahanessen (1992) : fin de la transgression/début de la régression) sont plus favorables au développement de carbonates (Figure 114). Cette constatation implique également que l'action des courants s'opère essentiellement pendant les périodes transgressives, permettant le transport de la fraction clastique vers le large.

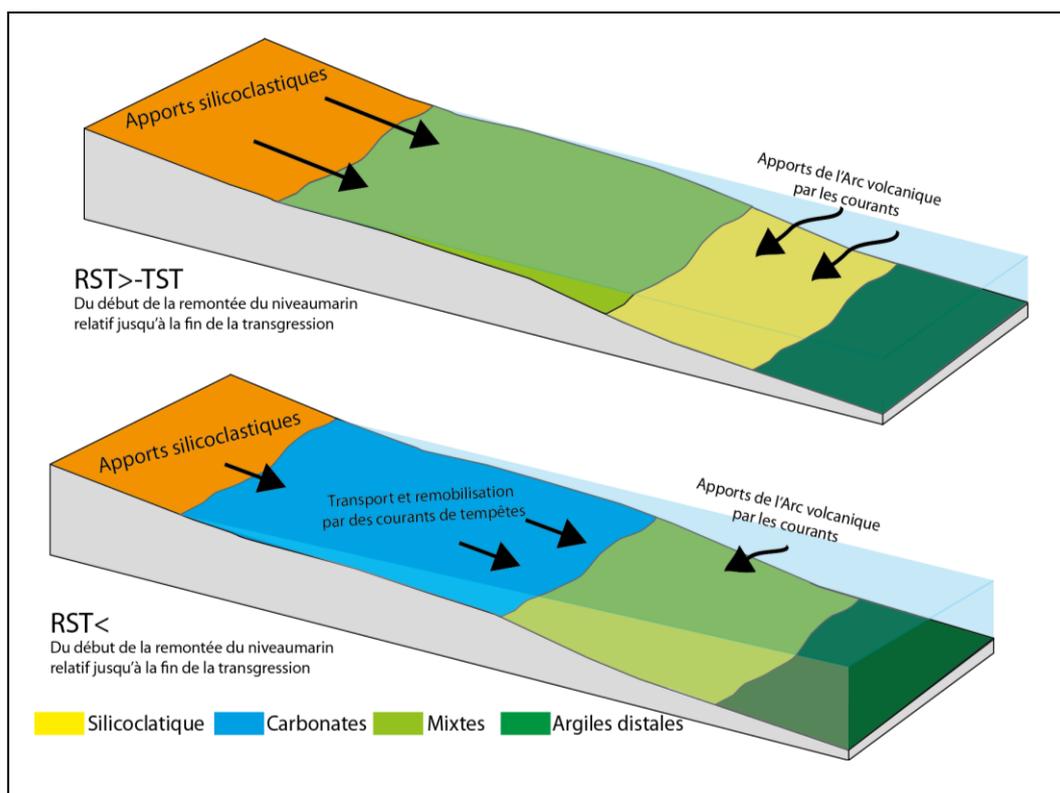


Figure 114 : Modèle de distribution des faciès mixtes dans la formation de la Vaca Muerta. Schéma simplifié pour la période de bas niveau marin (LST) et de transgression (TST)

Ces interprétations ne peuvent être que partiellement valable dans l'anticlinal de Picún Leufú (uniquement pour *Major sequence II*, Figure 114, Cf. Chapitre troisième: page 193). Dans cette partie du bassin, deux séquences T-R majeures ont été définies et cinq séquences T-R. La première séquence (*Major sequence I*) qui initie la transgression majeure du Tithonien se met en place dans un contexte de plate-forme silicoclastique alors que la deuxième séquence (*Major sequence II*) initie un changement vers un système de rampe mixte avec des évidences tidales.

Dans cette partie du bassin, la première séquence majeure (*Major sequence I*) montre une sédimentation clairement silicoclastique à l'image des deux premières séquences de haute fréquence (séquence 1 et 2) de la première séquence majeure du secteur de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta. Ces observations suggèrent un facteur de contrôle différent de celui qui régit les autres séquences.

Les variations du niveau marin relatif constituent un paramètre important qui peut influencer ce type de changement mais la tectonique joue également un rôle important qui influence localement le niveau marin relatif. La proximité de l'anticlinal de Picún Leufú et de la zone Covunco-Sierra de la Vaca Muerta de la ride de Huincul peut être un facteur de

contrôle de ce changement de style de sédimentation, notamment avec la mise en place d'un ensemble carbonaté (membre Los Catutos) isolé des apports détritiques, au voisinage proche de cette structure et qui tend à disparaître plus au nord.

La zone de Chos Malal met en évidence dès le début du remplissage, un système de rampe mixte qui évolue vers un système de plate forme silicoclastique avec la mise en place de cinq séquences T-R majeures progradantes vers l'ouest. La première séquence T-R majeure souligne la phase de transgression majeure de la Vaca Muerta. Elle est essentiellement caractérisée par des dépôts profonds, riches en matière organique dans la partie occidentale alors que les coupes de la partie orientale montrent une évolution progradante avec la mise en place de faciès de rampe médiane en sommet de séquence. La deuxième séquence T-R majeure montre une tendance générale progradante vers l'ouest avec néanmoins une généralisation des faciès profonds dans cette partie. La troisième séquence T-R majeure souligne une diminution de la proportion des faciès profonds dans le secteur oriental de cette zone d'étude. La quatrième séquence T-R majeure montre une tendance générale progradante avec la mise en place d'un épais intervalle de faciès de rampe médiane dans la partie orientale alors que la partie occidentale de la zone d'étude reste caractérisée par des faciès profonds. La cinquième séquence T-R souligne la transition vers un système de plate forme silicoclastique avec la généralisation de faciès profonds dans tout le secteur d'étude pendant la phase de transgression. L'évolution progradante de cette séquence est particulièrement visible dans le secteur oriental où se mettent en place des faciès de shoreface.

Si l'on compare le secteur de Chos Malal à la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta, on constate que la première séquence majeure est très peu développée. Celle-ci n'est représentée que par des faciès fins essentiellement argileux, illustrant la position extrêmement distale de cette zone. La deuxième séquence majeure n'est représentée que par deux séquences et les calcaires du membre Los Catutos (équivalent d'une séquence, [Figure 113](#)) ne sont pas présents dans ce secteur. La troisième séquence majeure n'est également représentée que par une seule séquence alors que [Zeller \(2013\)](#) met en évidence deux séquences dans la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta. Ceci implique une position distale du secteur de Chos Malal lors de la mise en place de la première séquence majeure depuis une alimentation de ce secteur non plus depuis le sud mais par l'est permettant la mise en place de séquences plus épaisses.

La zone de Malargüe met en évidence un environnement de rampe carbonatée avec quelques influences volcanoclastiques avec la mise en place de cinq séquences T-R.

La première séquence T-R majeure souligne la phase de transgression majeure de la Vaca Muerta. Dans ce secteur, la tendance rétrogradante est bien visible avec la mise en place d'abord de faciès de rampe externe/bassin au dessus des dépôts continentaux du Tordillo avant l'arrivée des faciès de bassin. Les deuxième, troisième et quatrième séquences montrent une évolution similaire avec une phase rétrogradante qui évolue vers une phase progradante matérialisée par le dépôt de niveaux à huîtres ou à HCS. Les faciès de bassin se localisent que dans le secteur le plus au nord. La dernière séquence souligne une tendance générale progradante avec le développement d'épais niveaux d'huîtres de rampe médiane en sommet de séquence. L'organisation séquentielle, en particulier pour quatre premières séquences montrent le caractère rétrogradants des prismes transgressifs avec un maximum d'épaisseur localisé dans les secteurs nord-ouest.

Le secteur de Malargüe montre des apports très importants de matériel bioclastique vers le bassin. Ceci n'a pas été observé dans les autres secteurs d'étude, suggérant soit une proximité de la plate-forme, soit un fonctionnement différent de cette partie du bassin, plus propice à la prolifération de la communauté biologique. La zone de Malargüe correspond à la plateforme de Mendoza. Les études antérieures ([Kietzmann et al., 2008](#) ; [2011a, 2014](#) ; [Kietzmann et Palma 2009a, 2011](#)) menées dans cette région ont démontré une grande variabilité, verticale et latérale, des faciès qui résulte d'une configuration complexe due au fonctionnement simultané de deux systèmes progradants; le premier correspondant à un système de rampe homoclinale progradante vers l'ouest et le second correspondant à la partie distale d'un système de rampe progradant depuis le Chili. Selon ces mêmes auteurs, cette configuration confère un fonctionnement différent de ce secteur du bassin de Neuquén.

Références bibliographiques

- Aguirre-Urreta, B., Lazo, D.G., Griffin, M., Vennari, V.V., Parras, A.M., Cataldo, C., Garberoglio, R., Luci, L., 2011.** Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. In: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Neuquén, pp. 465–488.
- Bressan, G.S., Palma, R.M., 2008.** Tafonomía e icnología de los depósitos de tormenta de la Formación Bardas Blancas (Jurásico Inferior-Medio), Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 45, 513-528.
- Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992.** Carbonate ramp depositional systems. In B. W. Sellwood (Editor), *Ramps and Reefs. Sedimentary Geology*, 79, 3-57.
- Cangini, J., 1968.** Perfiles Estigrafico desde la Sierra de la Vaca Muerta hasta Buta Ranquil-Los Menucos-Dep° de Picunches, Loncopue, Norquin, Chos Malal y Penhuenches, Provincia de Neuquen. Informe inedito, YPF.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., 2003.** Aptian to recent compressional deformation of the Neuquen Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 429 – 443.
- Doyle, P., Poiré, D.G., Spalletti, L.A., Pirrie, D., Brenchley, P., Matheos, S.D., 2005.** Relative oxygenation of the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta- Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publication 252, pp. 185-206.
- Embry, A.F., Johannessen, E.P., 1992.** T–R, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic- Lower Jurassic succession, western Sverdrup basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, vol. 2 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 121–146.
- Harris, P.M., Saller, A.H., 1999.** Subsurface expression of the Capitan depositional system and implications for hydrocarbon reservoirs, northeastern Delaware Basin. In: *Geological Framework of the Capitan Reef* (Eds A.H. Saller, P.M. Harris, B.L. Kirkland and S.J. Mazzullo), SEPM Special Publication, 65, 37-49. SEPM, Tulsa, OK.
- Hesse, R., Schacht, U., 2011.** Early diagenesis of deep sea sediments. In: H. Hueneke and T. Mulder (Eds), *Developments in Sedimentology*. Amsterdam-The Netherlands, Elsevier. 63: 557-713.

- Kerans, C., Tinker, S. 1999.** Extrinsic stratigraphic controls on development of the Capitan reef complex. In: Geological Framework of the Capitan Reef (Eds A.H. Saller, P.M. Harris, B.L. Kirkland and S.J. Mazzullo), SEPM Special Publication, 65, 15-36. SEPM, Tulsa, OK.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., 2009a.** Tafofacies y biofacies de Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. *Ameghiniana* 46, 321–343.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., 2011.** Las tempestitas peloidales de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano) en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 18, 121–149.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Bressan, G.S., 2008.** Facies y Microfacies de la Rampa Tithoniana-Berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la Sección del Arroyo Loncoche - Malargüe, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63, 696-713.
- Kietzmann, D.A., Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., López-Gómez, J., Lescano, M., Concheyro, A., 2011a.** Evidence of precessional and eccentricity orbital cycles in a Tithonian source rock: The mid-outer carbonate ramp of the Vaca Muerta Formation, northern Neuquén Basin, Argentina. *AAPG Bulletin*, 95, 1459-1474.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., 2014.** Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian–Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 302, 64–86.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A., Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V.V., Aguirre-Urreta, M.B., Depine, G., Repol, D., 2014b.** Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de las formaciones Vaca Muerta y Quintuco en el área de Chos Malal, Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.
- Leanza, H.A., 1972.** *Acantholissonia*, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica.- *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17 (4): 63-70. Buenos Aires
- Leanza, H.A., 1973.** Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28, 97-132.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., 1987.** Descubrimiento de fosforitas sedimentarias en el Proterozoico superior de Tandilia, Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (3-4): 417-428. Buenos Aires.

- Leanza, H.A., Hugo, C.A., 2001.** Hoja Geológica 3969-I - Zapala, Provincia del Neuquén. – Instituto de Geología y Recursos Naturales, Boletín SEGEMAR, 275: 1-128.
- Leanza, H.A., Zeiss, A., 1990.** Upper Jurassic lithostratigraphic Limestone from Argentina (Neuquén Basin): Stratigraphy and Fossils. *Facies*, 22: 169-186.
- Leanza, H.A., Zeiss, A., 1992.** On the ammonite fauna of Lithostratigraphic Limestones from the Zapala region (Neuquén province, Argentina), with the description of a new genus. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 6: 1841-1850. Stuttgart.
- Leanza, H.A., Zeiss, A. 1994.** The Lithographic Limestones of Zapala (Central Argentina) and their ammonite fauna. *Geobios* 16: 245-250.
- Legarreta, L., Gulisano, C., 1989.** Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). In: Chebli, G., Spalletti, L. A. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6*, S.M. de Tucumán, pp. 221-243.
- Legarreta, L., Gulisano, C., Uliana, M.A., 1993.** Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. *Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza, XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 87-114.
- Marchese, H.G., 1971.** Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Prov. de Neuquén, Rep. Argentina. *Asociación Geológica Argentina Revue* V. 26, pp. 343-410.
- Momburu, C.A., Uliana, M.A., Bercowski, F., 1978.** Estratigrafía y sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico Inferior surmendocino. *7° Congreso Geológico Argentino, Actas*, 1, pp. 685–700.
- Mørk, A., Dallmann, W.K., Dypvik, H., Johannessen, E.P., Larssen, G.B., Nagy, J. Nøttvedt, A., Olaussen, S., Pcelina, T.P., Worsley, D. 1999.** Mesozoic lithostratigraphy. In W. K. Dallmann (ed.): *Lithostratigraphic lexicon of Svalbard*. 127–214. Tromsø: Norwegian Polar Institute.
- Parent, H., Garrido, A., Scweigert, G., Sherzinger, A., 2013.** The Tithonian stratigraphy and ammonite fauna of the transect Portada Covunco-Cerrito Caracoles (Neuquén Basin, Argentina). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 269/1 (2013), 1–50 Article. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., Ranger, M.J., 1992.** Ichnology and event stratigraphy: the use of trace fossils in recognizing tempestites. In: Pemberton, S.G. (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration—A Core Workshop*. SEPM, CoreWorkshop, 17, pp. 15–118.

- Riccardi, A.C., 1983.** The Jurassic of Argentina and Chile. In: Moullade, M., Nairn , A.E. (eds). The Phanerozoic Geology of the World, II. The Mesozoic. Elsevier, Amsterdam, 201 – 263.
- Riccardi, A.C., 1988.** The Cretaceous System of southern South America. Geological Society of America Memoir, 168: 1-161.
- Riccardi, A.C., 2008.** The marine Jurassic of Argentina: a biostratigraphic framework. Episodes 31, 326–335.
- Sagasti, G., 2005.** Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, London, Special Publication 252, pp. 231-250.
- Spalletti, L.A., Colombo Piñol, F., 2005.** From alluvial fan to playa: an Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina. Gondwana Research 8 (3), 363–383.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.A., 2007.** Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquén Basin, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis | vol. 14 (2), 85-104.
- Scasso, R.A., Alonso, S.M., Lanés, S., Villar, H.J. Lippai, H. 2002.** Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del Hemisferio Austral: El Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta), Tithoniano Medio de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57(2): 143-159.
- Scasso, R.A., Alonso, S.M., Lanés, S., Villar, H.J., Lippai, H., 2005.** Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society of London, Special Publication, 252, pp. 207–229.
- Schieber, J., Southard, J.B., 2009.** Bedload transport of mud by floccule ripples-direct observation of ripple migration processes and their implications. Geology 37, 483–486.
- Schieber, J., Southard, J.B., Schimmelmann, A., 2010.** Lenticular shale fabrics resulting from intermittent erosion of water-rich muds-interpreting the rock record in the light of recent flume experiments. Journal of Sedimentary Research 80, 119–128.
- Taylor, A.M., Goldring, R., 1993.** Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. Journal of the Geological Society, London, 150, 141-148.

- Taylor, J.D., Glover, E.A., 2006.** Functional anatomy, chemosymbiosis and evolution of the Lucinidae. In: Harper, E.M., Taylor, J.D., Crame, J.A. (Eds.), *The Evolutionary Biology of the Bivalvia*. Geological Society of London, Special Publication, 177, pp. 207–225.
- Tucker, M.E., 2003.** Mixed clastic-carbonate cycles and sequences; Quaternary of Egypt and Carboniferous of England. *Geologia Croatica*, 56, 19-37.
- Wallace-Dudley, K., Leckie, D., 1993.** The Lower Kaskapau Formation (Cenomanian): a multiple-frequency, retrogradational shelf system, Alberta, Canada. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 77, 414-435.
- Walker, R.G., Plint, A.G., 1992.** Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*, pp. 219–238.
- Weaver, C., 1931.** Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington, Seattle, Memoir 1, 469 pp.
- Whitham, A.G., 1993.** Facies and depositional processes in an Upper to Lower Cretaceous pelagic sedimentary sequence, Antarctica. *Sedimentology* 40, 331–349.
- Wilson, J.L., 1967.** Cyclic and Reciprocal Sedimentation in Virgilian Strata of Southern New Mexico. *GSA Bulletin*, 78, 805-818.
- Zanella, A., Cobbold, P.R., Rojas, L. 2014.** Beef veins and thrust detachments in Early Cretaceous source rocks, foothills of Magallanes-Austral Basin, southern Chile and Argentina: structural evidence for fluid overpressure during hydrocarbon maturation. *Marine and Petroleum Geology* 55, 250-261.
- Zeller, M., 2013.** Facies, Geometries and Sequence Stratigraphy of the Mixed Carbonate-Siliciclastic Quintuco-Vaca Muerta System in the Neuquén Basin, Argentina: An Integrated Approach. Open Access Dissertations. Paper 1099.
- Zeller, M., Eberli, G.P., Weger, R.F., Giunta, D.L., Massaferro, J.L., 2014.** Seismic expressions of the Quintuco – Vaca Muerta system based on outcrop facies and geometry. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.

Chapitre cinquième- *Caractérisation géochimique de la formation de la Vaca Muerta dans la partie sud du bassin: de l'anticlinal de Picún Leufú à la région de Covunco*

Chapitre V- Caractérisation géochimique de la formation de la Vaca Muerta dans la partie sud du bassin: de l'anticlinal de Picún Leufú à la région de Covunco

L'étude sédimentologique et stratigraphique de la formation de la Vaca Muerta a montré de nombreuses similitudes et différences d'un secteur à un autre. Plusieurs auteurs ont montré l'individualisation de plusieurs secteurs à la faveur de structures tectoniques telles que la ride de Huincul ou le haut structural des Chihuidos ([Spalletti et Colombo Pinol, 2005](#), [Spalletti et Veiga, 2007](#)).

Dans ce chapitre, nous présentons des données de géochimie dans deux secteurs principaux : (1) la zone de Picún Leufú qui constitue le dépôt-centre de Picún Leufú, au sud de la ride de Huincul et (2) la zone de Covunco, au nord de la ride de Huincul, qui constitue une partie du grand dépôt-centre occidental du bassin.

Cette étude géochimique s'articule autour de trois axes, correspondant à la minéralogie des minéraux argileux, la géochimie organique (données de Rock-Eval) et la géochimie minérale par l'étude des éléments traces et majeurs. Elle vient compléter les premiers résultats exposés dans le chapitre consacré à l'étude sédimentologique et stratigraphique dans l'anticlinal de Picún Leufú ([Cf. Chapitre troisième](#)).

Ce chapitre est rédigé sous forme d'un article à soumettre à la revue *Marine and Petroleum Geology*.

Sommaire

Abstract	289
1. Introduction	289
2. Geological setting	290
4. Results	298
4.1. Mineralogy	298
4.2. Geochemistry	303
4.3. Trace metals	304
4.3.1. Redox proxies	304
4.3.2. Productivity proxies	306
4.4. Organic matter	306
5. Interpretation/Discussion	310
5.1. Paleoenvironment evolution	310
5.2. Source rock and maturity	312
5.3. Redox conditions	312
5.4. Deep-water restriction/renewal	314
5.5. Organic matter and stratigraphy	317
6. Conclusion	318
Appendix 1. Paleo-productivity and Paleoredox proxies	319
Appendix 2. Rock-Eval pyrolysis data	324
References	329

Reconstruction of paleoenvironmental conditions of the Vaca Muerta Formation in the southern part of the Neuquén Basin, using clay-mineral assemblages, inorganic geochemistry and Rock Eval data.

Abstract

The Vaca Muerta Formation in the southern part of the Neuquén Basin was examined through clay-mineral assemblage composition, as well as organic and inorganic geochemical characteristics. 259 samples were analyzed on both sides of the Huincul Arch (major E-W structure that divided the southern part of the basin into two depocentres). South to this structure (Picún Leufú area), total organic matter content (TOC) can reach 20% but the average is ranging from 0.1 to 6%. To the north (Covunco area), average TOC content does not exceed 0.5%. Kerogen is of type II but several samples suggest type III and IV because of high OI due to weathering. Clay-mineral assemblages indicate an evolution through time of the weathering/erosion at the regional scale. Trace-element distribution shows that the particulate iron shuttle process operated, with an initially-euxinic depositional environment that evolved rapidly to oxygenated seawater and suboxic sediments. Organic geochemistry coupled to trace elements suggests an episodically restricted circulation pattern that occurred at the beginning of the deposition of the Vaca Muerta Formation (highest TOC content).

Keywords: Neuquén Basin, Vaca Muerta Formation, Source rocks, Clay mineralogy, Trace elements, Paleoenvironmental evolution.

1. Introduction

The Vaca Muerta Formation is one of the most prolific hydrocarbon source-rock of the Neuquén Basin (Argentina). It is known for its shale-gas potential with an average total organic carbon (TOC) locally exceeding 4%, moderate burial depth (\approx 2400 m) and over-pressured conditions (Boyer et al., 2010; Giusiano et al., 2011). This lithostratigraphic unit consists of dark shales, marls and limestones deposited during the Tithonian-Valanginian interval, as the result of a rapid and widespread marine transgression (Legarreta and Uliana, 1991, 1996b). Several previous works interpreted the Vaca Muerta Formation to be made up

with both basin and slope deposits (e.g., Weaver (1931), Groeber (1946, 1953), Marchese (1971), Leanza (1973), Leanza et al. (1977), Gulisano et al. (1984), Mitchum and Uliana (1985), and Legarreta and Gulisano (1989)). Recently, detailed sedimentological studies were conducted in different sectors of the basin. Kietzmann et al. (2014) interpreted the Vaca Muerta Formation in the Mendoza area as a result of a double carbonate-ramp configuration: the first one corresponds to a westward progradation of a homoclinal ramp located on the eastern margin, and the second one corresponds to the outermost part of a distally-steepened ramp located in the actual Chilean territory. In the southern part of the basin (Picún Leufú Anticline), Krim et al. (2015, submitted) interpret the Vaca Muerta Formation as a prograding siliciclastic shelf with storm and turbidity flows, and with an episodic and moderate limitation of marine circulation, at least during the beginning of the Vaca Muerta episode. Basing on field observations (several sections), but microfacies analysis, mineralogical and geochemical analyses of a limited sample sets (one section), the authors observed that the Vaca Muerta Fm. did not record oxygen-limited conditions, contrary to expectation, except for the very base of the formation. In addition, the organic content of the rocks is rather poor, again except for the basal level of the formation that seems to have undergone peculiar conditions of deposition (euxinic environment prone to organic matter preservation and accumulation).

In this paper, we present an extended and detailed mineralogical and geochemical examination of the Vaca Muerta Formation in the southern part of the Neuquén Basin (Picún Leufú Anticline) studying notably the clay-mineral assemblages and the major- and trace-element distributions, in addition to organic-matter. Our goal is to examine carefully the redox status of the southern part of the Neuquén Basin during the Vaca Muerta Fm. deposition, in complement to what is already well known for the more distal parts of the basin, to the North (Kietzmann et al., 2014). We also aim to study the basal level of the formation that seems to be very specific and to be a regional marker level.

2. Geological setting

The Neuquén Basin (Figure 115-A) is located between 32°S and 41°S in latitude and covers an area of over 120,000 km² (Yrigoyen, 1991). It has a triangular shape and is limited by the Sierra Pintada Massif to the northeast, the Patagonian Massif to the south and the Andean Arc to the west (Howell et al., 2005). It was formed in a back-arc extensional setting during the early stages of the Andean Orogeny (Digregorio and Uliana, 1980).

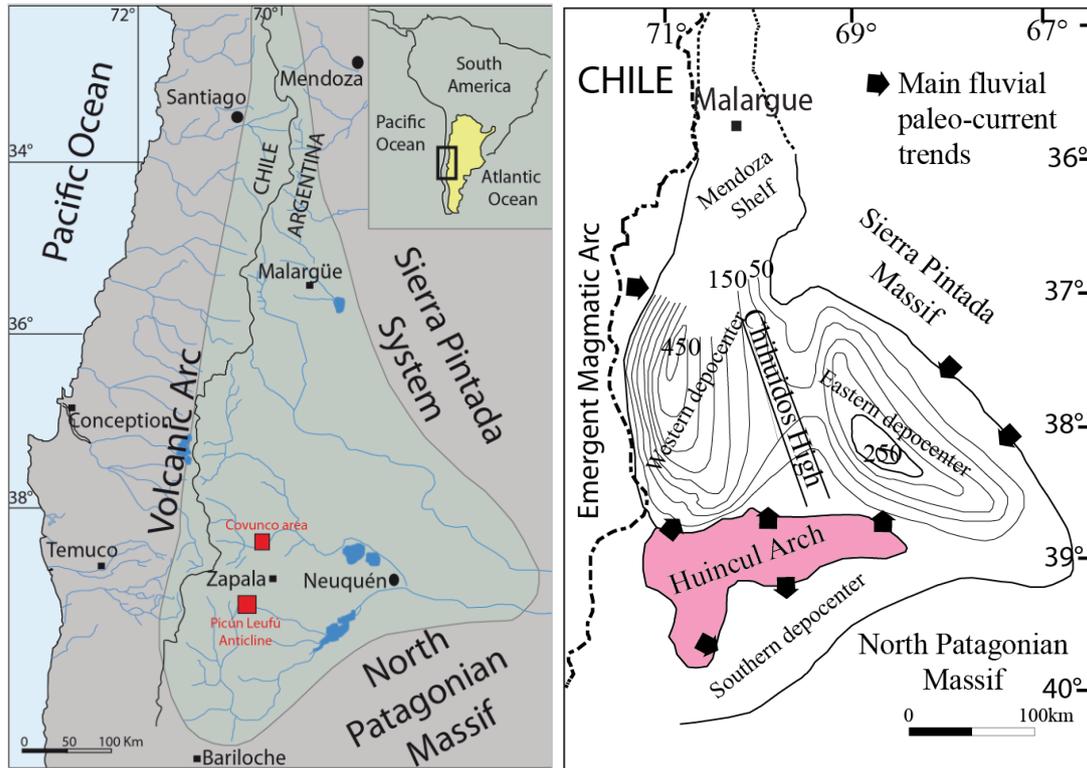


Figure 115: A. Location map of the Neuquén Basin. B. Isopach map showing the main depocentres during the Kimmeridgian times, and location of the main structures (Huincul Arch, Chihuidos High) (After Vergani et al., 1995, Spalletti and Colombo Pinol, 2005, Spalletti et Veiga, 2007).

The basin was initiated during the Late Triassic by the extensional collapse of the Late Paleozoic orogen. This phase allowed the development of a series of narrow and isolated half-grabens, filled with continental and volcanic red-bed facies (Maceda and Figueroa, 1995; Vergani et al., 1995; Franzese and Spalletti, 2001). From Early Jurassic to Early Cretaceous, the Neuquén Basin was a back-arc basin, associated with the subduction of the proto-Pacific crust beneath the western margin of Gondwana (Vergani et al., 1995). The long period of thermal subsidence and regional back-arc extension (Howell et al., 2005) allowed the development of a marine basin that was connected to the proto-Pacific Ocean by gaps in the arc (Spalletti et al., 2000; Macdonald et al., 2003). A complex series of transgressive-regressive cycles developed during this period as a result of variations in subsidence rate, eustatic sea-level fluctuations and localized uplifts (Figure 116; Gulisano et al., 1984; Legarreta and Gulisano, 1989; Legarreta and Uliana, 1991, 1996 a, b). The regime of regional thermal subsidence was interrupted by several episodes of structural inversion (Vergani et al., 1995; Veiga et al., 2001; Pángaro et al., 2002). These tectonic inversions caused and/or

enhanced relative sea-level falls and resulted in the accumulation of six wedges that sharply overlie deep-marine deposits. From Late Cretaceous to Cenozoic, the basin was characterized by a compressional tectonic regime associated with a decrease in the angle of slab subduction that produced the uplift of the foreland thrust belt (Ramos, 1999b). Flexural subsidence towards the east of the tectonic front allowed the accumulation of more than 2000 m of continental syn-orogenic deposits (Legarreta and Uliana, 1991; Ramos, 1999b).

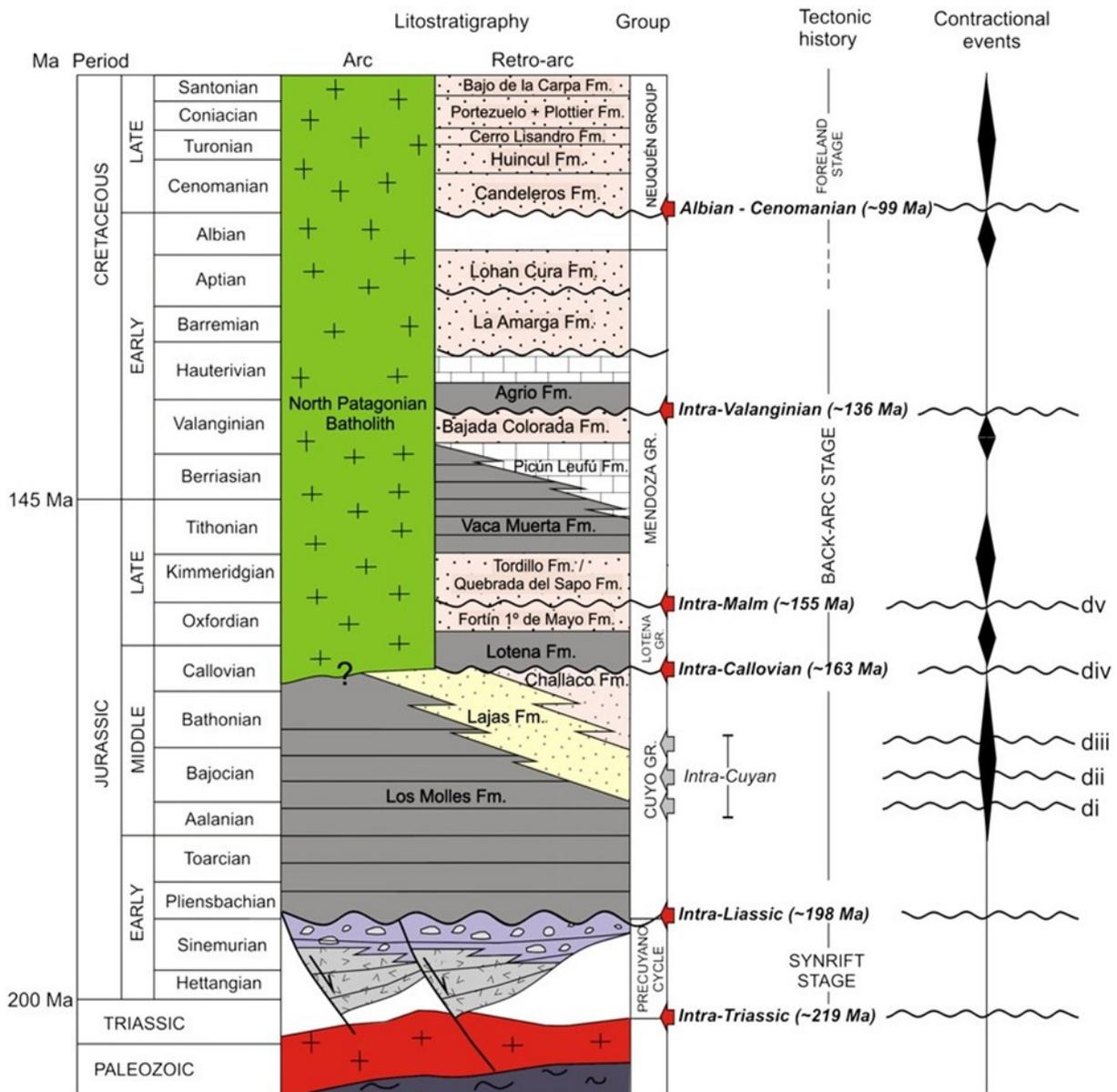


Figure 116: Tectonostratigraphic chart of the southern Neuquén Basin and adjacent sectors showing main unconformities, timing of deformation (Naipauer et al. 2012).

The analyzed interval of the present paper is the Tithonian-Berriasian (Figure 117). In the southern part of the basin, this time interval comprised two marine lithostratigraphic units known as the Vaca Muerta and Picún Leufú formations (Leanza, 1973). The Vaca Muerta Formation (locally dated of early to earliest late Tithonian) consists of a thick succession of dark bituminous shales and marls whereas the Picún Leufú Formation consists of mixed carbonate and siliciclastic sediments (Armella et al., 2007; Spalletti et al., 2000). Spalletti et al. (2000) interpreted the Tithonian-early Berriasian succession of this part of the Basin (Vaca Muerta-Picún Leufú formations) as deposited on a gently sloping marine ramp (mixed siliciclastic-carbonate deposits) with a gradual transition from a shallow marine area along the southern and southwestern margins of the basin, to the deepest area to the north.

During the late Oxfordian to Kimmeridgian times, an important tectonic inversion related to a change in the subduction regime along the active margin of the basin (Vergani et al., 1995) occurred in this part of the basin. The uplift of the Huincul Arch then divided the wide embayment of the Neuquén Basin into two main sedimentary depocentres (Zavala et al., 2005; Mosquera and Ramos, 2006) (Figure 115-B). The Huincul Arch constituted a structural and stratigraphic barrier that isolated the southern depocentre. Thickness analysis of the Tordillo Formation suggests the existence of two depocentres in the northern part of the basin (Vergani et al., 1995; Spalletti and Colombo Pinol, 2005). In the southern part of the basin, the Kimmeridgian sediments correspond to <40 m-thick fluvial deposits of the Tordillo Formation (Groeber, 1946) grading to the eolian deposits of Quebrada Del Sapo Formation (Digregrio, 1972). This information suggests a structural activity of the Huincul Arch before the Tithonian whereas a recent paper (Massaferro et al., 2014) suggests that the tectonic activity of the Huincul Arch was initiated during the Late Berriasian with a maximum activity during the Early Valanginian.

To the north of the Huincul Arch, the Vaca Muerta Formation has been divided into three members: (1) the Lower Vaca Muerta Member occurs at the base of the formation and consists of bituminous shales and marlstones, (2) the Los Catutos Member consists of lithographic limestones and (3) the overlying Upper Vaca Muerta Member consists of siltstones, shales and marlstones (Figure 117; Leanza and Zeiss, 1990).

Age	Ammonite Zones	South		Study area	Los Catutos	North Sierra	North					
		Catan Lil River	China Muerta Creek	Picún Leufú Anticline	Covunco Creek	de la Vaca Muerta	Loncopué Cajon Almanza					
136.3	Lower Valanginian	Bajada Colorado Formation		Picún Leufú Formation	Mulichinco Formation		Upper Vaca Muerta Formation					
139.4								Upper Berr.	Spiticeras damesi	Picún Leufú Formation	Vaca Muerta-Quintuco Formation	Huncal Member
								Middle Berr.	Argentinceras noduliferum			
145.0	Lower Berr.	Substeuerocheras koeneri	Carrin Curá Formation	Vaca Muerta Formation	Lower Vaca Muerta Formation	Lower Vaca Muerta Formation						
151.0	Upper Tithonian	Corongoceras alternans					Vaca Muerta Formation	Lower Vaca Muerta Formation	Lower Vaca Muerta Formation			
	Middle Tithonian	Aulacosphinctes proximus	Vaca Muerta Formation	Lower Vaca Muerta Formation								
	Lower Tithonian	Pseudolissoceras zitteli			Vaca Muerta Formation							
152.1	Lower Tithonian	Virgatosphinctes mendozanus										

Figure 117: Chronostratigraphic chart of the Tithonian – Early Valanginian in the southern and central Neuquén Basin (Modified after Spalletti, 2000. Huncal member from Leanza et al., 2003. Time scale of Gradstein et al., 2012).

3. Methods and sampling

Geochemical data used in this paper were collected on two spots in the southern part of the Neuquén Basin. The first study area is located in the north flank of Picún Leufú Anticline, south to the town of Zapala; the second spot is the Covunco section (north to Zapala Town; Figure 115). The east-west oriented Picún Leufú Anticline defines the western portion of the Huincul Arch and constitutes the main paleo-topographic feature of the region (Naipauer et al., 2012) which isolated the southern depocentre (Figure 115-B). In the Picún Leufú zone, the Tithonian–Berriasian interval corresponds to two marine lithostratigraphic units known as the Vaca Muerta and Picún Leufú Formations (Leanza, 1973). The Vaca Muerta – Picún Leufú interval was studied along the Picún Leufú Anticline where two transgressive-regressive sequences were recognized and developed in a siliciclastic shelf evolving to mixed siliciclastic-carbonate ramp (Krim et al., (2015, submitted)). The Covunco area locality corresponds to the SE part of the Sierra Vaca Muerta Anticline and thus to the south part of the western depocentre (Figure 115-B). In this part of the basin, the Tithonian–Berriasian interval corresponds to the Lower Vaca Muerta Member, the Los Catutos member, the Upper Vaca Muerta Member and Picún Leufú Formation (Leanza, 1973; Leanza and Zeiss, 1990).

Sedimentological log sections of the Picún Leufú Anticline are taken from (Krim et al. (2015, submitted), (Figure 118) where detailed descriptions of the lithofacies and stratigraphy are given. Only a summary is presented here. The study interval is of Tithonian-Berrisian in age and consists of two major transgressive-regressive sequences (sensu Embry and Johannessen, 1992) that correspond to siliciclastic shelf system (according to the nomenclature of Walker and Plint, 1992) (Major T-R sequence I) evolving to a mixed siliciclastic-carbonate ramp (according to the nomenclature of Burchette and Wright, 1992) (Major T-R sequence II). The siliciclastic shelf exposes mainly (1) fine grained sediments corresponding to grey silty shales deposited in an offshore environment, affected by storm and gravity currents, and (2) storm beds and slumps in the offshore-shoreface transitional zone, and (3) sandstones attributed to a lower shoreface setting. The mixed siliciclastic-carbonate ramp environment displays (1) green silty shales attributed to the outer ramp, (2) storm beds in the middle ramp and (3) development of tidal deposits, shoal facies and lagoonal carbonates in the inner ramp. Most of the samples are picked in the first T-R major sequence except samples #41 and #42 of section 2 which are picked in the green silty shales attributed to the outer ramp of the second T-R major sequences. Section 3 samples the two major T-R sequences.

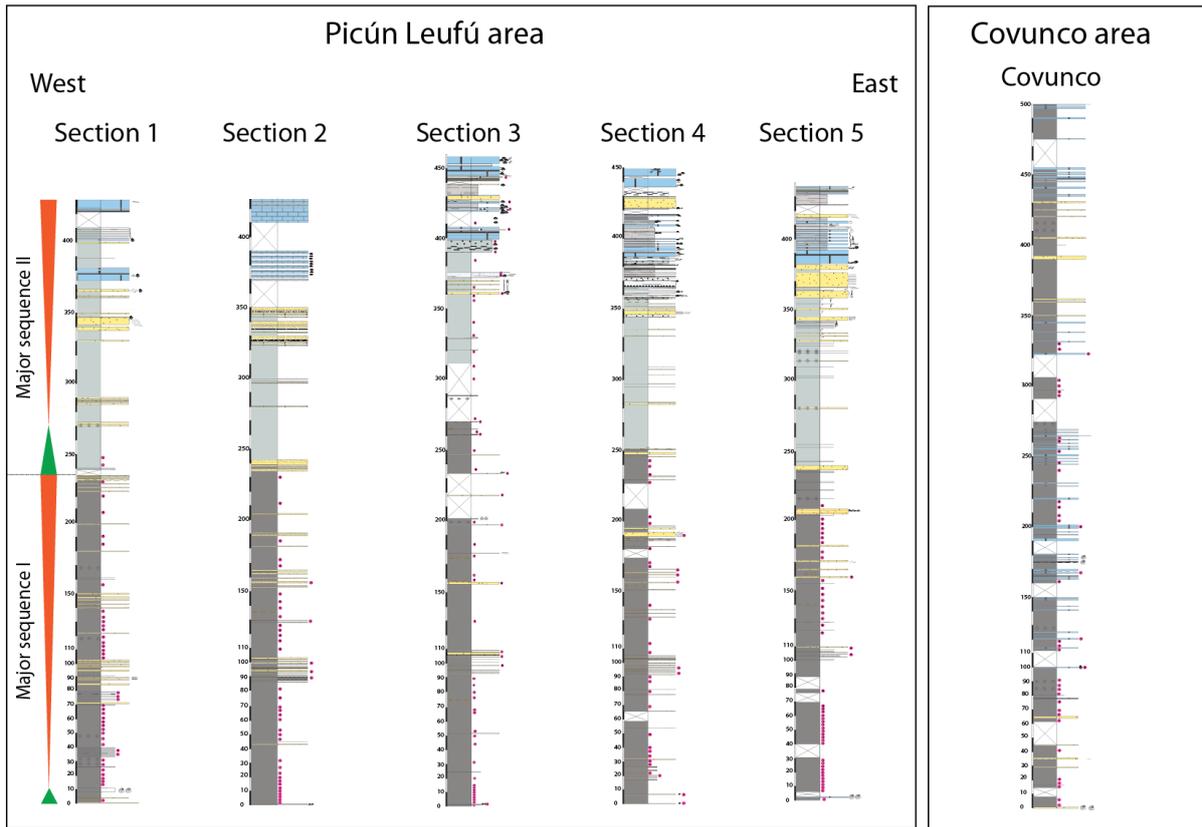


Figure 118: Lithological sections and location of each sample of the studied sediments in the Picún Leufú Anticline and Covunco area. Log sections of Picún Leufú area are taken from Krim et al., (2015, submitted). Mineralogical and geochemical data of section #3 are also taken from Krim et al. (2015, submitted). Red points indicate sample location.

In the Covunco area, according to the ammonite biozones (Leanza and Zeiss, 1990, 1992), the sampled interval is also of Tithonian age. It corresponds to a siliciclastic shelf (according to the nomenclature of Walker and Plint, 1992) that evolves to a mixed siliciclastic-carbonate ramp (according to the nomenclature of Burchette and Wright, 1992). The siliciclastic shelf exposes mainly (1) fine grained sediments corresponding to grey silty shales deposited in an offshore environment, affected by storm and gravity currents and (2) storm beds with HCS in the offshore-shoreface transitional zone. The mixed siliciclastic-carbonate ramp environment displays two main zonations corresponding to (1) the outer ramp that exposes grey marls with rare packstones/grainstones and (2) the inner ramp that exposes massif grainstones/packstones with marls and evidence of tidal currents. In this area, samples are picked in the two environments (Figure 118).

In this study, 259 samples were collected. 221 samples were collected in the Picún Leufú area and most of them cover the Vaca Muerta Formation (Major T-R sequence I). Only section 3

and two samples of section 5 extend to the major sequence II (Picún Leufú Fm.). Samples were taken with an average spacing of 1-1.5 m in the basal sixteen meters (section 1, 4 and 5) of the study interval to analyse in detail the black shales and other samples were taken along the section, with irregular spacing to have the overall evolution of the study interval.

The carbonate content was determined with a Bernard-type calcimeter (acid digestion followed by CO₂ volume determination; accuracy < 5%). The clay fraction was isolated and analysed using the standard protocol for determining clay-mineral assemblages (using a Bruker D4 Endeavour XRD system together with the Macdiff software; see detailed protocol in [Bout-Roumazelles et al., 1999](#)). The major- and trace-element contents were analysed by ICP-OES and ICP-MS at the spectrochemical laboratory of the Centre de Recherches en Pétrographie et Géochimie of Vandœuvre-les-Nancy (geochemistry laboratory of the French Centre National de la Recherche Scientifique). The samples were prepared by fusion with LiBO₂ followed by HNO₃ dissolution. Precision and accuracy were both better than 1% (mean 0.5%) for major-minor elements and 5% for trace elements, as checked by international standards and analysis of replicate samples ([Carignan et al., 2001](#)). Enrichment factors (EF) were calculated as: $XEF = [(X/Al)_{\text{sample}} / (X/Al)_{\text{PAAS}}]$, where X and Al represent the weight % concentrations of element X and Al, respectively. Samples were normalized using the post-Archean average shale (PAAS) compositions of [Taylor and McLennan \(1985\)](#). Aluminum normalization is commonly used to minimize the effects of variable dilution by carbonate or biogenic silica, although certain caveats apply to this approach (for a discussion, see [Tribovillard et al., 2006](#) or [Van der Weijden, 2002](#)). The convenience of using enrichment factors is that any normalized value greater than 1.0 corresponds to enrichment of an element relative to its average crustal abundance. In practical terms, EFs >3 represent a detectable enrichment of an element over average crustal concentrations, and EFs >10 represent a moderate to extreme enrichment ([Algeo and Tribovillard, 2009](#)).

We ground the interpretations of the abundances of the redox-sensitive trace metals and/or productivity-proxying elements on the general considerations recently published ([Brumsack, 2006](#); [Tribovillard et al., 2006](#); [Algeo and Rowe, 2012](#); and references therein).

Organic matter was analyzed using Rock Eval pyrolysis on outcrop samples of the two study areas. Rock-Eval pyrolysis is used to evaluate kerogen type, quality and maturity of source rocks ([Espitalié et al., 1985](#); [Lafargue et al., 1998](#)). More than 250 samples were analyzed and all detailed results are in [Appendix 1](#).

4. Results

4.1. Mineralogy

The clay-mineral assemblages of the Picún Leufú area, analyzed on five sections (sections #1 to #5), are composed of smectite, illite, kaolinite, chlorite and mixed-layers (Figure 119). The proportions given below refer to the percentages of the clay mineral assemblages (and not of bulk rock).

Smectite is the main clay mineral in this area. Its average proportion is around 70% and only a few samples show a low proportion in section 3 (samples #1 = 3% and #2 = 5%) and section 4 (samples #26 = 23% and #33 = 18%). Illite is always present except for two samples of section 1 (samples #21, 39) and sample #2 of section 3. The average content is around 7% but a few samples are enriched in illite (section 1: samples #3bis = 21%, #18 = 19%, #22 = 24%; section 4: samples #11 = 24%, #26 = 26%, #45 = 18%; section 5: sample #10 = 21%).

Mixed-layers correspond here to illite-smectite mixed-layers (10-14S) in all the sections, except for one sample (section 5, sample #3) which shows a low proportion of chlorite-smectite mixed-layer 14C-14S (4%). The 10-14S mixed-layer content shows an overall residual distribution (< 5%) but can reach 22% in section 5 (sample #10). Section 3 shows two samples with high 10-14S mixed layer proportion (sample #50 = 47% and sample #52 = 40%). They are located in the upper part of the section. In this area, kaolinite shows an erratic distribution. In sections #1 and #4, this clay mineral does not show any trend whereas an overall decreasing to the top is observed in sections 2, 3 and 5. Sections 1 and 4 record two major peaks of kaolinite at the middle of the sections (samples #18 = 28% and #26 = 29%, respectively) but the average value is globally low (5%) except for some samples where this clay mineral is more abundant (around 15%). Sections 2, 3 and 5 show two major peaks of kaolinite at the bottom of the sections (39%, 94% and 33%, respectively) but the average value is globally low (< 5%) except for some samples (between 8 and 13%). Section 3 is the richest in kaolinite. The average value is around 16% and several samples exceed 30% (sample #3 = 37%, sample #4 = 31, sample #5 = 43%, sample #6 = 38%, sample #7 = 45%, sample #9 = 57%, sample #16 = 43%, sample #22 = 52%, sample #24 = 56%). Chlorite is globally residual (< 5%) except in some samples where this clay mineral is more abundant (8-12%) and can reach 22% (section 3, sample #17). In section 3, the upper part of the section (Major T-R sequence II), this clay mineral reaches 30% of the clay mineral fraction (sample #43).

The nature of clay-mineral assemblages of the Covunco area is similar with the other sections, being mainly composed of smectite, kaolinite and illite (Figure 119). It displays a less-distinct smectite-dominated trend than the first study area. Smectite content is distributed on two contrasting intervals: first, low values in the lower part of the section (from sample #1 to sample #10) except for sample #2 (89%), then an erratic distribution with an overall increasing up to the top of the section (samples #14, #15, #17, #23, #24, #27, #28, #30, #32, #37 show low smectite content). Illite is always present except for samples # 2, 11, 16. It shows high values in the lower part of the section (from sample #1 to sample #10, except for the sample #2), then an overall decreasing to the top of the section with an erratic distribution. Kaolinite distribution shows a major shift above the three basal samples, jumping from <15% to >45% but this concentration rapidly decreases upward yielding residual content with scarce peaks (from sample #16 to sample #38). 10-14S mixed-layers show an erratic distribution and are mainly present in the lower part of the section (samples # 3 to # 15). The upper part of the section shows two peaks around sample #23 (= 13%) and #24 (= 14%). Chlorite is globally residual (< 15%) except for the bottom of the section (sample # 1, with 58%).

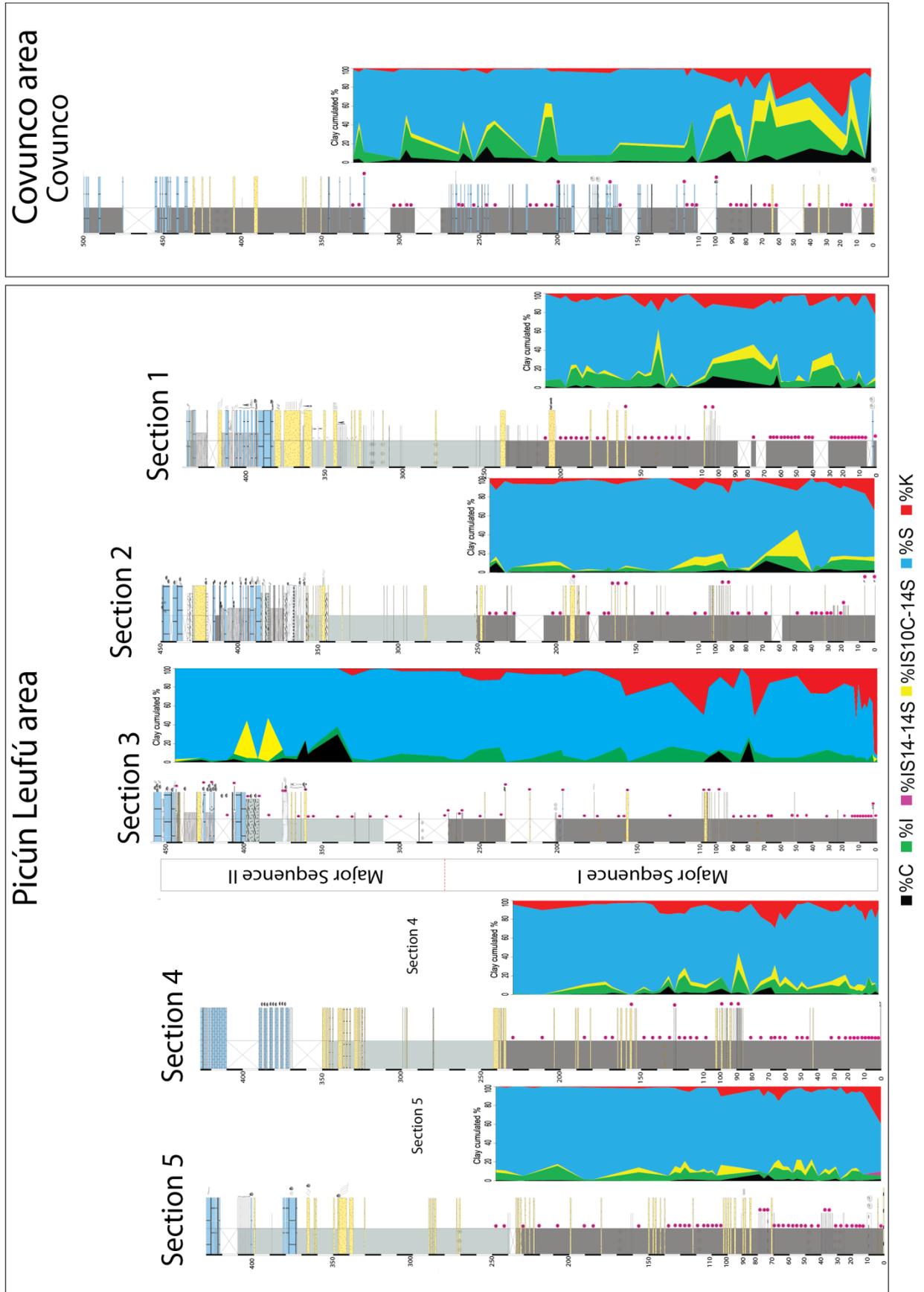


Figure 119: Clay mineral distribution in the the study area. Sections 1 to section 5 correspond to the Picún Leufú area.

In summary, the average clay composition of sections 1 to 5 are very similar (Table 3, Figure 120), being enriched in smectite. The Covunco section displays a very different average composition, showing higher contribution of illite and chlorite, whereas kaolinite contribution is somehow similar to what is observed for the other sections. The variability is also higher in the Covunco section.

Mean ± standard deviation	% Chlorite	% Illite	% IS14C-14S	% IS10-14S	% Smectite	% Kaolinite
Section 1	2 ±3	11 ±7	-	3 ±5	76 ±17	8 ±6
Section 2	2 ±3	5 ±4	-	3 ±4	83 ±13	7 ±6
Section 3	2 ±6	6 ±4	-	2 ±8	74 ±22	16 ±21
Section 4	2 ±2	7 ±6	-	4 ±4	78 ±13	10 ±6
Section 5	1 ±1	7 ±4	0±1	3 ±3	83 ±9	5 ±6
COVUNCO	6 ±10	21 ±16	-	8 ±9	56 ±32	8 ±12

Table 3: Average clay composition showing the main difference between the Picún Leufú and Covunco area.

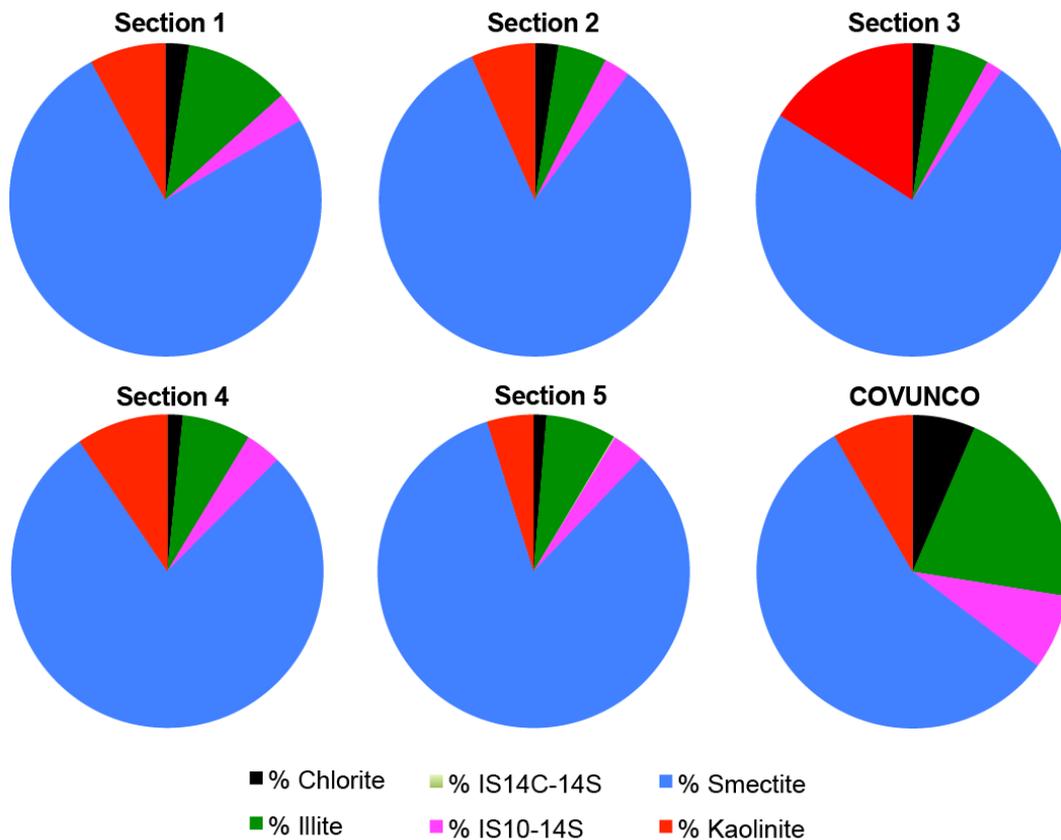


Figure 120: Average clay distribution of each sampled log section in the Picún Leufú and Covunco areas.

In a ternary diagram, showing a distribution dominated by primary clay mineral (little or not altered, represented by chlorite+illite) or weathered clay (kaolinite), sections 1 and 4 show higher scattering towards the illite+chlorite and the kaolinite end-members, respectively. The basal sample from the section 1 is enriched in primary clay (i.e., chlorite and illite) as well as kaolinite (Figure 121). Samples of section 2 are centered on the S+IS end-member but display a slightly higher scattering toward both the kaolinite and the illite+chlorite end-members. The basal sample is also enriched in kaolinite (Figure 121). Samples of section 3 show high scattering towards the S+IS and the kaolinite end-members. Samples showing high scattering towards kaolinite correspond to samples picked in the lower part of the section. In section 5, all samples plot very near to the S+IS end-member showing very little linear scattering toward the primary clay end-member, except for sample#1 which is characterized by its high content in kaolinite (Figure 121).

The Covunco series display a distinct pattern, being distributed between the S+IS and primary clay end-members, with a variable contribution of kaolinite (Figure 121).

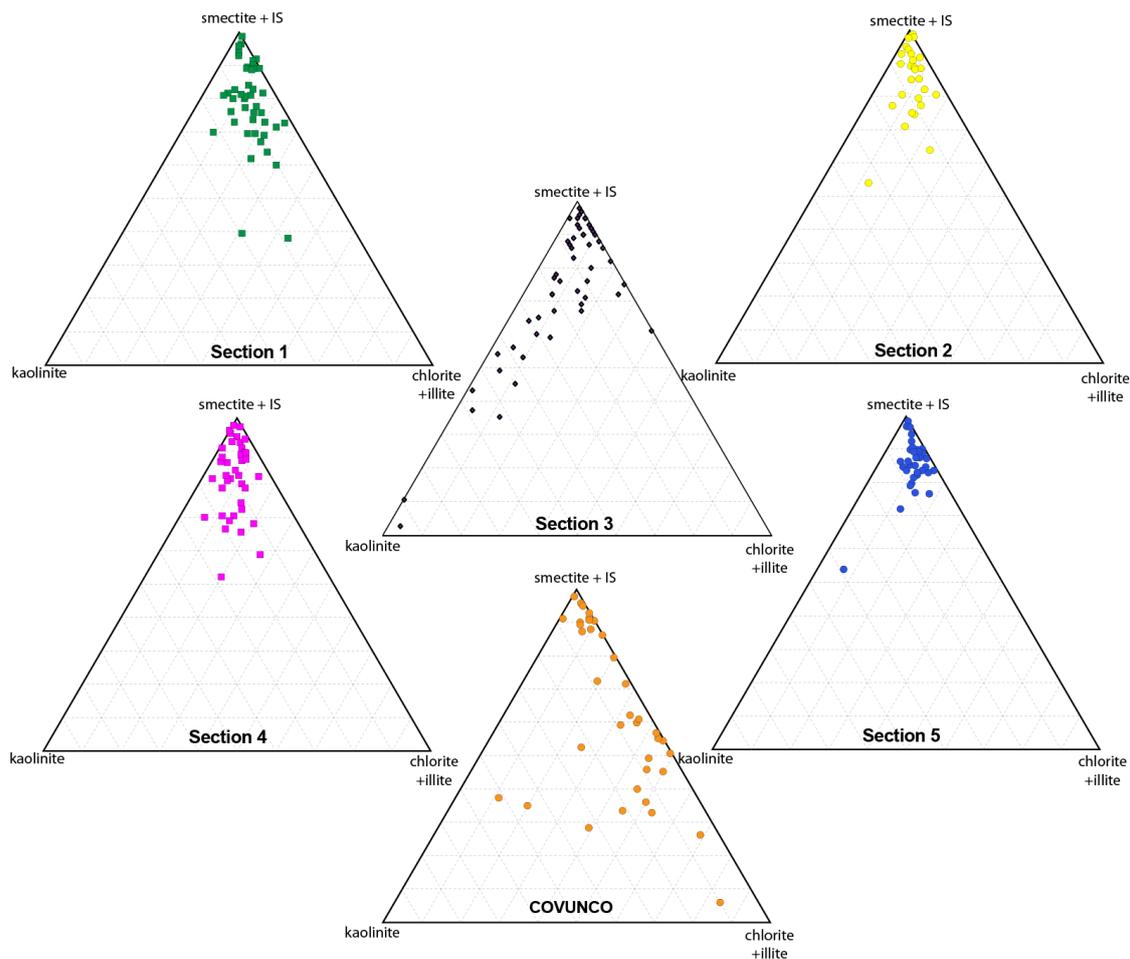


Figure 121: Ternary diagrams illustrating clay mineral distribution for the studied sections.

These observations suggest the existence of a S+IS-rich source which largely fed the deposits of the section 5 with some minor contribution of I+C. This source also dominates the section 2 in association with some contribution of a kaolinite-rich source. The contribution of the I+C source is higher in section 1 section, while the contribution of the kaolinite-rich source increases in section 4 and is dominated in section 3.

The Covunco series is likely much more influenced by the primary clay-rich source.

4.2. Geochemistry

The chemical index of alteration or CIA reflects the degree of transformation by weathering of aluminosilicate minerals (Nesbitt, 2003): $CIA = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO^*)$, where the calculation is molar based, and CaO* represents the CaO content corrected for carbonate. Primary minerals (little or not altered) have a CIA about 50 or less, whereas secondary clay minerals have CIA values of 75 or more. The CIA is a quantitative estimation of the amount of chemically weathered materials included in a siliciclastic sediment or rock, and reflects chemical weathering intensity on source lands (Nesbitt, 2003).

The CIA values of the Picún Leufú and Covunco areas are ranging from 45 to 75 (Figure 122). The CIA values of each section indicate that all the samples contain dominant secondary clay-minerals. Only some samples indicate low value such as sample #1 (thickness =1 m) in the Covunco section, sample #39 (height =159 m) in section 1 or sample # 22 (height =162 m) and #22' (height =166 m) in section 2.

Besides, as indicated by the comparison of the CIA index and the C/K ratio (chlorite = primary clay, kaolinite = weathered clay) (Figure 122), there are very few levels where the CIA and the clay ratio are in agreement (blue rectangles on Figure 122). The levels with low CIA -less altered- (pink rectangles) are not associated with higher content in chlorite – high C/K ratio. Similarly, the levels enriched in chlorite (green rectangles) do not exhibit low CIA. These observations suggest that the CIA mostly reflect the composition of the coarse-fraction (feldspars) rather than that of the clay fraction.

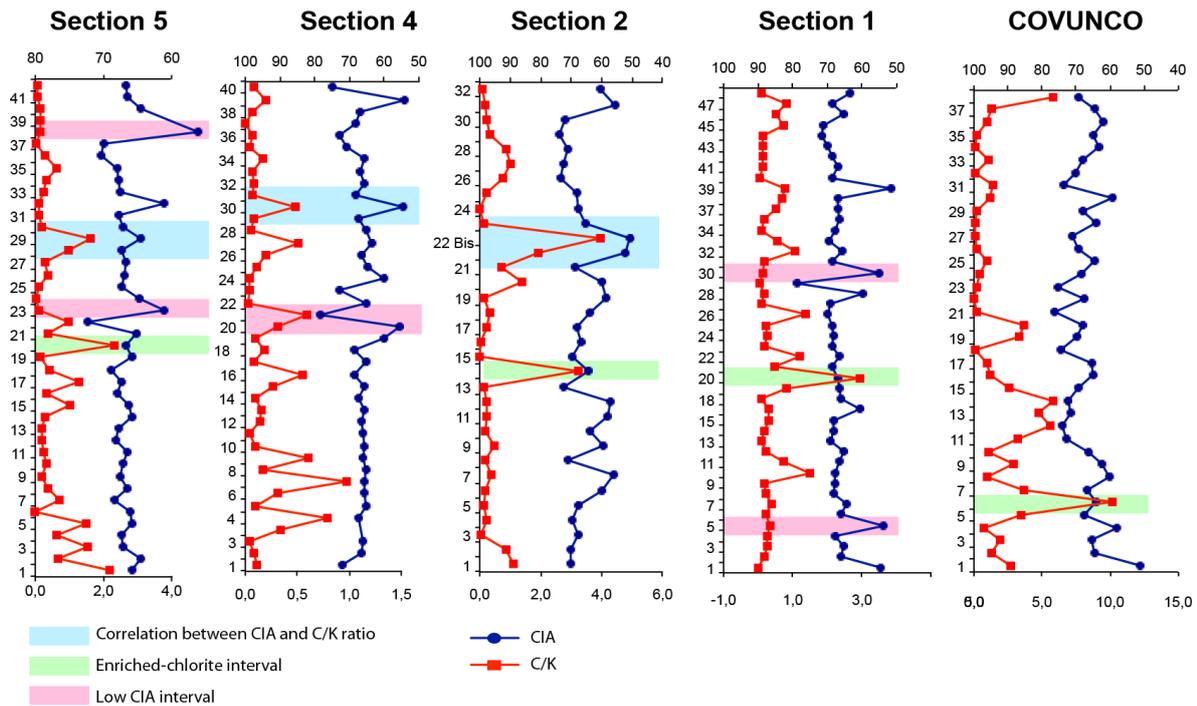


Figure 122: Chemical Index Alteration (CIA) distribution (%) and chlorite-kaolinite ratio in the Picún Leufú and Covunco areas. Notice the reverse scale of the two proxies. Section 3 is not represented here because of scarcity of chlorite interval.

4.3. Trace metals

4.3.1. Redox proxies

Regarding uranium (U) and molybdenum (Mo), throughout all the sample sets studied here, none of them two is correlated to aluminum, which indicates that these elements are not of dominant terrigenous origin in the basin. The five sections of the south part of the basin (1 to 5) show a similar pattern with a pronounced enrichment in Mo (up to 200 x average crustal abundance in some occurrences) but a generally limited U enrichment ($EF > 5$; Figure 123). All these samples fall into the part of the U-EF vs. Mo-EF diagram that corresponds to the particulate iron shuttle process, as defined by Algeo and Tribovillard (2009). Only a limited number of samples show enrichment in both elements, they correspond to the basal level of the sections (Figure 123).

Contrastingly, the Covunco section sample set shows a different distribution, with the same order of Mo enrichment as that of the other sections, but a higher U enrichment. These samples fall into the part of the U-EF vs. Mo-EF diagram that corresponds to the suboxic to anoxic trend (Figure 123).

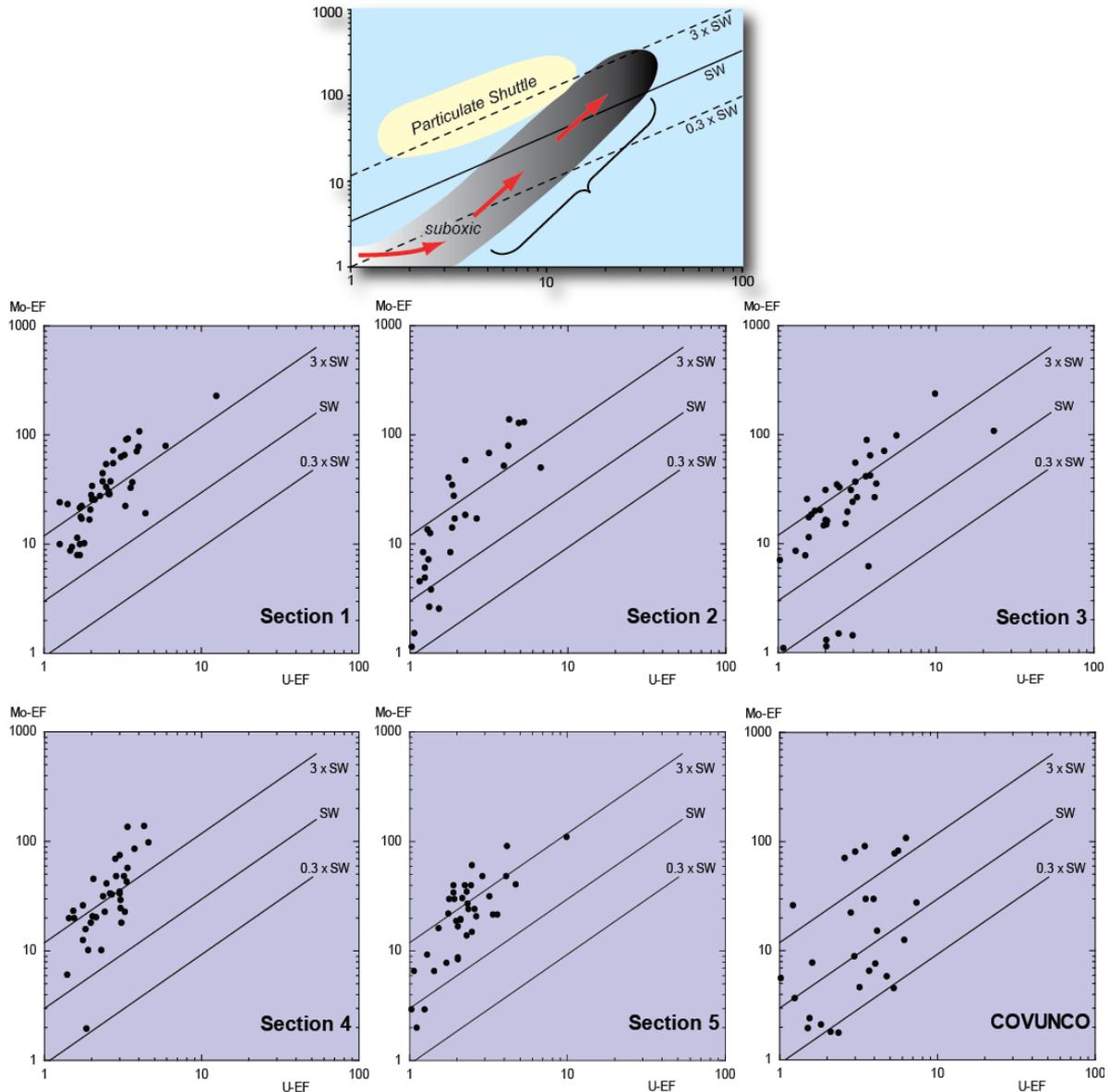


Figure 123. U–EF vs. Mo–EF crossplot of the study interval in Picun Leufu and Covunco area. The General patterns of U–EF vs. Mo–EF covariation in modern marine environments is illustrated above: The gray field represents the “unrestricted marine”, characteristic of the eastern tropical Pacific, whereas the yellow field represents the “particulate shuttle” trend, characteristic of depositional systems such as the Cariaco Basin in which intense redox cycling of metal especially Mn–) oxyhydroxides occurs within the water column.

Regarding vanadium (V), for the six sections studied, the enrichment factor generally keeps at low values. For the southern five sections, only the basal samples showing relatively high U and Mo concentrations also show moderate enrichment in V. For the Covunco section, V concentration is well correlated to Al contents (terrigenous, clastic origin), except for the few samples with the highest V, Mo and U concentrations.

A peculiar aspect is that arsenic (As) and antimony (Sb) both show appreciable enrichment throughout the studied sample sets. Both As and Sb show mutual correlation and significant correlations to Mo ([Appendix 1](#)).

Lastly, we observe in several sections that the basal samples are singular in that they may show high to very high enrichments in several trace metals (As, Mo, Pb and Zn) and noticeable enrichments in U and Sb ([Appendix 1](#)).

4.3.2. Productivity proxies

For the six sections of interest, the elements considered to be robust proxies to paleoproductivity (namely, Ba, Ni and Cu; e.g. [Brumsack, 2006](#); [Tribovillard et al., 2006](#); [Bönning et al., 2012](#) and references therein) do not show marked enrichment, even for the basal samples evoked above (some of the latter samples show only a detectable, yet faint enrichment, [Appendix 1](#)). The role of Ba as a paleoproductivity tracer is questionable here, because the element is commonly used as a proxy for marine setting with a thick water column, and it is not sure in the present case, whether the water column was thick enough for Ba to be significantly trapped into settling bioparticles.

4.4. Organic matter

Organic matter was analyzed using Rock Eval pyrolysis on outcrop samples of the two study areas. Rock-Eval pyrolysis is used to evaluate kerogen type, quality and maturity of source rocks ([Espitalié et al., 1985](#); [Lafargue et al., 1998](#)). More than 250 samples were analyzed and all detailed results are in [Appendix 2](#).

In the Picún Leufú area, the TOC values of section 1 are ranging from 0.01% to 21.05%. The average value is around 2.5%. The highest value corresponds to the bottom of the section (sample #1=21.05%). In section 2, TOC values are very low. They vary from 0.03% to 1.87% for the highest value. The average TOC does not reach 1% in this section. In section 3, TOC values are ranging from 0.03% to 24.35%. The average TOC value is around 1.3%. The highest value corresponds to the bottom of the section (sample #1=24.35%). In section 4, the TOC values are ranging from 0.03% to 8.54%. The highest value corresponds to sample #10 (the base of the section). Section 5 shows that TOC values range from 0.4% to 20.41% with an average value around 2.35%. The highest TOC value corresponds to the bottom of the section (sample #1).

In the Covunco area, TOC values are low compared to Picún Leufú's sections. TOC values are ranging from 0.12% to 3.33% with an average value around 0.2%. The highest value is recorded in the lower part of the section (sample #14).

To sum up, in the Picún Leufú area, the average TOC content is about 2% but varies in each section. Globally it is ranging from 0.1 to 6%. An exception is represented the bottom interval with a TOC content of > 20% (sample #1 of section 1, section 3 and section 5) whereas in the Covunco area, the average TOC content is very low, except for the sample #14 (3.33%).

Despite the large range of TOC values, according to the S2 versus TOC plot, the study interval constitutes a good to excellent source rock (Figure 124). Most of the samples have high S2 values, implying high hydrocarbon generative potential. Several samples of Section 5 plot in the "poor source rock area". These samples are picked in the upper part of the section, corresponding to Picún Leufú Formation.

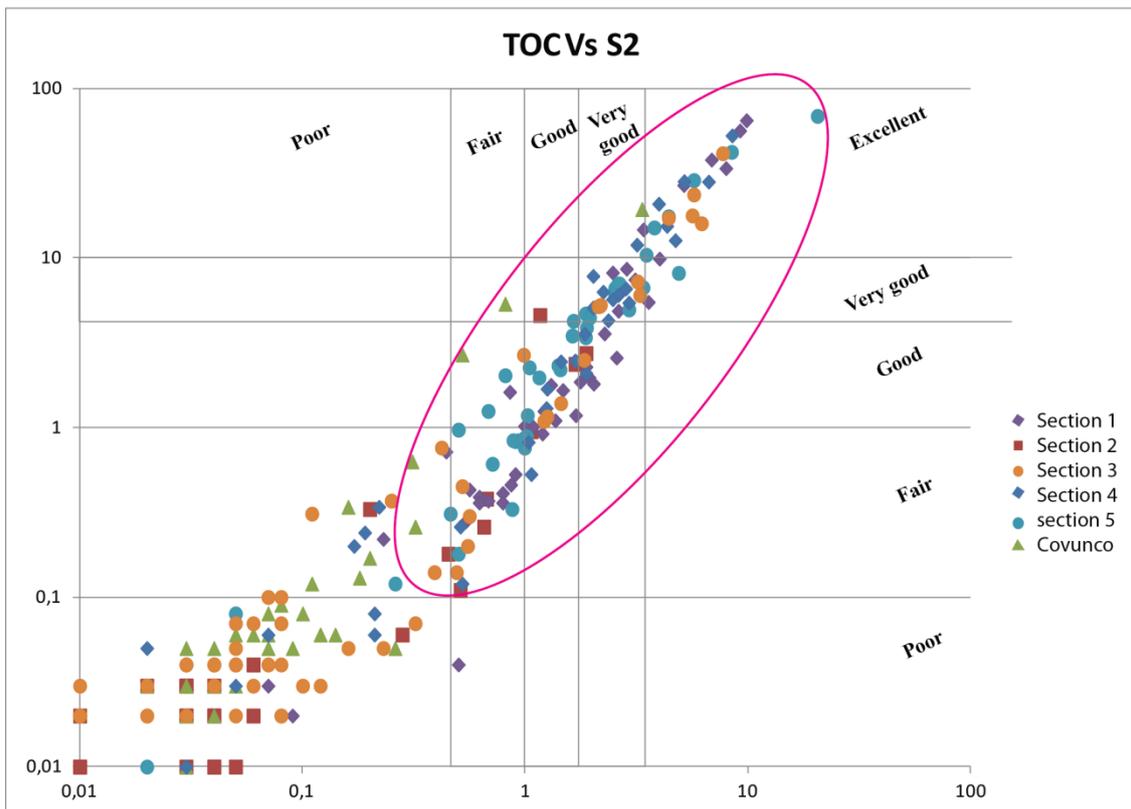


Figure 124: S2 versus Total organic carbon content crossplot illustrating the variation of organic carbon richness and hydrocarbon generative potential of the study interval in Picún Leufú and Covunco areas.

Hydrogen index (HI), Oxygen Index (OI) and T_{max} are other important parameters used to characterize the quality and the maturity of organic matter. The dataset presented here is characterized by high IH and IO values. In some samples, peak intensity of S2 does not allow to define T_{max} . These samples were not used here.

Using a modified Van Krevelen diagram (Hydrogen Index versus Oxygen Index plot, [Figure 125](#)) the kerogen is characterized by a variable range of HI and OI between 15 and 644 mg CO₂/g TOC and between 11 and 750 mg CO₂/g TOC. According to this diagram, our data plot in the kerogen type II, III and IV. Kerogen II is characterized by high IH and low OI whereas kerogen type III is characterized by low HI and high OI. The fact that several samples plot in the kerogen type III is attributed to the weathering and degradation of organic matter known to raise IO values. Type IV corresponds to altered organic matter probably due to weathering.

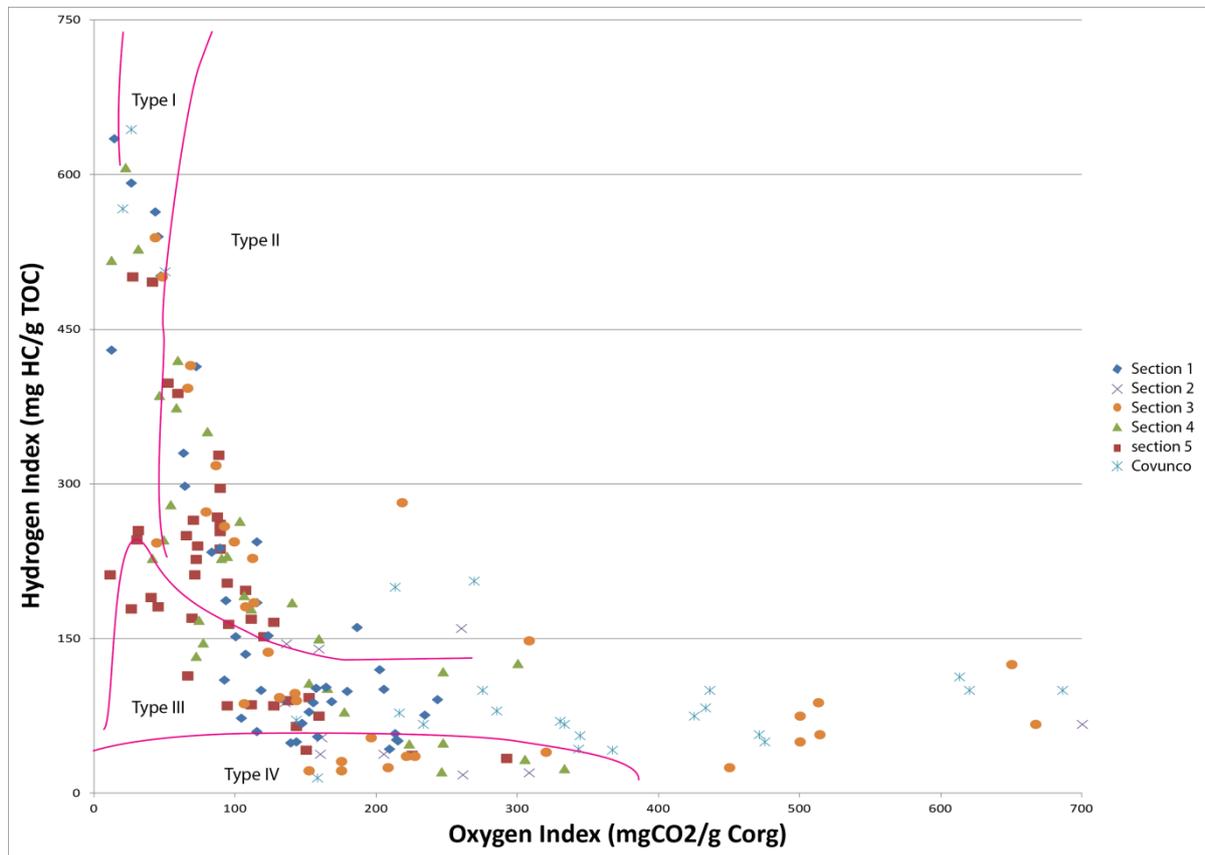


Figure 125: Plot of Hydrogen Index (HI) versus Oxygen Index (OI) showing kerogen type of the study interval in Picún Leufú and Covunco areas.

The Hydrogen Index versus T_{max} index plot (e.g., [Espitalié et al., 1985, Figure 126](#)) shows that T_{max} values range between 338 and 483°C with mean value of 420°C in the Picún Leufú

Anticline and 440°C in the Covunco area suggesting, respectively, immature and mature sediments.

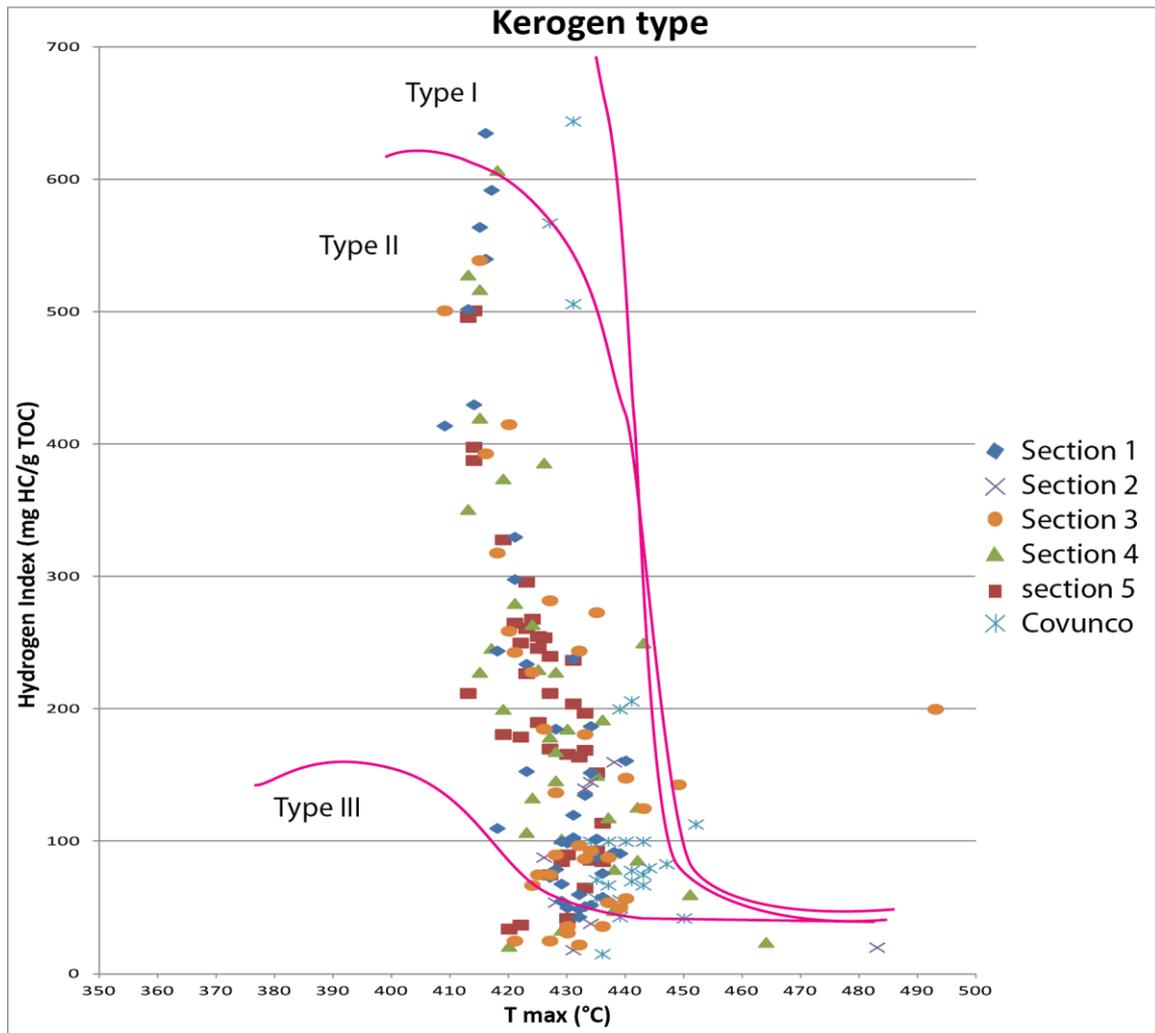


Figure 126: Plot of Hydrogen Index (HI) versus pyrolysis T max showing kerogen type and thermal maturity stages of the study interval, in Picún Leufú and Covunco areas.

S1 and S2 show a strong positive correlation (Figure 127-A). All samples show very low values of S1 whereas S2 values are more important but globally, they do not exceed 50 mg/g rock. The production index show high range value for each section but many samples plot in the same area, between 0 and 0.05 (Figure 127-A). No relationship with the sample height in the sections is observed (Figure 127-B), except for the section 2 where the highest IPs are observed in the lower part of the section 2 (from 0 to 100 m). This observation is not concordant with the TOC values and the maturity range of the section. The detailed analyze of S1 of this section shows a decrease of this parameter probably due to weathering. This observation explains the high IP values of the section 2.

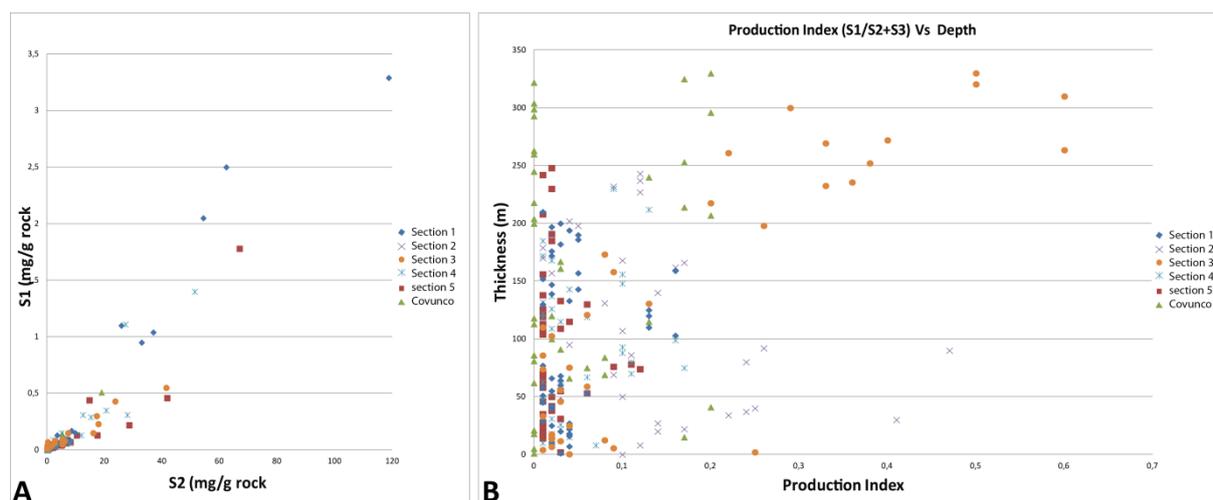


Figure 127: A. Correlation between S1 (free bitumen) and S2. B. Variation of Production Index with depth.

5. Interpretation/Discussion

5.1. Paleoenvironment evolution

The different clay-mineral distribution from the Picún Leufú area to the Covunco area and the progressive stratigraphic evolution in each analyzed spot can be the result of an evolution of the weathering conditions affecting emerged lands or a change in the source of the sediments (Chamley, 1989). In both Picún Leufú and Covunco areas, the evolution from kaolinite-dominated to smectite-dominated situations can be the result of a climatic evolution toward less hydrolyzing conditions. The CIA distribution is globally more monotonous than the clay mineralogy in most samples. This proxy indicates a dominant secondary clay mineral composition but no interpretable trend or evolution is observed. Section 3 that was sampled for the Vaca Muerta and Picún Leufú formations confirms this observation in the lower part of the section (Vaca Muerta interval) but the upper part of the section (Picún Leufu Fm.) seems to be different with low values of this proxy.

The contrasting response of each proxy (clay mineral vs. CIA) suggests that the same process was recorded differently in various mineralogical/grainsize fractions of the sediment (clays vs. bulk sediment). The clay-sized fraction of the sediments represents only a small part of the clastic fraction in the present case, compared to the silt fraction. Consequently, some variation may affect the clay-fraction without being clearly recorded by the CIA that would be more impacted by what occurred to feldspars of the silt fraction (Krim et al., 2015, submitted).

Regarding the sequence-stratigraphy framework established by [Krim et al. \(2015, submitted\)](#), the clay-mineral distribution is not in phase with sea-level variations, suggesting that the evolution of the clay-mineral content is not a response to the sea-level fluctuations and can thus be considered as a climatic imprint. This finding was also established by [Krim et al. \(2015, submitted\)](#) using clay mineral distribution and CIA values for the Vaca Muerta Fm. and the lower part of the Picún Leufú Fm. in the Picún Leufú Anticline. Their results conclude that fluctuations in sedimentary environments and siliciclastic/carbonate supply likely record the latitudinal migration of the climatic belts. Under warm temperate climatic conditions, seasonal rainfall provokes chemical weathering and high runoff, and promotes hydrolyzing conditions prone to kaolinite formation as well as the transport of the erosion by-products towards the basin. This configuration favored the development of a siliciclastic supply. During less-hydrolyzing periods indicated by lower CIA values and absence of kaolinite, the reduced terrigenous supply allowed for the relative increase of carbonate and favored the development of a mixed siliciclastic-carbonate setting ([Krim et al., 2015, submitted](#)). Most of sample analyzed in this paper are picked in the first major sequence (except two samples of section 2 and 21 samples of section 3). Their clay-mineral trend also recorded in this study interval suggests that the climatic evolution began in the first major T-R sequence. The long and progressive climatic evolution allowed probably an evolution to mixed siliciclastic-carbonate system during the deposition of the Picún Leufú Fm. (second major T-R sequence of [Krim et al. \(2015, submitted\)](#)).

The absence of CIA trend in the Vaca Muerta Fm. shows that this proxy does not record this climatic evolution and confirms that the same process was recorded differently in various mineralogical/grainsize fractions of the sediment (clays vs. bulk sediment) as assumed in the study of [Krim et al. \(2015, submitted\)](#).

In the Covunco area, by analogy to the Picún Leufú area, the clay mineral evolution is also interpreted as a climatic imprint. The comparison between the two studied spots show a more complex evolution in the Covunco area than in the Picún Leufú area, where decreasing of kaolinite is accompanied by decreasing illite. Besides, the Covunco section shows the constant occurrence of chlorite whereas this mineral is only residual in the Picún Leufú area. The presence of chlorite is likely reflecting transportation patterns and/or varying sediment provenance compared with the other sections. These differences suggest a contrasting evolution of the weathering conditions affecting each emerged lands, on the opposed sides of the Huincul Arch.

5.2. Source rock and maturity

TOC values in this study show a large range. In the Picún Leufú area, the average TOC is ranging from 0.1 to 6%, with three samples with TOC > 20%. In the Covunco area, the average TOC content does not exceed 0.5%. Regarding the TOC versus S₂ diagram, the Vaca Muerta constitutes a good source rock. In detail, most of the samples that plot in the area of fair to excellent source rock correspond to the samples picked in the Picún Leufú area (Figure 124).

The Hydrogen Index versus T_{max} diagram (Figure 126) indicates that the Picún Leufú area corresponds to an immature zone whereas the Covunco area plots in the mature zone. The organic matter is type II, III and IV. The HI vs. OI diagram and HI vs. T_{max} diagram are not completely similar. The first one show more points that plot in the areas of types III and IV. This problem is due to the limits established by different authors in the existing diagrams which were drawn for well data where weathering did not affect sample quality. In consequence, several samples plot in the kerogen type III because of high IO.

5.3. Redox conditions

The salient feature is that, among the six sections studied, the Covunco section is the only one showing a co-enrichment in U and Mo that indicates oxygen-limited conditions of deposition in this part of the basin. The five sections representing the southern part of the Neuquén Basin, for their part, recorded the so-called particulate iron shuttle process (see the following papers for details about the particulate shuttle process: Crusius et al., 1996; Algeo and Lyons, 2006; Chappaz et al., 2008; Goldberg et al., 2009; Dellwig et al., 2010; Owens et al., 2012; Scott and Lyons, 2012; Scholz et al., 2013; Jilbert and Slomp, 2013). In a few words, the oxyhydroxides of Fe (and Mn) that form particles in the oxidizing part of the water column easily bind to dissolved chemical species present in seawater, and incorporate them in a reversible way. During settling, Fe- and Mn-oxyhydroxides can thus adsorb significant amounts of Mo (Crusius et al., 1996; Chappaz et al., 2008; Algeo and Tribovillard, 2009; Helz et al., 2011; Kashibawara et al., 2011; Martin et al., 2013; Little et al., 2015). The oxyhydroxides in turn bind to settling particles or flocs of OM, or stick onto clay minerals. Once deposited, they can be chemically reduced and thus release the ions they scavenged. These released ions can in turn get solubilized at the sediment-water interface or into pore waters. In the latter case, they can be engaged into diagenetic mineral phases (sulfides, carbonates, silicates, etc.). This process does not operate for U, and the contrasting behaviors of U and Mo allowed Algeo

and Tribovillard (2009) to define a U-EF versus Mo-EF crossplot helping reconstructing paleoredox conditions (Figure 123).

In the present case, it means that the samples of the southern five sections studied here collected Mo that was scavenged by Fe- (and probably Mn-) oxyhydroxides in an oxic water column. After deposition, Mo was released to pore water through reductive dissolution of the oxy-hydroxides, but Mo was kept trapped in the sediments by incorporation (*sensu lato*) on or into iron sulfides (e.g., pyrite). Thus, the sediments are enriched in Mo, but not (or hardly) in U, because the latter element is not sensitive to the particulate shuttle. This interpretation is reinforced by the absence of marked enrichment in V, which also indicates that bottom water conditions were not reducing. However, even if the water column was oxic, the fact that Mo was kept within the sediments indicates that reducing conditions developed at shallow depth below the sediment-water interface; otherwise, Mo would have escaped back to the water column together with pore waters during incipient sediment compaction.

Through the various sections studied, the samples rich in Mo also show enrichments in As and Sb. A co-enrichment in Mo, As and Sb associated to a particulate shuttle has already been observed (Tribovillard et al., 2013, 2015). The enrichment in Mo can clearly be attributed to the role of iron (and manganese) oxy-hydroxides through particulate shuttle processes, as detailed in Algeo and Tribovillard (2009), Helz et al. (2011), Scholz et al. (2011, 2013), and Scott and Lyons (2012). The relationship between Mo and As can be attributed to the same phenomenon, because the role of iron oxy-hydroxides in the transfer of As from the water column to the sediments has been well explored (O'Day, 2006; Vaughan, 2006; Berner et al., 2013; Sullivan and Aller, 1996; Minami and Kato, 1997; Cutter et al., 2001; Chaillou et al., 2003; Breier et al., 2012; Neumann et al., 2013). The same is true for antimony, because Sb and As are considered to have similar geochemical properties in marine and also river systems (e.g., Cutter et al., 2001; Asaoka et al., 2012).

In total, we can consider that Mo, As and Sb have been brought to the sediments together with iron oxy-hydroxides. During diagenesis, the trace metals must have been released from oxyhydroxides and incorporated into pyrite, taking into account the high degree of trace-metal pyritization known for Mo, As and Sb (Huerta-Diaz and Morse, 1992; Bostick and Fendorf, 2003; Couture et al., 2010; Berner et al., 2013).

The shuttle process is already known to favor Mo enrichment (Dale et al., 2012; Berelson et al., 2013), but from the present study, we conclude that the shuttle process may also cause

some enrichment in As and Sb. Such a co-enrichment in Mo, As and Sb was already observed in some particular settings: cold hydrocarbon seepages in Southeastern France (Jurassic Terres Noires Fm.; [Tribovillard et al., 2013](#)) and in the pockmark field of the Congo Fan and Gulf of Mexico ([Hu et al., 2014](#); see also [Bayon et al., 2011](#)). However, caution must be taken, because syngenetic pyrite (i.e., formed directly with the water column of euxinic environments) may also incorporate Mo, As and Sb present in seawater ([Bernier et al., 2013](#)). However, in the latter case, the development of euxinic conditions induces pronounced enrichments in Mo and U, in particular. Consequently, to conclude that Mo, P, As and Sb are enriched via the iron shuttle process, U concentrations cannot be markedly enriched.

The basal samples of a few sections with marked enrichment in TOC and redox-sensitive trace metals, but no enrichment in productivity proxies (Ba, Ni, Cu), reflect reducing, oxygen-deprived conditions of deposition, with no indication of strong productivity. Thus organic-matter preservation must be ascribed to the absence of dissolved oxygen (probable euxinic conditions as echoed by the marked enrichments in redox-sensitive and/or sulfide-forming trace metals). Apart from these few samples (corresponding to the ammonite-rich level), most samples having higher enrichment factors in Mo than in U, recorded the particulate iron shuttle and, therefore, experienced conditions of depositions under oxic waters and with reducing conditions developing at shallow depth below the sediment-water interface. The samples of the top part of the southern sections show no interpretable authigenic enrichment in trace metals, which suggests deposition under fully oxygenated seawater.

5.4. Deep-water restriction/renewal

In addition to the oxygenation level of the basin, the degree of deep-water restriction may also be assessed through Mo and TOC concentrations. The degree of deep-water restriction has the potential to influence authigenic U–Mo enrichment of marine sediments. Other variables being equal, increasing restriction results in lesser degrees of trace metal enrichment in sediments owing to a reduced resupply of aqueous, trace metal species to the basinal water mass from the global ocean ([Algeo and Lyons, 2006](#); [Little et al., 2015](#)). However, water mass restriction is often correlated with other environmental variables such as redox conditions, and more reducing conditions in a restricted basin (especially within the suboxic–anoxic redox range) may enhance trace metal uptake and offset the effects of increasing restriction ([Algeo and Lyons, 2006](#)). Thus, assessments of the hydrographic, aqueous chemical, and redox conditions of a particular paleomarine system are best undertaken using a

combination of proxies and analytical approaches (Tribovillard et al., 2012; Little et al., 2015). A TOC vs. Mo diagram (Algeo and Lyons, 2006; Algeo et al., 2007) has been designed to visualize the paleo-degree of water mass restriction (Figure 128). This diagram is basing on the analysis of some well-known, present-day environment, being used as references. In such a TOC vs. Mo diagram, the main feature is a rather indistinct distribution for the samples of any section with TOC < 5% (Figure 128). However, we observe a dominant "Saanich Inlet-type" distribution for sections 3 and 4, suggesting moderate water mass restriction. Furthermore, the samples of section 3 with the highest TOC values straddle the areas of the diagram that reflect increasing restriction and dissolved-Mo drawdown. These samples suggest deposition under a somewhat more marked water-mass restriction. They are located in the bottom part of the section, which tends to indicate that the depositional environment underwent episodic limitation of water mass circulation during the deposition of the lower part of the Vaca Muerta Formation. The samples from sections 5 and 1 are distributed along a trend in-between the Framvaren Fjord and Black Sea pattern, suggesting a moderately restricted situation. The samples from the Covunco and 2 section show low TOC values, suggesting the absence of any limitation of water-mass circulation, but the TOC values may have been lowered by poor outcrop conditions as shown by high OI and low S1 values.

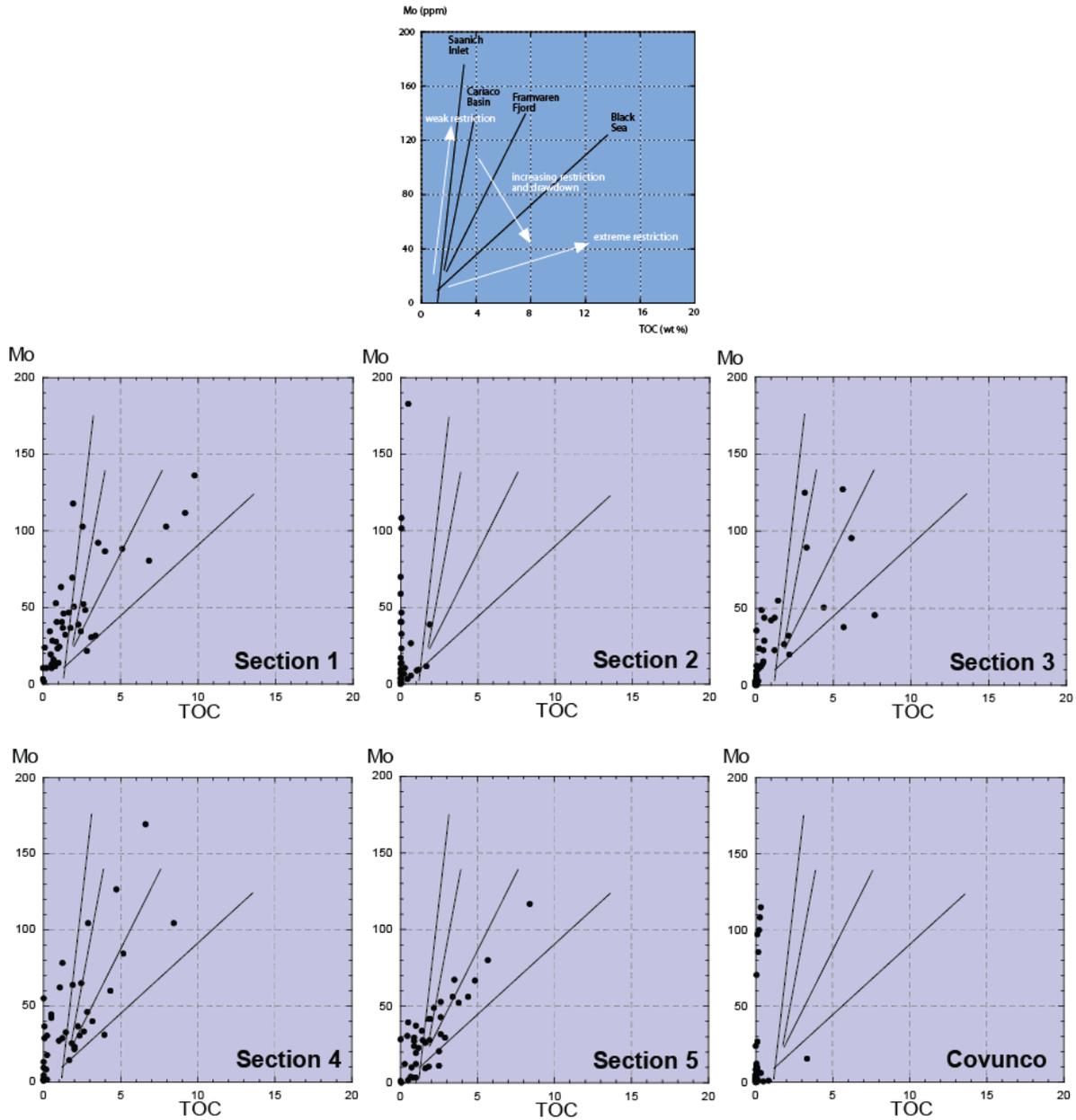


Figure 128: Total organic carbon contents vs. Mo concentrations ([TOC] vs. [Mo]) diagrams drawn for each section. The solid lines represent four present-day basins characterized by some restriction of the water mass circulation. The restriction severity increases from the Saanich Inlet to the Black Sea. See explanations in Algeo and Lyons (2006) and Algeo et al. (2007). The four settings used as reference (Saanich Inlet, Cariaco Basin, Framvaren Fjord and Black Sea) are characterized by increasing water mass restriction due to hydrological conditions. This restriction limits the dissolved Mo resupply from open sea, which may lead to its exhaustion in case of massive transfert from the water column down to the sediment.

5.5. Organic matter and stratigraphy

The overall distribution of organic matter (TOC values) in the study area shows a huge vertical and lateral variation in the Vaca Muerta interval (major T-R sequence I) (Appendix 2). According to sequence stratigraphy framework of the Picún Leufú Anticline (Krim et al., 2015, submitted), the high TOC values corresponds to the upper part of the TST and the lower part of the RST (Figure 129). The highest TOC value (>20%) is located in the TST below the main MFS of the study interval. Enrichment in organic matter is a result of three main factors: productivity, dilution and destruction (Bohacs et al., 2005; Tyson, 2005; Passey et al., 2010). According to Bohacs et al. (2005), dilution is the main control in proximal areas whereas primary organic production is dominant in the distal areas. This configuration allows concentrating organic matter (TOC) in the TST intervals in the proximal setting and in the HST in the distal setting. According to these authors, our data suggest that both dilution and production play a role. During increasing sea level, the Vaca Muerta was in “distal” configuration (sensu Bohacs et al., 2005) and organic production was the main factor that played a role in the organic matter accumulation. In contrast, the beginning of sea level fall initiated a “proximal” configuration (sensu Bohacs et al., 2005) and dilution was then the main control factor.

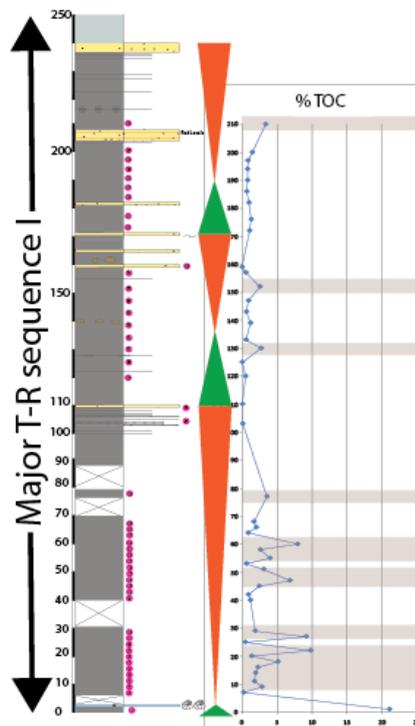


Figure 129: TOC distribution versus stratigraphy of section 1 showing the location of the richest TOC intervals. Sequence stratigraphy from Krim et al. (2015, submitted).

6. Conclusion

Our main results about the Vaca Muerta Fm. in the southern part of the Neuquén Basin may be recapitulated as follows:

1 - The formation has a rather good oil potential, thanks to relatively abundant organic matter stored in this mixed-ramp environment.

2 - The depositional environment evolved from early conditions propitious to a short-lived episode of euxinia, and (thence) organic matter storage in great proportions, that was recorded at various places, passing to conditions with oxygenated sea water and suboxic sediments (propitious to the particulate shuttle process and fairly good organic-matter accumulation), and ending with oxygenated water masses and oxic sediments with poor organic content.

3 – The water masses must have kept oxygenated (with the exception of the basal level) but some moderate restriction of seawater circulation may have been recorded, with little impact on sediment geochemistry.

4 – According to trace-element proxies, productivity must have remained at a modest level, through the deposition of the Vaca Muerta Fm. Consequently, organic matter storage was governed by favoring factors linked to sedimentation rates (dilution) and redox conditions (suboxic sediments).

5 – The composition of the clay-mineral assemblages, coupled to inorganic geochemistry allowed us to observe an evolution of the weathering/erosion at the regional scale, but no direct link could be established between climatic conditions affecting emerged lands and basinal deposition conditions conditioning organic matter accumulation.

Beyond the Vaca Muerta Fm. itself, the present work further supports the idea that a co-enrichment in Mo, As and Sb with no marked enrichment in U and V, is the signature of the iron shuttle process.

Appendix 1. Paleo-productivity and Paleoredox proxies

Section1

Sample Name	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	V EF	Zn EF	Mo EF	U EF	As EF	Sb EF	Pb EF
1	225,8	41,0	43,2	5,9	36,2	228,1	12,4	109,5	14,1	14,8
2	100,8	16,4	39,6	2,3	0,7	19,3	4,4	15,3	6,9	3,9
3	286,3	28,6	27,6	2,2	0,3	17,1	1,7	8,6	7,2	2,0
4	314,4	30,1	55,4	1,8	0,4	25,7	2,1	11,4	8,1	2,2
5	566,8	41,3	32,6	2,3	1,1	91,0	3,3	18,0	12,2	2,1
6	354,1	28,8	53,2	2,0	0,3	28,5	2,6	8,6	5,4	1,4
7	256,8	42,4	44,9	2,8	0,8	72,7	2,7	6,8	7,0	0,9
8	284,8	31,6	21,1	1,3	0,3	33,3	2,5	5,0	3,3	1,0
9	397,5	35,8	127,3	3,4	0,7	108,3	4,0	10,7	9,0	1,3
10	185,4	13,2	72,9	2,4	0,5	54,9	2,8	10,9	5,2	1,2
11	298,3	37,3	109,5	4,8	3,8	93,6	3,4	12,6	16,0	1,5
12	296,8	29,2	58,9	2,5	1,5	54,7	2,5	13,0	8,8	1,3
13	325,6	30,8	51,7	1,8	0,4	44,8	2,4	11,5	5,1	1,4
14	328,6	30,3	34,8	1,7	0,4	28,4	2,0	8,5	3,5	1,7
15	247,6	23,6	21,8	1,9	0,7	30,6	2,6	8,4	9,2	1,7
17	252,1	22,4	39,2	3,6	4,7	71,4	3,9	6,7	10,4	1,3
18	258,1	18,0	47,5	1,5	0,4	22,4	3,3	3,1	4,6	0,8
19	276,2	17,8	28,5	1,1	0,3	10,2	1,8	4,6	3,4	1,4
20	309,2	23,7	46,5	1,9	0,8	65,1	3,3	9,2	3,7	1,5
21	288,4	21,0	35,9	1,5	0,4	37,7	2,6	6,2	4,0	1,0
22	332,8	24,1	36,1	3,2	3,5	79,0	6,0	13,4	7,3	1,1
23	331,5	15,8	50,5	1,6	0,4	37,6	2,4	11,0	8,5	1,0
24	320,8	22,8	37,9	2,2	0,5	36,7	3,6	9,8	5,5	1,2
25	305,5	28,1	46,4	2,9	5,7	32,7	3,5	8,1	6,3	1,3
26	313,6	28,0	31,9	2,8	6,7	62,6	3,1	12,6	6,9	1,9
27	251,3	18,6	30,4	1,2	1,4	23,3	1,4	13,6	5,1	1,9
28	385,9	10,8	8,7	0,5	0,4	1,3	0,8	3,8	1,7	0,6
29	209,6	10,7	40,1	1,9	0,8	28,6	2,6	13,9	6,0	2,0
30	413,4	12,8	129,3	0,3	0,4	2,7	0,9	6,5	3,1	1,0
31	333,4	25,3	35,6	1,9	7,6	34,4	2,0	9,8	5,8	1,5
32	282,2	16,4	26,4	0,9	0,4	8,8	1,5	5,4	3,4	0,8
33	326,5	25,3	24,0	2,0	2,1	27,7	2,3	8,4	5,6	0,8
34	323,9	21,4	26,2	1,7	0,5	20,8	2,0	7,8	5,6	1,2
36	367,5	25,6	26,4	2,0	1,4	16,8	1,9	10,1	7,1	1,2
37	329,1	23,7	20,7	2,5	4,6	78,7	4,0	7,9	7,2	1,4
38	253,2	17,9	22,8	1,1	0,4	8,0	1,7	3,7	3,2	1,1
39	304,1	8,8	55,8	0,3	0,3	10,1	1,3	11,7	5,4	1,6
40	278,4	25,7	31,4	1,4	2,4	17,8	1,7	8,7	4,5	1,1
41	279,8	19,2	23,6	1,5	2,9	25,6	2,0	8,6	5,3	1,4
42	251,0	22,7	28,0	2,0	2,4	10,0	1,7	6,6	2,5	1,0
43	268,7	17,3	12,3	1,1	0,5	11,4	1,6	6,8	3,0	1,9
44	248,2	22,2	27,0	1,2	0,6	8,0	1,6	5,3	3,0	1,1
45	260,6	16,9	21,9	1,0	1,3	9,4	1,5	7,1	2,3	0,8
46	189,2	11,1	11,3	0,7	2,6	21,4	1,7	4,7	3,7	0,7
47	266,4	20,0	30,4	1,0	4,8	22,4	1,7	7,5	3,7	1,1
48	253,8	31,7	45,9	1,0	9,4	24,2	1,3	9,2	4,2	1,2

Section 2

Sample Name	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	V EF	Zn EF	Mo EF	U EF	As EF	Sb EF	Pb EF
1	212,3	373,8	63,1	1,8	9,5	51,8	3,9	19,2	7,9	5,3

Chapitre cinquième- Caractérisation géochimique de la formation de la Vaca Muerta

2	182,5	28,1	40,9	2,2	0,9	68,6	3,2	13,1	7,2	2,5
3	220,4	21,1	104,8	2	1,7	50,2	6,7	16,1	7,6	1,2
4	619,7	26,3	156,8	2,5	0,8	127,5	4,9	16,7	6,7	1,3
5	449,8	21,3	128,1	2,2	0,9	138,6	4,3	15,9	6,5	1,2
6	321,5	5,7	11,8	0,9	0,3	2,6	1,5	1	1,6	0,7
7	315,4	13,9	23,3	0,5	0,3	13,6	1,3	7,7	3,2	0,9
8	351,7	21,7	81,6	2,3	2,7	79,5	4,2	21,7	6,5	1,6
9	442,7	8	21,6	1,1	0,7	17	2,6	12,7	4,1	1
10	343,6	26,9	75,6	2,4	1,1	130,2	5,3	10,5	4,7	1
11	372,8	12,3	8	0,5	0,3	1,1	1	3,1	1,4	0,6
12	347,9	11,1	18,2	0,4	0,8	6,9	1	4,9	2	1,7
13	146,9	13,1	58,3	1,8	9,1	58,8	2,3	12,8	5,6	1,9
14	269,9	20,4	9,6	0,4	0,3	4,5	1,1	5,5	3,3	1,1
15	142,3	12,2	43,1	1,5	3,3	35	1,8	32,1	4,5	2
16	331,1	24,7	19,8	1,7	1,5	18,5	2,2	6,4	4,7	1,3
17	296,9	30,5	29,7	1,2	0,7	7,3	1,3	7,2	3,6	1
18	343,9	23,2	24,7	2,4	0,6	27,7	1,9	9	7,3	0,9
19	211,5	11,5	30,5	0,6	0,4	12,6	1,3	16,2	6	1,4
20	149,4	< L.D.	13	0,4	0,5	5	1,2	5	2,3	0,9
21	263,4	22,9	12,8	0,6	0,4	6	1,2	5,5	2,1	1,3
22	411,1	6,8	14,2	0,2	0,3	6,3	0,9	4,8	1,8	1
22bis	392,6	6,2	7,2	0,3	0,3	1,5	1,1	2,1	1,3	0,8
23	133,2	10,9	104,4	1	2	41	1,8	9,3	3,1	1
24	119,3	8	29,8	1,2	1	14,1	1,8	8,5	2,9	1,1
25	259,9	25,1	12,1	1	0,7	8,4	1,8	5,9	2,4	0,9
26	217,1	8,3	19,9	1,1	1,8	17,2	1,9	6,5	1	1,2
27	236,8	18,6	16,3	0,7	0,6	2,3	1	4,1	1,9	1,1
28	240,2	18,2	14,3	0,8	0,5	3,9	1,4	2,3	1,9	0,9
29	102,1	8,9	9,9	0,9	1,5	8,5	1,2	5,3	1	1,1
30	127	< L.D.	10,6	0,6	1,3	2,4	0,9	5	1	0,9
31	756	11,1	16,8	0,4	0,5	2,7	1,3	6,5	2,7	1,3
32	299,1	12,7	11,4	0,6	0,5	0,8	0,7	2,9	2	1

Section 3

Sample Name	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	V EF	Zn EF	Mo EF	U EF	As EF	Sb EF	Pb EF
1	331,7	62,12	109,5	9,3	244,7	235,4	9,9	74,9	16,3	296,3
2	85,96	1	5,19	0,4	5,1	6,2	3,7	22,5	1,8	5,6
3	224,3	46,26	20,43	5,3	10,0	42,0	3,8	11,8	9,3	6,0
4	97,1	15,35	25,92	3,0	0,7	26,5	4,1	18,0	9,2	4,9
5	244,4	32,35	13,68	3,6	0,9	31,2	2,9	7,5	10,9	1,6
6	168,8	17,53	32,19	2,6	2,8	54,8	3,1	12,6	7,9	2,5
7	265,7	21,21	41,41	3,1	1,6	35,8	4,2	16,3	12,3	2,6
8	317,8	32,32	29,38	2,4	0,5	19,4	2,7	10,0	7,9	2,0
9	677,5	31,04	21,69	3,7	0,3	37,2	3,1	8,4	10,5	1,3
10	469,3	27,69	28,16	2,2	0,5	89,9	3,7	12,4	6,7	1,8
11	351,3	27,49	25,84	2,2	0,5	33,1	2,5	14,7	6,6	1,4
12	313,4	34,62	29,64	4,0	0,7	97,4	5,6	11,5	12,8	1,2
13	319,6	19,73	27,57	1,4	0,4	15,3	2,7	4,1	3,4	1,3
14	304,9	23,56	35,41	1,6	0,6	41,2	3,6	8,4	6,2	1,5
16	307,6	22,57	39,48	3,5	1,1	70,4	4,7	5,9	7,9	1,1
17	605,9	9,789	34,41	2,2	0,5	24,2	3,0	10,9	8,0	1,3
18	317,7	25,22	21,57	3,4	2,8	64,7	3,9	9,5	7,7	1,6
19	405,6	10,14	7,376	0,5	0,3	1,1	1,1	2,8	1,6	0,6
20	279,3	19,16	23,14	2,1	4,3	26,5	3,1	5,2	10,9	0,5
21	353,6	13,12	23,74	1,5	0,4	14,9	2,0	9,0	5,6	1,7
22	399,2	11,72	24,08	0,5	0,3	1,1	0,8	10,6	2,7	1,0
23	331	21,34	6,901	0,4	0,3	1,2	0,9	2,6	1,8	0,8

Chapitre cinquième- Caractérisation géochimique de la formation de la Vaca Muerta

24	350,7	24,68	16,06	1,3	0,5	31,1	2,0	11,3	6,9	2,0
25	340,6	19,91	14,69	2,0	1,3	34,9	2,4	7,3	5,8	1,1
26	439,9	1	7,577	0,3	0,3	2,4	0,9	2,5	1,6	0,8
27	233,6	5,142	10,02	0,8	1,3	14,7	1,9	6,6	2,1	1,4
28	289,2	21,57	19,11	1,4	0,5	16,4	2,0	7,2	4,7	0,8
29	286,8	15,92	9,697	0,9	0,8	11,5	1,6	3,0	4,1	1,9
30	180,6	9,825	5,606	0,3	0,3	0,7	1,5	4,2	1,8	0,7
31	138,9	1	12,86	0,9	0,9	16,1	2,1	9,0	2,2	1,8
32	241,8	18,78	13,24	1,0	1,2	20,2	1,8	10,3	3,6	1,8
33	108,4	1	11,09	0,7	1,2	18,5	1,6	7,4	2,1	1,2
34	413,4	5,623	8,077	0,3	0,4	2,5	0,8	3,3	1,7	1,1
35	226,9	17,02	17,36	0,7	0,6	7,7	1,5	4,2	2,4	1,0
36	246,2	18,91	16,23	0,7	0,6	7,1	1,0	5,7	2,4	1,5
37	145,7	8,907	18,1	1,1	1,8	17,5	1,6	9,2	1,5	1,1
38	228,3	17,73	8,032	0,6	3,1	25,8	1,5	9,6	4,8	1,6
39	135,9	7,364	19,24	0,9	1,2	19,9	1,7	8,9	1,5	1,2
40	213,6	18,69	21,67	0,7	4,8	8,7	1,3	7,4	3,1	1,2
41	264,7	17,5	13,75	0,6	0,6	1,7	0,9	4,2	1,9	1,1
42	384,4	10,33	6,994	0,5	0,3	1,6	0,9	2,9	1,9	1,1
43	394	10,25	20,75	0,5	0,4	1,0	0,9	3,2	1,7	1,1
44	852,5	9,88	8,724	0,4	0,4	1,3	0,9	4,2	2,2	1,5
45	693,1	18,65	20,69	0,5	0,5	1,5	0,8	6,5	2,8	2,0
46	296	11,22	7,872	0,5	0,4	0,6	0,8	3,1	1,7	1,1
47	252,5	7,569	8,871	0,4	0,4	1,4	0,9	4,7	1,9	1,2
48	218,2	1	9,685	0,4	3,8	1,3	2,0	9,6	2,9	1,4
49	372,3	9,234	7,021	0,4	0,3	0,9	0,8	2,1	1,4	1,0
50	314,3	1	5,345	0,4	0,0	0,9	0,7	4,7	1,0	1,6
51	97,73	1	6,953	0,6	48,0	1,5	2,4	11,1	2,0	1,4
52	433	5,907	1	0,4	0,5	0,5	1,0	2,2	1,2	0,7
53	575,5	1	1	0,3	0,0	0,1	0,5	1,5	0,6	0,6
54	418,8	22,71	8,201	0,9	0,9	0,1	0,9	0,7	4,3	0,4
55	575,1	5,722	6,654	0,5	0,4	1,4	3,0	6,1	1,9	1,2
56	292	1	8,1	0,5	0,3	1,2	2,0	4,1	2,0	1,1
57	287,6	5,926	9,151	0,5	0,4	0,7	2,2	4,5	0,7	0,8
58	1014	1	1	0,3	0,5	0,1	0,9	0,9	0,7	0,4
59	393,7	15,81	1	0,6	0,0	0,6	0,9	6,4	1,5	0,8

Section 4

Sample Name	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	V EF	Zn EF	Mo EF	U EF	As EF	Sb EF	Pb EF
1	172,6	15,32	27,41	1,5	3,8	10,1	2,3	12,1	4,8	3,7
2	507,2	19,79	49,64	2,9	1,7	33,3	2,6	18,1	9,5	4,5
3	930,7	24,88	27,28	2,6	0,4	22,9	3,3	8,3	8,7	3,4
4	1257	15,94	48,76	2,4	1,6	41,8	2,5	10,3	7,1	3,2
5	321,1	29,83	62,73	2,5	1,5	75,6	3	14,4	7,3	3,9
6	799	20,79	47,24	2,2	0,4	34,8	3	10,2	5,3	1
7	391,1	24,53	60,29	2,8	2,9	69,1	2,8	8,2	7	1,1
8	325,7	22,36	23,83	3,7	0,5	98,8	4,6	7,1	8,8	1,6
9	335,5	30,25	53,75	2,4	0,4	48,3	3,2	9,7	4,7	1,5
10	303,8	34,35	49,82	4,6	0,7	86,2	3,7	13,1	13,6	1,3
11	331,7	29,87	67,51	2,3	0,4	57,4	3,4	8,7	5,7	1,6
12	322,5	39,97	53,19	1,9	0,6	24,5	3,1	7,8	5,4	1,1
13	320	19,98	38,14	2,4	1,2	32,9	2,7	7,3	8,3	1,3
14	447,8	28,98	45,94	2,7	2,2	135,1	3,4	9,1	7,8	1,5
15	392,8	25,3	25,67	2	0,6	47,8	2,8	9,2	7,2	1
16	402,8	19,39	32,88	3	0,6	43,4	3,3	12,4	7	1,3
17	309,2	23,04	27,47	1,8	1	18	3,1	4,5	4,7	1,1
18	318,3	23,92	18,51	2,8	5	29,1	3	7,9	5,7	2,3

Chapitre cinquième- Caractérisation géochimique de la formation de la Vaca Muerta

19	408,4	11,21	10,96	0,6	0,3	1,6	0,9	3,5	1,9	1
20	1103	8,718	13,65	0,5	0,4	1,8	1	2,5	1,9	0,6
21	188,1	6,552	56,24	2,3	18,7	138,4	4,3	9,6	6,8	1,3
22	323,8	55,64	15,55	1,4	0,4	12,7	1,8	5,5	3,8	2,1
23	149,5	11,83	33,76	1,9	0,9	20,3	2,1	20,6	5,8	2
24	379,7	8,841	10,54	0,5	0,3	0,9	1	3,4	1,6	1
25	347,4	15,84	21,26	1,2	0,6	20,1	1,6	7,4	4,2	1,4
26	335,8	21,06	50,8	1,5	3,8	15,8	1,8	6,8	4,7	1,2
27	338,5	14,46	27,67	1,7	1,3	26	1,8	9,9	7,2	1,2
28	323,7	18,31	26,32	1,5	3,1	45,4	2,1	8,6	4,1	1
29	346,9	30,69	12,53	1,7	0,4	18	2	6	4,7	0,9
30	419,6	6,129	16,9	0,3	0,2	3,7	0,8	3,6	2,2	0,9
31	147,6	11,61	33,59	1,9	0,7	33,2	3	7,3	4,1	1,1
32	275,9	13,72	44,63	1,2	0,9	22,7	2,4	10,2	3,5	1,3
33	321,2	26,72	18,86	1,3	2,3	31,8	2,4	11,4	4	1,5
34	274,3	25,05	12,62	1,7	3,3	20,8	2	8,2	4	0,8
35	180,7	30,48	8,112	0,5	0,4	1,9	1,9	11,6	1	1,1
36	121,4	6,594	10,49	0,9	1,5	6	1,4	5,2	1	1,2
37	263,8	16,09	17,26	1,2	0,7	10,2	1,9	8	2,9	1,3
38	273	16,23	14,2	1,1	8,5	23,1	1,5	6,6	4,2	1,3
39	5940	6,703	7,989	0,3	0,3	0,8	0,7	2,8	1,6	1
40	464,8	< L.D.	13,91	0,9	1,6	20	1,4	7,3	1	1

Section 5

Sample Name	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	V EF	Zn EF	Mo EF	U EF	As EF	Sb EF	Pb EF
1	242,2	109,1	35,6	7,3	9,0	109,8	9,9	10,7	16,3	35,7
2	1078	27,63	23,97	1,4	1,0	8,4	2,0	14,1	6,8	4,2
3	2094	17,16	35,56	1,8	0,4	19,6	2,1	5,3	4,3	1,3
4	529,5	40,18	63,24	2,5	7,2	48,6	4,1	13,0	5,8	2,9
5	525	33,12	37,18	2,4	0,3	48,5	2,9	8,9	7,0	2,4
6	1034	30,06	56,61	2,2	0,4	24,0	2,6	9,2	5,3	0,9
7	473,9	22,63	27,96	1,5	0,4	30,7	2,2	7,0	6,4	0,9
8	475,9	18,47	42,52	2,4	0,5	40,0	1,9	8,7	6,1	1,0
9	556,3	26,69	28,71	2,2	0,4	20,8	2,6	5,7	6,7	0,7
10	308,8	24,63	41,94	2,4	0,5	27,0	2,3	9,7	7,2	1,1
11	1918	21,95	30,48	1,3	0,4	19,3	2,1	3,9	3,7	1,0
12	302	52,18	69,44	3,9	2,3	40,6	4,7	10,9	9,5	1,2
13	614,1	23,18	35,11	1,3	0,4	13,8	2,3	3,3	3,3	0,9
14	277,7	22,46	20,26	2,5	0,6	31,8	3,2	12,0	6,9	1,1
15	326,2	21,35	14,52	2,3	0,4	21,5	3,6	7,7	4,2	0,7
16	302,1	17,22	36,53	1,6	0,4	39,6	2,4	7,8	4,7	1,1
17	327,9	12,35	42,78	3,3	4,2	90,4	4,1	12,1	8,3	1,3
18	308,5	26,23	47,26	1,7	0,4	21,4	3,4	5,8	4,4	0,6
19	415,4	14,89	31,61	2,2	0,4	60,6	2,5	7,1	5,6	0,7
20	330,5	17,21	30,99	1,8	1,1	24,4	2,4	7,4	5,2	1,1
21	305,7	10,21	8,162	0,5	0,4	1,0	0,8	2,5	1,7	0,6
22	163,1	11,54	48,51	1,9	1,6	35,1	2,3	11,9	5,3	1,7
23	298,4	8,129	9,225	0,4	0,3	0,0	0,9	4,3	1,5	0,6
24	392,6	12,87	35,68	1,6	1,3	29,8	1,8	13,1	6,9	1,7
25	769	12,42	30,61	0,9	0,9	18,8	2,0	6,6	4,2	1,0
26	612,7	52,99	18,54	1,5	1,2	16,9	2,0	9,4	5,0	0,7
27	554,5	20,32	40,22	1,8	2,9	29,7	1,9	7,5	8,5	0,7
28	338,7	21,04	24,64	1,1	0,5	21,8	1,8	6,2	4,2	0,5
29	409,7	16,3	24,89	1,1	0,5	16,3	1,5	7,3	4,4	0,7
30	449,9	19,07	24,01	1,4	4,4	34,0	1,9	5,1	4,0	1,1
31	298	11,37	21,58	1,7	0,9	40,2	2,2	7,0	5,8	0,6
32	384,6	8,8	16,61	0,6	0,6	9,3	1,3	3,4	2,9	0,9

Chapitre cinquième- Caractérisation géochimique de la formation de la Vaca Muerta

33	299,8	19,76	19,33	1,3	0,5	8,7	2,0	4,4	3,4	1,0
34	392,1	15,65	29,4	1,1	0,8	15,0	2,5	3,6	3,1	0,8
35	206,5	14,3	11,07	0,9	0,6	7,8	1,7	4,6	2,3	0,6
36	192,9	13,65	22,12	0,6	0,6	3,0	1,2	4,9	2,0	1,0
37	1182	8,224	13,78	0,5	0,6	2,0	1,1	4,1	1,8	0,9
38	234,6	15,83	46,1	0,8	0,6	6,6	1,4	6,1	2,3	1,1
40	282,9	12,49	26,75	0,7	0,5	2,9	1,0	4,3	2,0	1,2
41	259,9	15,96	26,75	0,6	0,9	2,4	1,0	4,0	1,7	1,1
42	297,7	16,16	23,28	0,6	1,0	6,5	1,1	5,6	2,1	1,1

Covunco

Sample Name	Ba (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	V EF	Zn EF	Mo EF	U EF	As EF	Sb EF	Pb EF
Cov1	593,5	23,2	39,1	4,1	154,0	27,7	7,4	62,6	9,1	13,6
Cov2	122,6	12,9	41,0	1,8	9,9	7,7	4,0	33,4	7,2	4,1
Cov3	308,6	23,5	17,1	0,8	0,4	5,6	1,0	9,9	3,1	1,5
Cov4	410,3	13,1	9,3	0,4	0,3	4,2	0,8	7,8	2,7	1,2
Cov5	343,7	22,3	21,7	0,7	0,3	3,2	0,9	4,3	2,4	0,7
Cov6	248,9	34,5	112,4	4,8	3,1	83,3	5,6	14,7	9,8	1,4
Cov7	278,6	33,2	110,8	3,6	0,4	71,3	2,6	11,4	10,2	1,3
Cov8	285,8	41,4	111,5	7,4	2,7	107,4	6,4	20,4	13,8	1,4
Cov9	179,1	30,2	87,7	3,8	1,0	77,9	5,3	17,8	9,9	1,3
Cov10	210,4	28,1	78,8	2,3	0,5	81,2	3,0	12,7	4,6	1,2
Cov11	148,2	16,3	19,7	0,7	0,5	26,1	1,2	13,9	3,2	1,0
Cov12	168,0	17,4	43,2	1,3	0,7	30,0	3,5	8,5	2,7	1,2
Cov13	174,1	20,8	116,2	4,2	1,2	90,3	3,5	25,1	10,2	1,3
Cov14	781,1	19,5	45,7	1,7	0,6	22,3	2,8	12,5	7,2	1,3
Cov15	198,2	11,8	23,2	1,0	0,6	12,7	6,2	12,1	4,9	1,3
Cov16	1036,0	11,1	7,4	0,3	0,8	3,3	0,5	4,2	3,4	1,0
Cov17	292,5	18,2	28,0	1,5	0,4	6,5	3,7	12,6	4,8	1,4
Cov18	618,0	8,8	22,7	2,1	1,3	30,1	3,9	17,9	5,5	1,5
Cov19	84,5	6,0	13,6	1,5		5,8	4,8	15,3		1,8
Cov20	79,2	6,3	18,4	1,0	3,5	4,6	5,2	18,2		1,5
Cov21	51,6	6,3	9,6	1,1		4,7	3,2	8,3		1,1
Cov22	340,3	19,8	27,1	1,6	11,5	15,3	4,1	14,4	5,1	1,3
Cov23	45,5	7,4	10,9	1,0	0,7	8,9	3,0	7,1		1,1
Cov24	212,9	28,9	25,1	1,0	0,5	7,8	1,6	7,6	3,3	1,0
Cov25	265,5	21,2	35,9	1,3	3,0	1,8	2,4	7,5	3,2	0,9
Cov26	143,0	12,9	13,6	0,6	0,5	1,8	2,1	7,0	2,5	1,1
Cov27	277,8	15,6	13,7	0,5	0,4	1,0	0,9	5,7	2,2	0,9
Cov28	317,3	13,9	14,9	0,5	0,4	0,8	1,1	4,4	2,7	1,0
Cov29	221,5	12,0	8,1	0,5	0,3	0,6	1,4			0,4
Cov30	222,3	29,3	18,1	0,8	28,0	2,4	1,5	8,2	3,0	1,2
Cov31	368,8	14,4	14,7	0,7	1,2	2,1	1,8	9,3	2,9	1,2
Cov32	243,3	20,5	15,5	0,6	0,5	0,7	0,8	4,1	1,5	0,6
Cov33	232,6	20,3	31,1	1,0	8,8	3,7	1,2	7,3	2,7	1,0
Cov34	1045,0	17,5	21,4	0,6	0,3	0,4	1,1	1,5		0,9
Cov35	215,5	14,7	7,4	0,5	0,4	0,4	1,1	2,4		0,8
Cov36	271,7	27,2	19,7	0,8	1,2	0,6	1,4	1,8	1,3	1,2
Cov37	284,9	20,8	20,9	0,8	2,2	2,0	1,5	27,2	3,4	2,1
Cov38	217,8	17,0	15,8	0,6	0,4	0,4	1,0			0,8

Appendix 2. Rock-Eval pyrolysis data

Section 1

Sample Name	TOC %wt	S1 mgHC/groch	S2 mgHC/groch	PI	TMAX ° C	HI mgHC/gCOT	OI mgCO2/gCOT
1	21,05	3,29	118,7	0,03	415	564	43
2	0,23	0,01	0,21	0,04	439	91	243
3	2,84	0,17	8,45	0,02	421	298	64
4	1,76	0,04	1,82	0,02	431	103	164
5	1,93	0,03	1,94	0,02	431	101	205
6	2,26	0,13	3,45	0,04	423	153	123
7	5,13	1,1	25,76	0,04	413	502	47
8	1,36	0,03	1,07	0,03	428	79	152
9	9,8	2,5	62,23	0,04	416	635	14
10	0,44	0,01	0,71	0,02	440	161	186
11	9,16	2,05	54,25	0,04	417	592	26
12	1,87	0,03	2,25	0,01	431	120	202
13	1,19	0,02	0,9	0,02	436	76	234
14	0,9	0,01	0,52	0,02	436	58	213
15	2,46	0,08	8,11	0,01	421	330	63
16	6,83	1,04	36,87	0,03	416	540	45
17	3,10	0,08	7,37	0,01	431	238	89
18	0,62	0,02	0,37	0,06	432	60	115
19	3,99	0,15	9,74	0,02	418	244	115
20	2,61	0,05	4,82	0,01	428	185	115
21	7,93	0,95	32,82	0,03	409	414	72
22	0,86	0,01	0,45	0,03	434	52	214
23	2,02	0,03	1,78	0,02	435	88	155
24	1,68	0,03	1,15	0,03	429	68	147
25	3,56	0,08	5,41	0,01	434	152	100
26	0,09	0,00	0,02	0,16	508	22	667
27	0,07	0,00	0,03	0,13	323	43	271
28	0,50	0,01	0,03	0,13	499	6	96
29	0,02	0,00	0,02	0,13	444	100	850
30	2,74	0,07	6,42	0,01	423	234	83
31	0,56	0,02	0,41	0,04	427	73	104
32	1,21	0,02	1,23	0,02	435	102	157
33	0,62	0,02	0,34	0,05	429	55	158
34	0,92	0,02	0,82	0,02	434	89	168
35	2,56	0,04	2,54	0,01	430	99	179
36	0,54	0,01	0,27	0,05	430	50	143
37	0,01	0,00	0,02	0,16	444	200	2500
38	1,08	0,02	0,99	0,02	438	92	132
39	1,30	0,03	1,75	0,02	433	135	107
40	0,99	0,03	0,99	0,03	429	100	118
41	0,68	0,02	0,35	0,05	433	51	215
42	0,79	0,02	0,39	0,05	432	49	139
43	0,79	0,02	0,34	0,04	432	43	209
44	0,85	0,03	1,59	0,02	434	187	93
45	1,47	0,04	1,62	0,03	418	110	92
46	3,38	0,16	14,54	0,01	414	430	12

Section 2

Sample Name	TOC %wt	S1 mgHC/groch	S2 mgHC/groch	PI	TMAX ° C	HI mgHC/gCOT	OI mgCO2/gCOT
1	0,04	0	0,03	0,1	492	75	1300
2	0,03	0	0,02	0,12	376	67	1500

Chapitre cinquième- Caractérisation géochimique de la formation de la Vaca Muerta

3	0,03	0	0,03	0,14	589	100	1233
4	0,04	0	0,02	0,17	497	50	1275
5	0,04	0	0,02	0,14	494	50	1425
6	0,01	0,01	0,01	0,41	404	100	400
7	0,01	0	0,01	0,22	388	100	1900
8	0,03	0	0	0,24	495	0	1500
9	0,02	0,01	0,02	0,25	473	100	750
10	0,51	0,01	0,1	0,1	483	20	308
11	0,03	0	0,03	0,09	341	100	533
12	0,01	0	0,01	0,24	494	100	700
13	0,04	0	0,02	0,11	495	50	1375
14	0,06	0,01	0,01	0,47	395	17	217
15	0,04	0	0,01	0,26	395	25	1000
16	0,65	0,01	0,25	0,04	430	38	205
17	0,28	0,01	0,05	0,1	431	18	261
18	1,87	0,03	2,71	0,01	434	145	136
19	0,06	0	0,04	0,08	338	67	700
20	0,03	0	0,03	0,14	495	100	667
21	1,06	0,02	0,93	0,02	426	88	135
22	0,03	0	0,01	0,16	392	33	567
22 bis	0	0	0,02	0,17	361	0	0
23	0,04	0	0,01	0,1	432	25	1875
24	1,16	0,07	4,53	0,01	419	391	45
25	1,67	0,03	2,34	0,01	433	140	159
26	0,2	0,01	0,32	0,02	438	160	260
27	0,45	0,01	0,17	0,05	434	38	160
28	0,67	0,02	0,36	0,04	428	54	161
29	0,05	0	0,01	0,12	404	20	620
30	0,04	0	0,03	0,09	603	75	900
31	0,03	0	0,03	0,12	412	100	800
32	0,03	0	0,02	0,12	375	67	367

Section 3

Sample Name	TOC %wt	S1 mgHC/groch	S2 mgHC/groch	PI	TMAX ° C	HI mgHC/gCOT	OI mgCO2/gCOT
1	24,53	4,89	123	0,04	409	501	48
2	0,04	0,01	0,03	0,25	425	75	750
3	7,67	0,55	41,37	0,01	415	539	43
4	0,08	0,01	0,1	0,09	443	125	650
5	5,69	0,43	23,63	0,02	420	415	68
6	0,98	0,08	2,68	0,03	435	273	79
7	0,25	0,03	0,37	0,08	440	148	308
8	1,83	0,06	2,5	0,02	428	137	123
9	4,38	0,3	17,2	0,02	416	393	66
10	3,18	0,15	7,25	0,02	424	228	112
11	1,21	0,04	1,09	0,04	428	90	143
12	5,6	0,23	17,78	0,01	418	318	86
13	1,25	0,03	1,16	0,03	434	93	131
14	1,44	0,04	1,39	0,03	432	97	142
15	0,11	0,02	0,31	0,06	427	282	218
16	6,16	0,15	15,98	0,01	420	259	92
17	0,42	0,03	0,76	0,04	433	181	107
18	3,26	0,08	6,03	0,01	426	185	113
19	0,03	0,01	0,04	0,2	424	133	533
20	2,12	0,09	5,18	0,02	432	244	99
21	2,17	0,05	5,27	0,01	421	243	44
22	0,03	0,01	0,04	0,2	454	133	767
23	0,02	0,01	0,03	0,25	406	150	900

Chapitre cinquième- Caractérisation géochimique de la formation de la Vaca Muerta

24	0,56	0,02	0,3	0,06	437	54	196
25	0,39	0,02	0,14	0,13	430	36	221
26	0,01	0,01	0,02	0,33	392	200	2100
27	0,07	0,01	0,1	0,09	449	143	914
28	0,49	0,02	0,14	0,13	485	29	208
29	0,52	0,04	0,45	0,08	433	87	106
30	0,1	0,04	0,03	0,57	418	30	230
31	0,04	0,01	0,04	0,2	441	100	825
32	0,55	0,07	0,2	0,26	436	36	227
33	0,08	0,01	0,04	0,2	439	50	500
34	0,01	0,01	0,02	0,33	493	200	2100
35	0,32	0,04	0,07	0,36	506	22	175
36	0,23	0,03	0,05	0,38	432	22	152
37	0,08	0,02	0,07	0,22	437	88	513
38	0,08	0,03	0,02	0,6	421	25	450
39	0,07	0,02	0,04	0,33	440	57	514
40	0,12	0,02	0,03	0,4	427	25	208
41	0,16	0,02	0,05	0,29	430	31	175
42	0,05	0,03	0,02	0,6	525	40	320
43	0,04	0,03	0,03	0,5	427	75	500
44	0,03	0,02	0,02	0,5	424	67	667
45	0,08	0,01	0,02	0,33	435	25	325
46	0,06	0,01	0,03	0,25	428	50	283
47	0,04	0,01	0,04	0,2	424	100	450
48	0,05	0,01	0,04	0,2	424	80	440
49	0,01	0,01	0,02	0,33	408	200	1600
50	0,02	0,01	0,02	0,33	397	100	800
51	0,05	0,01	0,04	0,2	423	80	440
52	0,02	0,01	0,02	0,33	407	100	950
53	0,01	0,02	0,03	0,4	381	300	2100
54	0,02	0,01	0,03	0,25	410	150	1000
55	0,05	0,01	0,05	0,17	427	100	540
56	0,06	0,01	0,07	0,13	427	117	400
57	0,05	0,01	0,04	0,2	421	80	500
58	0,04	0,01	0,04	0,2	339	100	475
59	0,05	0,01	0,07	0,13	372	140	500

Section 4

<i>Sample Name</i>	<i>TOC %wt</i>	<i>S1 mgHC/groch</i>	<i>S2 mgHC/groch</i>	<i>PI</i>	<i>TMAX ° C</i>	<i>HI mgHC/gCOT</i>	<i>OI mgCO2/gCOT</i>
1	0,19	0,00	0,24	0,01	442	126	300
2	0,07	0,00	0,06	0,04	442	86	729
3	2,35	0,07	4,21	0,02	427	179	111
3 Bis	0,17	0,00	0,20	0,02	437	118	247
4	0,05	0	0,03	0,07	451	60	1060
5	2,91	0,06	5,38	0,01	430	185	140
6	2,82	0,11	6,48	0,02	425	230	94
7	5,15	1,11	27,19	0,04	413	528	31
8	4,70	0,31	12,39	0,02	424	264	103
9	1,87	0,09	2,00	0,04	423	107	152
10	8,45	1,40	51,26	0,03	418	607	22
11	1,24	0,04	1,26	0,03	429	102	165
12	2,61	0,09	5,96	0,02	428	228	90
13	3,16	0,13	11,82	0,01	419	374	58
14	6,63	0,31	27,83	0,01	415	420	59
15	4,31	0,29	15,13	0,02	413	351	80
16	1,06	0,02	0,51	0,03	438	48	223
17	1,84	0,04	3,53	0,01	436	192	106

Chapitre cinquième- Caractérisation géochimique de la formation de la Vaca Muerta

18	0,52	0,01	0,11	0,06	420	21	246
19	0,03	0,00	0,01	0,11	458	33	533
20	0,03	0,00	0,01	0,17	408	33	567
21	0,03	0,00	0,01	0,11	499	33	1767
22	0,21	0,01	0,05	0,10	464	24	333
23	0,03	0,00	0,02	0,10	452	67	1467
24	0,01	0,00	0,02	0,16	470	200	1500
25	1,25	0,03	1,66	0,02	424	133	72
26	2,01	0,15	4,94	0,03	417	246	49
27	2,23	0,06	6,25	0,01	421	280	54
28	2,46	0,08	5,62	0,01	415	228	41
29	1,03	0,01	0,81	0,02	438	79	177
30	0,02	0	0,05	0,06	443	250	1350
31	2,01	0,06	7,76	0,01	426	386	46
32	3,96	0,35	20,49	0,02	415	517	12
33	0,51	0,01	0,25	0,04	438	49	247
34	0,21	0,01	0,07	0,1	429	33	305
35	0,02	0	0,02	0,1	498	100	1300
36	0,22	0,01	0,33	0,02	435	150	159
37	1,67	0,04	2,44	0,01	428	146	77
38	1,44	0,03	2,42	0,01	428	168	74
39	0,01	0	0,02	0,13	419	200	1800
40	0,03	0	0,02	0,09	598	67	1133

Section 5

Sample Name	TOC %wt	S1 mgHC/groch	S2 mgHC/groch	PI	TMAX ° C	HI mgHC/gCOT	OI mgCO2/gCOT
1	20,41	1,78	66,86	0,03	419	328	88
2	2,52	0,07	6,57	0,01	423	261	89
3	1,88	0,04	3,84	0,01	431	204	94
4	4,86	0,07	8,08	0,01	430	166	127
5	3,48	0,13	10,29	0,01	423	296	89
6	2,6	0,08	6,61	0,01	426	254	89
7	2,6	0,07	6,96	0,01	424	268	87
8	3,78	0,44	14,66	0,03	414	388	59
9	1,43	0,03	2,17	0,01	435	152	120
10	0,99	0,02	0,74	0,02	427	75	159
11	0,9	0,02	0,81	0,02	430	90	137
12	3,37	0,06	6,63	0,01	433	197	107
13	1,01	0,02	0,87	0,02	434	86	111
14	0,5	0,01	0,17	0,06	420	34	292
15	0,87	0,01	0,32	0,03	422	37	225
16	2,63	0,09	6,97	0,01	421	265	70
17	8,4	0,46	41,67	0,01	413	496	41
18	2,91	0,04	4,92	0,01	433	169	111
19	5,69	0,22	28,49	0,01	414	501	27
20	1,4	0,03	2,29	0,01	432	164	95
21	0,03	0	0,04	0,12	468	133	500
22	0,02	0	0,01	0,09	494	50	1650
23	0,05	0,01	0,07	0,11	339	140	520
24	1,86	0,04	4,65	0,01	422	250	65
25	1,62	0,04	3,44	0,01	427	212	71
26	0,88	0,02	0,82	0,03	435	93	152
27	1,94	0,05	4,4	0,01	423	227	72
28	0,46	0,01	0,3	0,04	433	65	143
29	1,15	0,02	1,95	0,01	427	170	69
30	2,15	0,05	5,16	0,01	427	240	73
31	4,38	0,13	17,43	0,01	414	398	52

Chapitre cinquième- Caractérisation géochimique de la formation de la Vaca Muerta

32	0,26	0,01	0,11	0,06	430	42	150
33	0,98	0,03	0,83	0,03	429	85	127
34	2,52	0,06	5,98	0,01	431	237	89
35	1,86	0,04	3,36	0,01	419	181	45
36	0,81	0,04	1,99	0,02	425	246	30
37	0,5	0,02	0,95	0,02	425	190	40
38	1,64	0,06	4,19	0,01	425	255	31
39	1,04	0,05	2,21	0,02	413	212	11
40	0,68	0,03	1,22	0,02	422	179	26
41	1,02	0,02	1,16	0,01	436	114	66
42	0,71	0,01	0,6	0,02	436	85	94

Covunco

Sample Name	TOC %wt	S1 mgHC/groch	S2 mgHC/groch	PI	TMAX ° C	HI mgHC/gCOT	OI mgCO2/gCOT
Cov 1	0,12	0,00	0,06	494	50	475	0,00
Cov 2	0,08	0,00	0,09	452	113	613	0,00
Cov 3	0,12	0,01	0,05	450	42	367	0,17
Cov 4	0,04	0,00	0,02	439	50	475	0,00
Cov 5	0,03	0,00	0,01	460	33	1167	0,00
Cov 6	0,26	0,01	0,04	436	15	158	0,20
Cov 7	0,14	0,00	0,06	439	43	343	0,00
Cov 8	0,32	0,01	0,25	441	78	216	0,04
Cov 9	0,18	0,01	0,12	443	67	333	0,08
Cov 10	0,2	0,01	0,16	444	80	285	0,06
Cov 11	0,03	0,00	0,02	452	67	867	0,00
Cov 12	0,11	0,01	0,11	443	100	436	0,08
Cov 13	0,04	0,00	0,03	510	75	1125	0,00
Cov 14	3,33	0,51	18,87	427	567	20	0,03
Cov 15	0,31	0,01	0,62	439	200	213	0,02
Cov 16	0,03	0,00	0,02	443	67	633	0,00
Cov 17	0,07	0,01	0,07	440	100	686	0,13
Cov 18	0,05	0,00	0,03	499	60	660	0,00
Cov 19	0,52	0,06	2,63	431	506	50	0,02
Cov 20	0,81	0,14	5,22	431	644	26	0,03
Cov 21	0,16	0,01	0,33	441	206	269	0,03
Cov 22	0,03	0,00	0,02	514	67	1233	0,00
Cov 23	0,03	0,00	0,02	472	67	500	0,00
Cov 24	0,07	0,01	0,04	435	57	471	0,20
Cov 25	0,05	0,01	0,05	437	100	620	0,17
Cov 26	0,03	0,00	0,03	457	100	900	0,00
Cov 27	0,1	0,01	0,07	441	70	330	0,13
Cov 28	0,04	0,00	0,03	443	75	425	0,00
Cov 29	0,07	0,01	0,05	435	71	143	0,17
Cov 30	0,03	0,00	0,03	488	100	867	0,00
Cov 31	0,03	0,00	0,02	490	67	900	0,00
Cov 32	0,09	0,00	0,05	439	56	344	0,00
Cov 33	0,03	0,01	0,04	509	133	1000	0,20
Cov 34	0,02	0,00	0,03	441	150	350	0,00
Cov 35	0,03	0,00	0,03	444	100	300	0,00
Cov 36	0,03	0,00	0,02	437	67	233	0,00
Cov 37	0,06	0,01	0,05	447	83	433	0,17
Cov 38	0,04	0,01	0,04	434	100	275	0,20

References

- Algeo, T.J., Lyons, T.W., 2006.** Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: implication for analysis of paleoredox and –hydrographic conditions. *Paleoceanography*, 21, PA1016, doi: 10.1029/2004PA001112.
- Algeo, T.J., Tribovillard, N., 2009.** Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum-uranium covariation. *Chemical Geology*, 268, 211-225.
- Algeo, T.J., Rowe, H., 2012.** Paleoceanographic applications of trace-metal concentration data. *Chemical Geology*, v. 324–325, p. 6–18.
- Algeo, T.J., Lyons, W.L., Blakey, R.C., Over, D.J., 2007.** Hydrographic conditions of the Devonian-Carboniferous North American Seaway inferred from sedimentary Mo– TOC relationships. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 256, 204–230.
- Armella, C., Cabaleri, N., Leanza, H.A., 2007.** Tidally dominated, rimmed-shelf facies of the Picún Leufú Formation (Jurassic/Cretaceous boundary) in southwest Gondwana, Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 28, 961-979.
- Asaoka, S., Takahashi, Y., Araki, Y., Tanimizu, M., 2012.** Comparison of antimony and arsenic behavior in an Ichinokawa river water-sediment system. *Chemical Geology*, 334, 1-8.
- Bayon, G., Birot, D., Ruffine, L., Caprais, J.-C., Ponzevera, E., Bollinger, C., Donval, J.-P., Charlou, J.-L., Voisset, M., Grimaud, S., 2011.** Evidence for intense REE scavenging at cold seeps from the Niger Delta margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 312, 443-452.
- Berelson, W.M., McManus, J., Severmann, S., Reimers, C.E., 2013.** Benthic flux of oxygen and nutrients across Oregon/California shelf sediments. *Continental Shelf Research*, 55, 66-75.
- Berner, Z.A., Puchelt, H., Nöltner, T., Kramar, U., 2013.** Pyrite geochemistry in the Toarcian Posidonia Shale of south-west Germany: Evidence for contrasting trace-element patterns of diagenetic and syngenetic pyrites. *Sedimentology*, 60, 548–573.
- Bohacs, K.M., Grawbowski, G.J., Carroll, A.R., Mankeiwitz, P.J., Miskell-Gerhardt, K. J., Schwabach, J.R., Wegner, M.B., Simo, J.A, 2005.** Production, Destruction, and Dilution – the Many Paths to Source-Rock Development, *SEPM Special Publication* 82, p. 61-101.
- Böning, P., Brumsack H-J, Schnetger, B., Grunwald, M., 2009.** Trace element signatures of Chilean upwelling sediments at ~36°S. *Marine Geology* 259, 112-121.
- Bostick, B.C., Fendorf, S., 2003.** Arsenite sorption on troilite (FeS) and pyrite (FeS₂). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 909–921.

- Bout-Roumazeilles, V., Cortijo, E., Labeyrie, L., Debrabant, P., 1999.** Clay mineral evidence of nepheloid layer contributions to the Heinrich layers in the northwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 146, 211–228.
- Boyer, C., Clark, B., Jochen, V., Lewis, R., Miller, C.K., 2011.** Shale gas: a global resource. *Oilfield Review* 23, 28–39.
- Breier, J.A., Toner, B.M., Fakra, S., Manganini, S.J., White, S.N., Thurnherr, A.M., German, C.R., 2012.** Sulfur, sulfides, oxides, and organic matter aggregated in the deep-sea hydrothermal plumes 551 of 9° 50' N East Pacific Rise. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 88, 216- 236.
- Brumsack, H.J., 2006.** The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 232, 344 –361.
- Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992.** Carbonate ramp depositional systems. In B. W. Sellwood (Editor), *Ramps and Reefs. Sedimentary Geology*, 79, 3-57.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001.** Routine analyses of trace element in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter*, Volume 25, pages 187–198.
- Chaillou, G., Schäfer, J., Anschutz, P., Lavaux, G., Blanc, G., 2003.** The behaviour of Arsenic in the muddy sediments of the Bay of Biscay (France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 2993-3003.
- Chamley, H., 1989.** *Clay sedimentology*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg, Germany, 623 pp.
- Chappaz, A., Gobeil, C., Tessier, A., 2008.** Geochemical and anthropogenic enrichments of Mo in sediments from perennially oxic and seasonally anoxic lakes in Eastern Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 170-184.
- Couture, R-M., Gobeil, C, Tessier, A., 2010.** Arsenic, iron and sulfur co-diagenesis of in lake sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 1238-1255.
- Crusius, J., Calvert, S., Pedersen, T., Sage, D., 1996.** Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic, and sulfidic conditions of deposition. *Earth and Planetary Science Letters* 145, 65–78.
- Cutter, G.A., Cutter, L.S., Featherstone, A.M., Lohrenz, S.E., 2001.** Antimony and arsenic biogeochemistry in the western Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 48, 2895-2915.

- Dale, A.W., Meyers, S.R., Aguilera, D.R., Arndt, S., Wallmann, K., 2012.** Controls on organic carbon and molybdenum accumulation in Cretaceous marine sediments from the Cenomanian–Turonian interval including Oceanic Anoxic Event 2. *Chemical Geology*, 324–325, 28-45.
- Dellwig, O., Leipe, T., März, C., Glockzin, M., Pollehne, F., Schnetger, B., Yakushev, E.V., Böttcher, M.E., Brumsack, H.J., 2010.** A new particulate Mn–Fe–P-shuttle at the redoxcline of anoxic basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 7100-7115.
- Digregorio, J.H., 1972.** Neuquén. In: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 139–505.
- Digregorio, J. H., Uliana, M. A., 1980.** Cuenca Neuquina. In J. C. M. Turner (Ed.), *Geología regional argentina (Vol. 2)* (pp. 985 – 1032). Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba: Academia Nacional de Ciencias.
- Embry, A.F., Johannessen, E.P., 1992.** T–R, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic- Lower Jurassic succession, western Sverdrup basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, vol. 2 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 121–146.
- Espitalié, J., Deroo, G. Marquis, F., 1985.** La pyrolyse Rock-Eval et ses applications; première partie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 40, 563-579.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., 2001.** Late Triassic - Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14:257-270.
- Giusiano, A., Alonso, J., Chebli, G., Ibáñez, G., 2011.** Gas no convencional en la cuenca Neuquina. El shale gas en la provincia del Neuquén. Informe de la Subsecretaría de Hidrocarburos, Energía y Minería, Gobierno de la Provincia del Neuquén, 54 pp.
- Goldberg, T., Archer, C., Vance, D., Poulton, S.W., 2009.** Mo isotope fractionation during adsorption to Fe (oxyhydr) oxides. *Geochimica Cosmochimica Acta* 73, 6502–6516.
- Gradstein, F.M., Ogg, J. G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2012.** The geologic time scale. Volume 1. Elsevier Publications.
- Groeber, P., 1946.** Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1 (3), 177–208.
- Groeber, P., 1953.** Mesozoico. In: *Geografía de la República Argentina*, tomo 2: 1-541. Edited by the Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA).

- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R., Digregorio, R.E., 1984.** Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano – Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:221-235.
- Helz, G.R., Bura-Nakić, E., Mikac, N., Ciglencčki, I., 2011.** New model for molybdenum behavior in euxinic waters. *Chemical Geology*, 284, 323–332.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., 2005.** The Neuquén Basin: an overview. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J., Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, Special Publications, 252, pp. 1-14.
- Hu, Y., Feng, D., Peckmann, J., Roberts, H.H., Chen, D., 2014.** New insights into cerium anomalies and mechanisms of trace metal enrichment in authigenic carbonate from hydrocarbon seeps. *Chemical Geology*, 381, 55–66.
- Huerta-Diaz, M.A., Morse, J.W., 1992.** Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 2681–2702.
- Jilbert, T., Slomp, C.P., 2013.** Iron and manganese shuttles control the formation of authigenic phosphorus minerals in the euxinic basins of the Baltic Sea. *Geochimica Cosmochimica Acta* 107, 155-169
- Kashiwabara, T., Takahashi, Y., Tanimizu, M., Usui, A., 2011.** Molecular-scale mechanisms of distribution and isotopic fractionation of molybdenum between seawater and ferromanganese oxides. *Geochimica Cosmochimica Acta* 75, 5762-5784.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., 2014.** Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian–Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 302, 64–86.
- Krim, N., Bonnel, C., Tribovillard, N. Riboulleau, A., Imbert, P., Bout-Roumazielles, V., Fasentieux, B., Hoareau, G., Aubourg, C., 2015 (Submitted).** Paleoenvironmental evolution of the southern Neuquén Basin (Argentina) during Tithonian-Berriasian times (Vaca Muerta and Picún Leufú Formations): a multi-proxy approach.
- Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998.** Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 53/4, 421–437.

- Leanza, H.A., 1973.** Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28, 97-132.
- Leanza, H.A., Zeiss, A., 1990.** Upper Jurassic lithostratigraphic Limestone from Argentina (Neuquén Basin): Stratigraphy and Fossils. *Facies*, 22: 169-186.
- Leanza, H.A., Zeiss, A., 1992.** On the ammonite fauna of Lithostratigraphic Limestones from the Zapala region (Neuquen province, Argentina), with the description of a new genus. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 6: 1841-1850. Stuttgart.
- Leanza, H.A., Marchese, H.G., Riggi, J.C., 1977.** Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32 (3): 190-208.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D., Salvarredy Aranguren, M., 2003.** Miembro Huncal (Berriasiano inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Volume 25, N° 2. Buenos Aires.
- Legarreta, L., Gulisano, C., 1989.** Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). In: Chebli, G., Spalletti, L. A. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6, S.M. de Tucumán, pp. 221-243.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1991.** Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central Argentine Andes. In: Macdonald, D. I. (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins*. International Association of Sedimentologists Special Publication, Oxford 12, pp. 429-450.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1996a.** La sucesión jurásica en el centrooeste de Argentina. Arreglo estratigráfico, secuencias y evolución paleogeográfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* XII: 45, 66- 78.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1996b.** The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and palaeogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120:303-330.
- Little, S.H., Vance, D., Lyons, T.W., McManus, J., 2015.** Controls on trace metal authigenic enrichment in reducing sediments: insights from modern oxygen-deficient settings. *American Journal of Science*, 315, 77–119.
- Macdonald, D., Gómez Pérez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M., Paton, D., 2003.** Mesozoic break-up of SW

Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 20:287-308.

Maceda, R., Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologist Memoir 62, pp. 369-382.

Marchese, H.G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Prov. de Neuquén, Rep. Argentina. *Asociación Geológica Argentina Revue* V. 26, pp. 343-410.

Martin, P., van der Loeff, M.R., Cassar, N., Vandromme, P., d'Ovidio, F., Stemmann, L., Rengarajan, R., Soares, M., González, H.E., Ebersbach, F., Lampitt, R.S., Sanders, R., Barnett, B.A., Smetacek, V., Naqvi, S.W.A., 2013. Iron fertilization enhanced net community production but not downward particle flux during the Southern Ocean iron fertilization experiment LOHAFEX. *Glob. Biogeochem. Cycles* 27, 871-881. <http://dx.doi.org/10.1002/gbc.20077>.

Massaferro, J.L., Zeller, M., Giunta, D.L., Sagasti, G., Eberli, G.P., 2014. Evolución del sistema mixto tithoniano-valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y equivalentes) a partir de estudios de afloramientos y subsuelo, centro- sur de la Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.

Minami, H., Kato, Y., 1997. Remobilization of arsenic in sub-oxic sediments from seafloor of the continental margin. *J. Oceanogr.*, 53, 553–562.

Mitchum, R.M., Uliana, M.A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences. Upper Jurassic/Lower Cretaceous. Neuquén Basin, Argentina. In: Berg, B.R., Woolverton, D.G. (Eds.), *Seismic Stratigraphy, II. An Integrated Approach to Hydrocarbon Analysis*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39, 255-274.

Mosquera, A., Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° lat)*: Geological Society of America Special Paper 407, pp. 97–124.

Naipauer, M., García Morabito, E., Marques, J.C., Tunik, M., Rojas Vera, E.A., Vujovich, G.I., Pimentel, M.P., Ramos, V.A., 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: Constraints from surface data and U–Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics* 524–525, 59–75.

- Nesbitt, H.W., 2003.** Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. In Lentz, D.R. ed., *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*. Geol. Assoc. Canada GeoText4, 39-51.
- Neumann, T., Scholz, F., Kramar, U., Ostermaier, M., Rausch, N., Berner, Z., 2013.** Arsenic in framboidal pyrite from recent sediments of a shallow water lagoon of the Baltic Sea. *Sedimentology*, doi: 10.1111/sed.12031.
- O'Day, P., 2006.** Chemistry and mineralogy of arsenic. *Elements*, 2, 77-83.
- Owens, J.D., Lyons, T.W., Li, X., Macleod, K.G., Gordon, G., Kuypers, M.M.M., Anbar, A., Kuhnt, W., Severmann, S., 2012.** Iron isotope and trace metal records of iron cycling in the proto-North Atlantic during the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event (OAE-2). *Paleoceanography* 27, PA3223. <http://dx.doi.org/10.1029/2012PA002328>.
- Pángaro, F., Veiga, R., Vergani, G., 2002.** Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, Mar del Plata, Abstracts on CD.
- Ramos, V.A., 1999b.** Evolución tectónica de la Argentina. In: Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina Servicio Geológico Minero Argentino*, Buenos Aires, Anales 29, pp. 715-784.
- Scholz, F., Hensen, C., Noffke, A., Rohde A., Liebetrau, V., Wallmann, K., 2011.** Early diagenesis of redox-sensitive trace metals in the Peru upwelling area – response to ENSO-related oxygen fluctuations in the water column. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 75, 7257-7276.
- Scholz, F., McManus, J., Sommer, S., 2013.** The manganese and iron shuttle in a modern euxinic basin and implications for molybdenum cycling at euxinic ocean margins. *Chemical Geology*, 335, 56-68.
- Scott, C., Lyons, T.W., 2012.** Contrasting molybdenum cycling and isotopic properties in euxinic versus non-euxinic sediments and sedimentary: refining the paleoproxies. *Chemical Geology*, 324-325, 19-27.
- Spalletti, L.A., Colombo Piñol, F., 2005.** From alluvial fan to playa: an Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 8 (3), 363–383.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.A., 2007.** Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquén Basin, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* | vol. 14 (2), 85-104.

- Spalletti, L.A., Franzese, J., Matheos, S.D., Schwarz, E., 2000.** Sequence stratigraphy in tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp, the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157:433-446.
- Sullivan, K.A., Aller, R.C., 1996.** Diagenetic cycling of arsenic in Amazon shelf sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 1465–1477.
- Tribovillard, N., Algeo, T., Lyons, T.W., Ribouilleau, A., 2006.** Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232, 12–32.
- Tribovillard, N., Algeo, T.J., Baudin, F., Ribouilleau, A., 2012.** Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum–uranium covariation—Applications to Mesozoic paleoceanography. *Chemical Geology* 324-325, pp 46–58.
- Tribovillard, N., Armynot du Châtelet, E., Gay, A., Barbecot, F., Sansjofre, P., Potdevin, J.-L., 2013.** Geochemistry of cold seepage-impacted sediments: Per-ascensum or per-descensum trace metal enrichment? *Chemical Geology*, 340, 1-12.
- Tribovillard, N., Hatem, E., Averbuch, O., Barbecot, F., Bout-Roumazeilles, V., Trentesaux, A., 2015.** Iron availability as a dominant control on the primary composition and diagenetic overprint of organic-matter-rich rocks. *Chemical Geology*, 401, 67-82.
- Van der Weijden, C.H., 2002.** Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor. *Mar. Geol.* 184, 167–187.
- Vaughan, D.J., 2006.** Arsenic. *Elements*, 2, 71-75.
- Veiga, R., Verzi, H., Maretto, H., 2001.** Modelado bidimensional en el ámbito central de la cuenca Neuquina (Argentina). *Boletín de Informaciones Petroleras XVIII*, 67:50-63.
- Walker, R.G., Plint, A.G., 1992.** Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*, pp. 219–238.
- Weaver, C., 1931.** Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington, Seattle, Memoir 1, 469 pp.
- Yrigoyen, M.R., 1991.** Hydrocarbon resources from Argentina. World Petroleum Congress, Buenos Aires. *Petrotecnia*, 13, Special issue, 38-54.
- Zavala, C., Maretto, H., Di Meglio, M., 2005.** Hierarchy of bounding surfaces in Aeolian sandstones of the Tordillo Formation (Jurassic). Neuquén Basin, Argentina. *Geologica Acta* 3, 133–145.

Chapitre sixième-*Synthèse et discussion finale*

Chapitre VI-Synthèse et discussion finale

Dans ce dernier chapitre, nous présenterons succinctement les différents secteurs d'études afin de mettre en évidence du point de vue processus sédimentaires les caractéristiques communes du remplissage du bassin de Neuquén au cours de l'intervalle Tithonien-Valanginien mais également les particularités de chaque secteur en liaison avec la configuration morphostructurale (Figure 130).

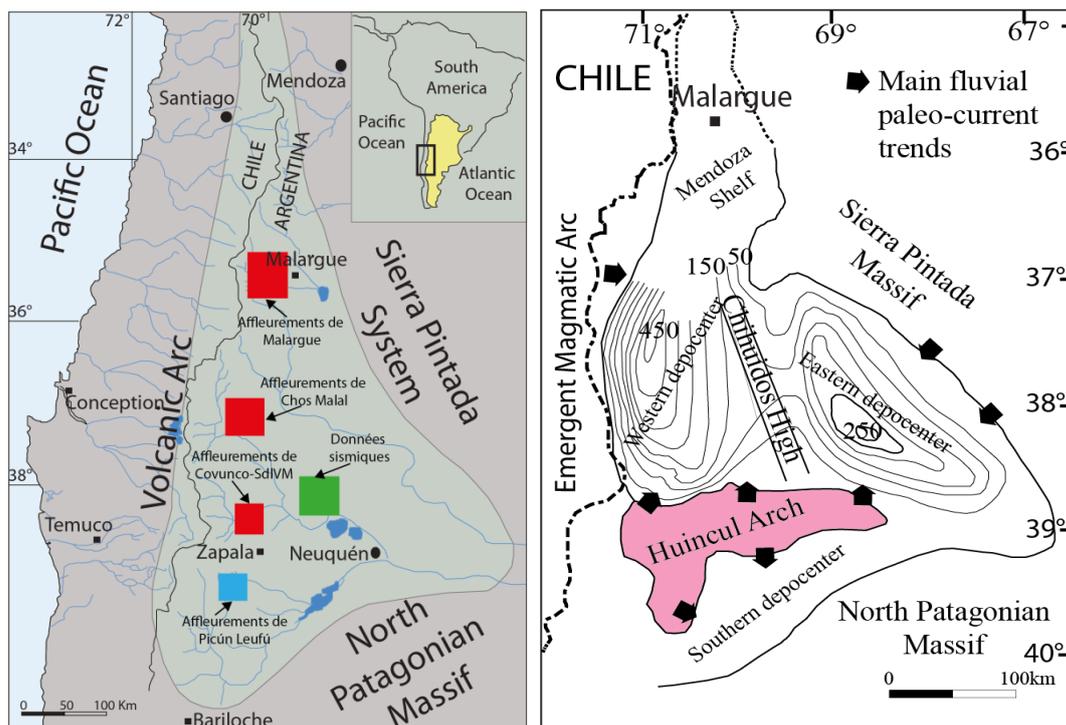


Figure 130: Cartes illustrant la localisation des différents secteurs d'études et les ensembles morphostructuraux associés. Les dépôts-centres « est » et « ouest » sont individualisés à partir des isopaques de la formation du Tordillo (Kimméridgien) (modifié d'après Spalletti et Colombo Pinol, 2005, Spalletti et Veiga, 2007). Il n'existe pas de données d'isopaque pour le secteur de Malargüe (Mendoza Shelf).

A partir de la synthèse stratigraphique de l'intervalle d'étude, l'objectif de ce chapitre est (1) de discuter les facteurs de contrôle de l'architecture stratigraphique, (2) de synthétiser les différents modèles sédimentaires qui caractérisent la formation de la Vaca Muerta au cours du temps et dans l'espace afin de décrire les différents processus sédimentaires mis en jeu dans le remplissage, (3) de comprendre les conditions d'oxygénation de la colonne d'eau au moment du dépôt pour établir un modèle de distribution de la matière organique.

Sommaire

1. Architecture stratigraphique et facteurs de contrôle	343
1.1. Architecture stratigraphique de chaque secteur et âge des séquences	343
1.1.1. A l’affleurement	343
1.1.2. En subsurface	346
1.2. Facteurs de contrôle de l’architecture stratigraphique à l’échelle du bassin	358
1.2.1. Eustatisme et climat	358
1.2.2. Niveau marin relatif, tectonique et eustatisme	359
2. Processus sédimentaires et mise en place des systèmes de dépôts	361
3. Conditions d’oxygénation des eaux et préservation de la matière organique	364
4. Lien entre la distribution de la matière organique et l’architecture stratigraphique	365
5. Conclusion	368
Références bibliographiques	371

1. Architecture stratigraphique et facteurs de contrôle

1.1. Architecture stratigraphique de chaque secteur et âge des séquences

Ce travail a pour objectif de synthétiser toutes les informations stratigraphiques issues de l'étude des différents secteurs à l'affleurement mais également en subsurface, afin d'établir un schéma chronostratigraphique de l'ensemble du bassin de Neuquén au cours de l'intervalle Tithonien-Valanginien, et de replacer les différents modèles sédimentaires rencontrés dans ce nouveau cadre stratigraphique.

1.1.1. A l'affleurement

La partie sud du bassin correspondant à la zone de **Picún Leufú**, située au sud de la ride de Huincul, montre un remplissage constitué de deux séquences T-R majeures et de cinq séquences T-R de plus haute fréquence ([Figure 131](#)) qui se mettent en place dans un contexte de plateforme silicoclastique évoluant vers un système de rampe mixte. La transition entre ces deux contextes sédimentaires se produit à la transition entre les deux séquences majeures marquant ainsi une évolution importante dans le remplissage de ce domaine morphostructural. La première séquence T-R majeure s'étend de la base de la biozone à *Virgatosphinctes mendozanus* à la base de la biozone à *Windhausenicerias interspinosum*. Cette séquence correspond à trois séquences de plus haute fréquence. Les transitions entre chacune de ces séquences sont marquées par la mise en place d'événements sédimentaires bien particuliers correspondant à des remobilisations gravitaires (turbidites et slumps) du matériel sédimentaire stocké au niveau de la plateforme interne. Nous reviendrons un peu loin dans ce chapitre sur le lien entre ces remobilisations, les variations eustatiques et le contexte tectonique.

La seconde séquence T-R majeure s'étend de la base de la biozone à *Windhausenicerias interspinosum* à la base de la biozone à *Subseuroceras koeneni*. La transition entre cette séquence majeure et la précédente est marquée par le dépôt d'une épaisse série argileuse montrant un réapprofondissement important du bassin, mais également une modification du type de sédimentation avec une évolution vers la mise en place d'un système de rampe mixte. Cette séquence est composée de deux séquences de plus haute fréquence. Après la phase transgressive argileuse, la tendance générale de cette seconde séquence majeure est dans un premier temps fortement progradante puis la composante aggradante devient prédominante avec la mise en place de faciès de lagon en sommet de séquence. Une troisième séquence majeure, non reconnue dans le cadre de ce travail, a été définie dans ce secteur par [Zeller \(2013\)](#). Elle est caractérisée par des dépôts de rampe mixte. Ce système de rampe mixte

évolue au cours du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur vers les systèmes continentaux progradants de la formation Bajada Colorada, correspondant à l'initiation d'une régression majeure dans l'ensemble du bassin.

La zone de **Covunco-Sierra de la Vaca Muerta** située au nord de la ride de Huincul montre trois séquences T-R majeures et de sept séquences T-R de plus haute fréquence (Figure 131). Nous retrouvons la même évolution du modèle sédimentaire que dans la zone précédente avec une première étape correspondant à la mise en place d'un système de plate forme silicoclastique, évoluant vers un système de rampe mixte non plus à la transition entre les deux séquences majeures mais plus tôt au sein de la première séquence majeure. Cette première séquence T-R majeure s'étend de la base de la biozone à *Virgatospinctes mendozanus* à la base de la biozone à *Windhausenicerias interspinosum*. Elle correspond à trois séquences T-R de plus haute fréquence caractérisées par une évolution générale à la progradation avec une disparition progressive des faciès profonds au profit des calcaires de rampe interne. La transition entre les deux séquences majeures est caractérisée par la mise en place du membre Los Catutos de la formation Vaca Muerta qui correspond à une série carbonatée interprétée par différents auteurs (eg.: [Leanza et Zeiss, 1992](#) ; [Zeller, 2013](#)) comme des calcaires mis en place en contexte bathymétrique profond. Cette interprétation est remise en cause par ce travail qui a montré l'importance de la compartimentation de cette partie du bassin, induite par la réactivation de la ride de Huincul. En effet la transition entre le système de plateforme silicoclastique et celui de rampe mixte est caractérisée dans cette zone par un changement de géométrie du bassin. On propose la création d'une zone confinée au sud de la ride de Huincul qui permet la mise en place de courants tidaux puissants dont résultent les grandes dunes tidales marquant le début de la deuxième séquence majeure dans la zone de l'Anticlinal de Picún Leufú. Cette nouvelle configuration morphostructurale isole la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta de celle de Picún Leufú. La position haute de la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta va permettre de concentrer davantage d'apports détritiques issus de l'arc volcanique dans la zone sud, favorisant la pérennité du système silicoclastique pendant le dépôt de la première séquence majeure. La deuxième séquence T-R majeure s'étend de la base de la biozone à *Windhausenicerias interspinosum* à la base de la biozone à *Subseuerocheras koeneni*. Cette deuxième séquence majeure montre les mêmes caractéristiques sédimentologiques que la deuxième séquence majeure de la zone de Picún Leufú et correspond à la généralisation dans la zone sud du bassin d'un système de rampe mixte. Elle montre, en effet, une évolution globale vers la généralisation des faciès de rampe

interne en sommet de séquence. La troisième séquence T-R majeure s'étend de la base de la biozone à *Subseuroceras koeneni* jusqu'à la base de la biozone à *Spiticeras damesi*, et est subdivisée en deux séquences T-R de plus haute fréquence. Deux autres séquences ont été définies dans le secteur de la Sierra de la Vaca Muerta par Zeller (2013). Elles correspondent à des dépôts silicoclastiques attribués à la formation du Quintuco. Cette troisième séquence majeure initie la régression généralisée du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur.

La zone de **Chos Malal** (Figure 131) quant à elle semble être soumise à une histoire sédimentaire différente. Même si l'architecture stratigraphique reste semblable à celle de la zone sud, on observe dès le début du remplissage la mise en place d'une rampe mixte. Cette dernière ne va évoluer vers une plateforme silicoclastique que très tardivement, lors de la mise en place de la formation Quintuco au Valanginien. Dans cette région, on observe cinq séquences T-R majeures (Figure 131). Les séquences d'ordre inférieur sont difficiles à caractériser du fait de la prédominance des faciès distaux dans cette zone. La première séquence T-R majeure s'étend de la base de la biozone à *Virgatosphinctes mendozanus* à la base de la biozone à *Windhausenicerias interspinosum*. Elle est essentiellement caractérisée par des dépôts profonds, riches en matière organique dont l'évolution progradante permet la mise en place de faciès de rampe médiane en sommet de séquence. La deuxième séquence T-R majeure s'étend de la base de la biozone à *Windhausenicerias interspinosum* à la base de la biozone à *Subseuroceras koeneni*. Elle est dominée par des faciès profonds mais la tendance générale est progradante. La troisième séquence T-R majeure s'étend de la base de la biozone à *Subseuroceras koeneni* jusqu'à la base de la biozone à *Spiticeras damesi*. Elle montre également une évolution progradante. La quatrième séquence T-R majeure débute avec la base de la biozone à *Spiticeras damesi* et couvre toute cette biozone. Elle montre une tendance générale progradante particulièrement visible dans la partie occidentale.

La cinquième séquence T-R débute avec la base de la biozone à *Neocomites wichmanni* et s'étend jusqu'à la biozone à *Olcostephanus atherstoni*. Elle marque la transition vers un système de plate forme silicoclastique avec la généralisation d'abord de faciès profonds dans tout le secteur d'étude pendant la phase de transgression avant la mise en place des faciès de shoreface. Cette séquence est attribuée à la formation du Quintuco.

La dernière zone d'étude située au nord du bassin, correspondant à la zone de **Malargüe**, (Figure 131) est caractérisée par un contexte morphostructural très différent de ceux rencontrés dans le sud et la partie centrale du bassin. Cette zone appelée plateforme de Mendoza (Mombrú et al., 1978 ; Legarreta et al., 1993) correspond à la terminaison nord du

bassin de Neuquén et est située au niveau d'une zone beaucoup plus confinée entre le massif de la Sierra Pintada à l'est et l'arc volcanique à l'ouest. Cette configuration implique des profils plus abrupts des rampes de part et d'autre du bassin (Kietzmann et al., 2014). Néanmoins l'organisation séquentielle suit un schéma identique à ceux décrits dans les autres secteurs d'étude, avec la mise en place de cinq séquences majeures T-R (Figure 131) dans un contexte de rampe carbonatée avec quelques influences volcanoclastiques qui tracent la proximité de l'arc volcanique au moment du dépôt. La première séquence T-R majeure s'étend de la base de la biozone à *Virgatosphinctes mendozanus* jusqu'à la base de la biozone à *Windhausenicerias interspinosum*. L'enneigement est bien enregistré avec l'établissement de faciès profonds sur l'ensemble de la zone recouverts ensuite par des séries progradantes de rampe carbonatée. La deuxième séquence est comprise entre la base de la biozone à *Windhausenicerias interspinosum* et la base de la biozone à *Subseueroceras Koeneni*. Cette séquence montre en plus des dépôts de rampe distale, des dépôts de tempêtes montrant la progradation générale de la bordure orientale du bassin. La troisième séquence qui montre une évolution similaire à la séquence précédente, est située entre la base de la biozone à *Subseueroceras Koeneni* et le début de la biozone à *Spiticerias damesi*. La quatrième séquence s'étend jusqu'au sommet de la biozone à *Spiticerias damesi*. Elle montre également une évolution d'abord rétrogradante puis progradante matérialisée par la mise en place de dépôts profonds de rampe externe/bassin suivis par des dépôts de tempêtes de la rampe médiane. La cinquième séquence débute avec la base de la biozone à *Neocomites Wichmanni* et s'étend jusqu'à la biozone à *Olcostephanus atherstoni*. Cette séquence montre une tendance générale progradante avec la mise en place d'importants bancs d'huîtres en sommet de séquence correspondant à des faciès de rampe médiane. Cette séquence est attribuée à la formation du Chachao.

1.1.2. En subsurface

L'analyse des données d'affleurement a permis de différencier deux systèmes progradants distincts, avec une zone au nord correspondant au secteur de Malargüe qui prograde depuis l'est et le reste du bassin où les directions de progradation varient du sud pour les zones de Picún Leufú- Sierra de la Vaca Muerta à l'est-sud-est pour la zone centrale de Chos Malal. La connexion de cette dernière zone avec la bordure orientale, non affleurante, du bassin a été possible grâce à l'étude des données de sismique 3D de la zone d'Aguada Pichana, où l'on a pu également montrer la mise en place d'une série de cliniformes progradants composée de cinq séquences sismiques majeures au sein desquelles un découpage en quatre cortèges de

dépôts a été fait. La première séquence ne montre que sa partie distale et seul un HST a pu y être identifié clairement. A partir des données diagraphiques d'un puits de contrôle, cette séquence a été subdivisée en quatre sous-séquences (seq 1.1 à seq 1.4). La deuxième séquence est caractérisée par un prisme de régression forcée très peu développé, un TST peu étendu ainsi qu'un HST très développé en comparaison avec les autres cortèges de dépôt. La troisième séquence se caractérise par un prisme de régression forcée ainsi qu'un LST très bien développé. Cette séquence montre également un prisme transgressif très étendu dans toute la zone d'étude. Le cortège de haut niveau marin est peu développé. La quatrième séquence IV est caractérisée par une phase de régression forcée très développée.

Les données biostratigraphiques disponibles sur l'intervalle carotté qui correspond à la première séquence (étude interne, TOTAL Austral) donnent un âge Tithonien inférieur à supérieur (*Virgatosphinctes mendozanus* à *Corongoceras alternans*) (Figure 131). Le cadre chronostratigraphique des autres séquences est basé sur des données bibliographiques dans le même secteur d'étude. En se basant sur la corrélation entre la zone de la Sierra de la Vaca Muerta et la subsurface, Zeller (2013) et Massaferrero et al., (2014) attribuent un âge Tithonien supérieur-Berriasien inférieur (base de la biozone à *Subseueroceras koeneni*- base de la biozone à *Spiticeras damesi*) aux équivalents des séquences II et III définies dans la zone d'Aguada Pichana et un âge Berriasien supérieur (biozone à *Spiticeras damesi*) aux équivalents des séquences IV et V.

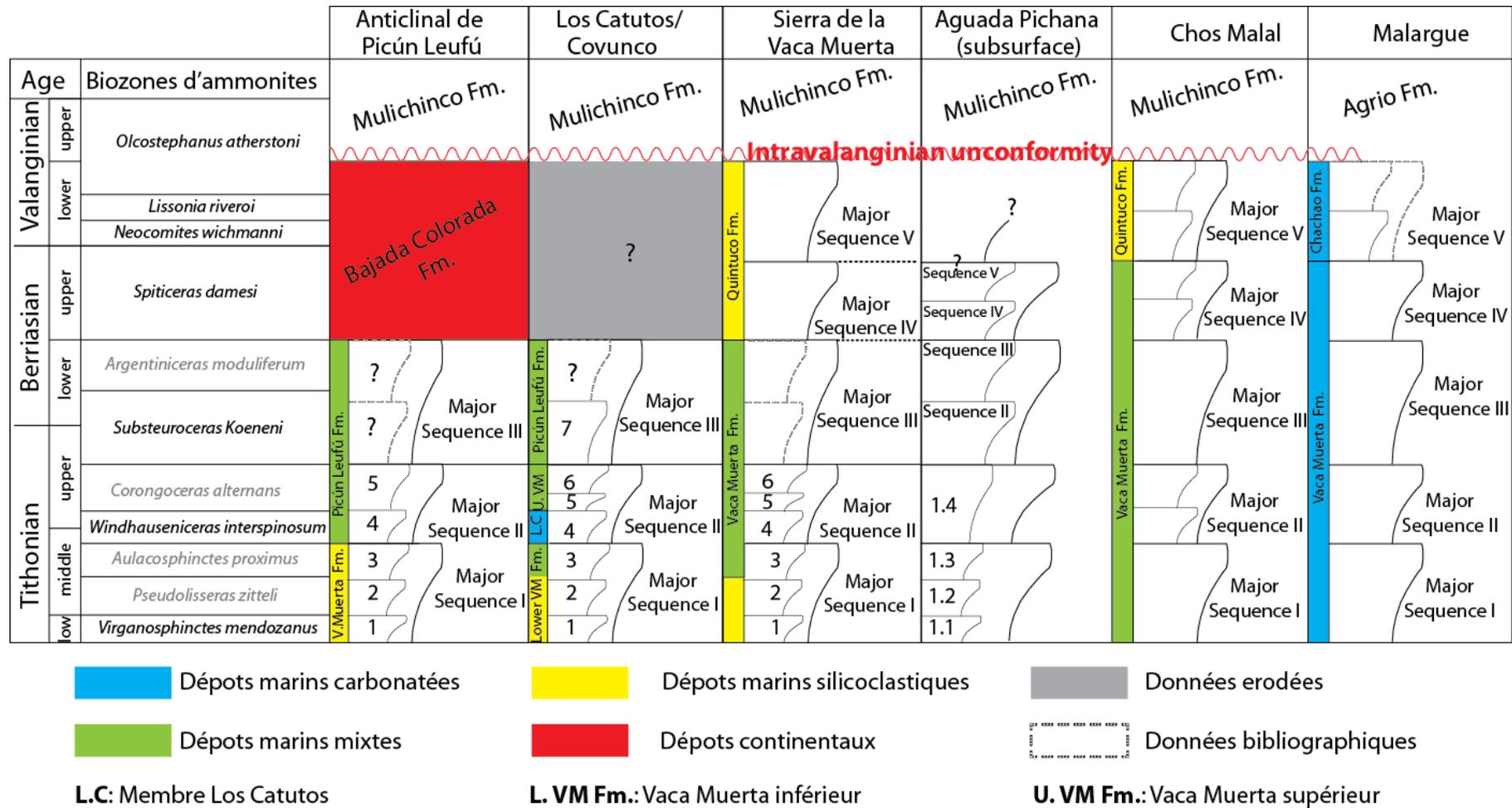


Figure 131 : Cadre chronostratigraphique de la formation de la Vaca Muerta dans les différents secteurs d'étude. Les biozones d'ammonites sont tirées de Leanza et Zeiss (1994), Ricardi (2008), Aguirre-Urreta (2011). Découpages lithostratigraphiques à partir de Lanza et Hugo (1987) et Sagasti (2005) pour la zone de Picún Leufú; Leanza et Zeiss (1992) et Lanza et Hugo (2001) pour la zone de Covunco/los Catutos/Sierra de la Vaca Muerta; Legarreta et Gulisano (1989) pour la zone de Malargüe). La datation des séquences en subsurface est établie par analogie des morphologies sismiques observées par Zeller (2013) et Massaferrò et al. (2014). Les données bibliographiques sont issues de Zeller (2013) pour la zone de la Sierra de la Vaca Muerta et de Kietzmann et al. (2014) pour la zone de Malargüe.

Le schéma chronostratigraphique établi pour les différents secteurs d'étude à l'affleurement montre une organisation stratigraphique commune du remplissage du bassin de Neuquén au cours de l'intervalle Berriasien supérieur-Valanginien inférieur. On identifie, dans tous ces secteurs, 5 séquences majeures progradantes dont le modèle sédimentaire varie en fonction du contexte morphostructural (Figure 131). Plusieurs auteurs ont déjà démontré la connexion entre les secteurs de la Sierra de la Vaca Muerta et de l'anticlinal de Picún Leufú. Le modèle proposé par Leanza et al. (2011) interprète le membre Los Catutos comme un corps isolé dans le secteur de Covunco (Figure 132) alors que les travaux de Zeller (2013) soulignent la connexion de ce corps à la formation de Picún Leufú dans la zone proximale et sa continuité jusque dans le secteur de la Sierra de la Vaca Muerta en position distale (Figure 132). Toutefois, ces travaux ne prennent pas en compte le contexte tectonique de la région et le fonctionnement de la ride de Huincul.

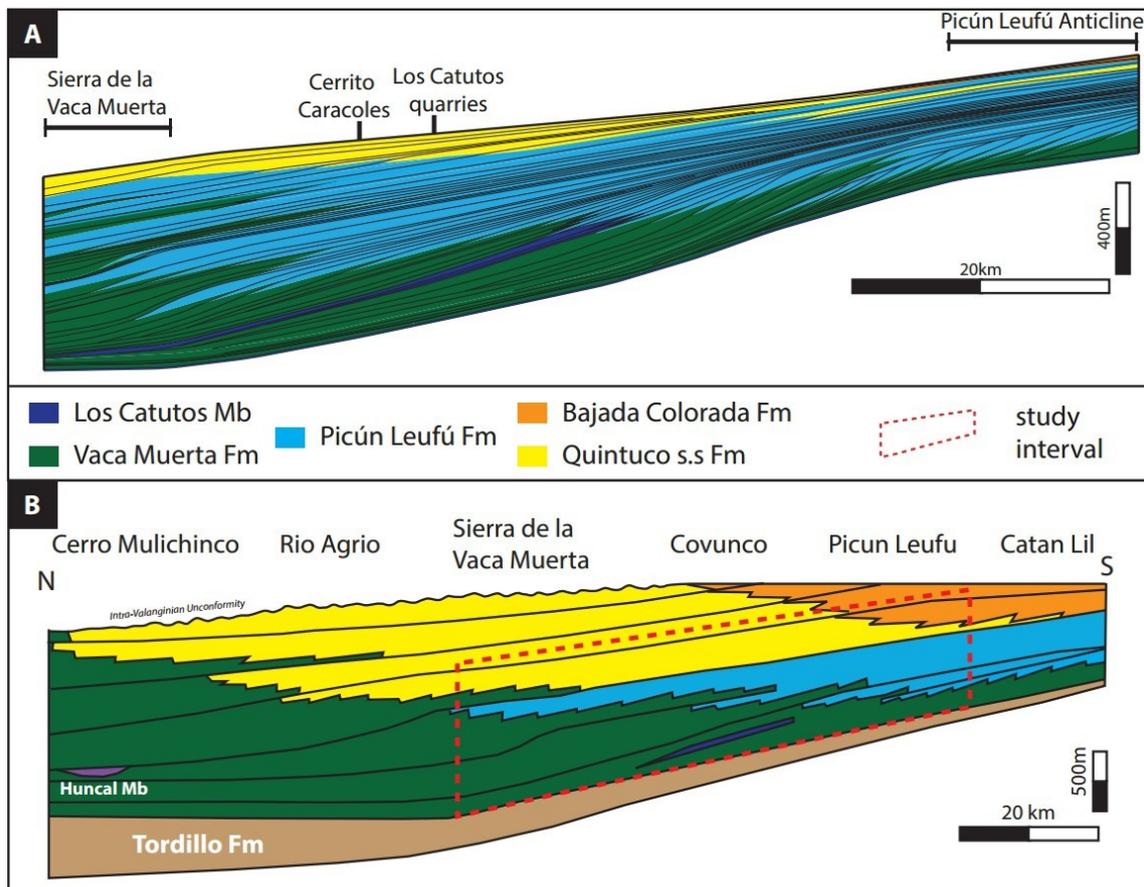


Figure 132 : Comparaison entre le modèle proposé par Zeller (2013) (A) et Leanza et al. (2011) (B).

La coupe régionale que nous proposons sur un transect d'environ 150 km, qui va du sud de l'anticlinal de Picún Leufú jusque dans le secteur de la Sierra de la Vaca Muerta souligne la

structuration du dépôt-centre de Picún Leufú lors du dépôt de la formation de la Vaca Muerta (Figure 133). En effet la partie sud du bassin (zone de Picún Leufú jusqu'à la Sierra de la Vaca Muerta) correspond tout d'abord à une plateforme silicoclastique progradante depuis le sud du bassin qui va progressivement évoluer en rampe mixte. Cette transformation peut être mise, dans un premier temps, en relation avec la reconfiguration tectonique de cette partie du bassin. Le soulèvement de la ride de Huincul a permis la compartimentation de cette zone ainsi que le confinement des apports silicoclastiques depuis l'arc volcanique dans la partie sud du bassin et le développement de calcaires de rampe interne sur le toit de la structure tectonique correspondant aux calcaires de Los Catutos. Néanmoins, la généralisation du modèle de rampe mixte sur l'ensemble du bassin à partir de ce moment semble répondre à un forçage plus régional (climatique) à partir du Tithonien supérieur. Nous reviendrons sur ce forçage un peu plus loin dans ce chapitre.

Le modèle proposé ici est calibré par des données biostratigraphiques (biozones d'ammonites) et des données de faciès grâce aux observations de terrain avec cinq points de contrôle situés du sud au nord, respectivement, à Picún Leufú sud, Picún Leufú nord, Los Catutos, Covunco, et Sierra de la Vaca Muerta. Cette coupe synthétique détaille les variations de faciès de la première séquence majeure (base de la biozone à *Virgatosphinctes mendozanus*-base de la biozone à *Windhausenicerias interspinosum*) et son évolution du sud au nord. Cette coupe permet également de visualiser l'impact de l'individualisation du dépôt-centre de Picún Leufú qui a permis le développement maximum de la première séquence majeure, qui peut atteindre 250 m d'épaisseur dans l'anticlinal de Picún Leufú. Cette séquence est réduite à Los Catutos puis dans le secteur de la Sierra de la Vaca Muerta pour ne pas dépasser la centaine de mètres. La transition vers la seconde séquence majeure (base de la biozone à *Windhausenicerias interspinosum*) est surtout bien visible dans l'anticlinal de Picún Leufú avec la mise en place des argiles vertes et d'un système de dunes tidales. Le fonctionnement de la ride de Huincul et la configuration en golfe de cette partie du bassin de Neuquén permet l'augmentation de la puissance des courants tidaux (Spalletti et al., 2000). Plus au nord, la ride de Huincul s'exprime comme un seuil morphologique qui ne permet pas aux sédiments détritiques de prograder vers le nord. On observe alors sur ce seuil la mise en place de dépôts carbonatés par décantation correspondant aux calcaires du membre Los Catutos. Ils forment une lentille calcaire dont le maximum d'épaisseur est enregistré dans le secteur de Los Catutos/ Covunco. Latéralement, ces calcaires diminuent progressivement en épaisseur pour finir par disparaître en position distale (nord de la Sierra de la Vaca Muerta) et

probablement en position proximale vers le golfe de Picún Leufú. Cette coupe souligne la vraie épaisseur du membre Los Catutos et son rôle dans l'histoire du remplissage qui a pu être sous-estimée et mal interprétée par les précédents auteurs ([Figure 132](#)). Après la mise en place de dépôts mixtes avec des évidences tidales à Picún Leufú et la formation de calcaires sur le seuil de la ride de la ride de Huincul (membre Los Catutos) de la deuxième séquence, il s'ensuit deux séquences mixtes, dont la composante principale est aggradante.

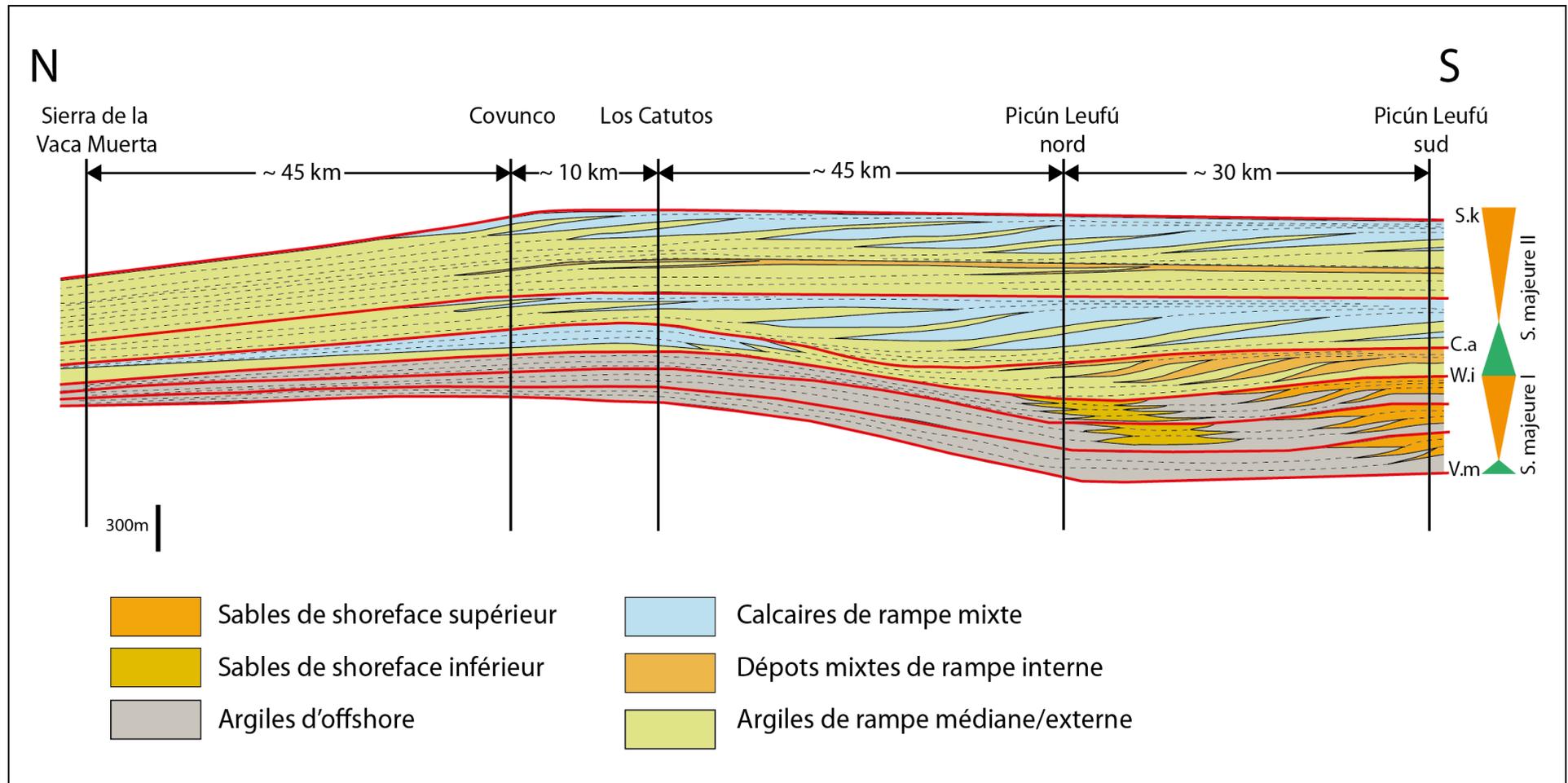


Figure 133 : Coupe régionale de la formation de la Vaca Muerta dans la partie sud du bassin de Neuquén, depuis le sud de l'anticlinal de Picún Leufú jusqu'au nord de la Sierra de la Vaca Muerta. V.m : *Virgatosphinctes mendozanus*, W.i : *Windhauseniceras interspinosum*. C.a. : *Corongoceras alterans*. S.k : *Subseuroceras koeneni*.

La partie centrale du bassin correspondant à la zone de Chos Malal suit une histoire plus simple dans son remplissage. Le modèle sédimentaire (rampe mixte) ne va pas varier au cours du temps. La bordure du bassin ne prograde plus depuis le sud, mais depuis la bordure. Ceci permet d'expliquer la faible épaisseur des séquences les plus précoces et la dominante des faciès profonds au niveau de cette zone. Les travaux de Zeller (2013) et Massafiero et al. (2014) portant sur des données de subsurface (lignes sismiques 2D et blocs 3D) sur une zone beaucoup plus étendue que ce que nous présentons montre la connexion de la région de Picún Leufú-Sierra de la Vaca Muerta à la subsurface (Figure 134).

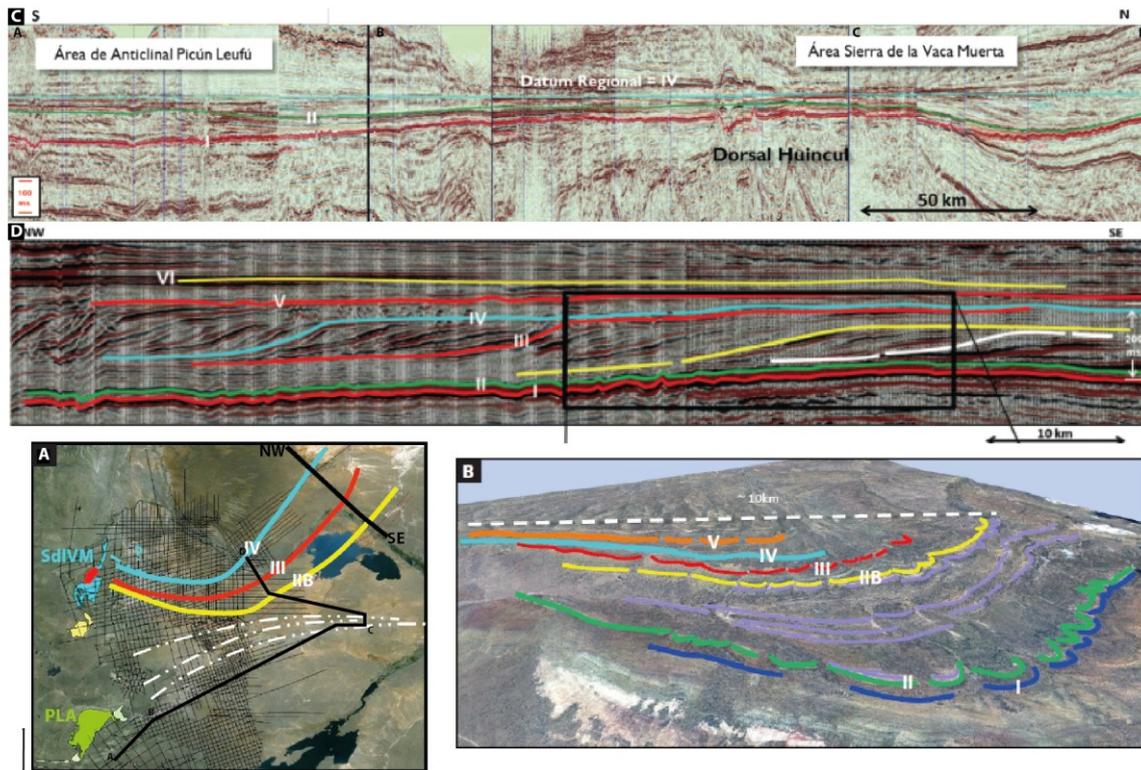


Figure 134 : Lignes sismiques reliant les affleurements de Picún leufú et de la Sierra de la Vaca Muerta à la subsurface (Zeller, 2013 ; Massafiero et al., 2014). A. Localisation des lignes sismiques. B & D. Comparaison entre la zone de Sierra de la Vaca Muerta (B) et la subsurface (D). C. Ligne sismique reliant la zone de Picún Leufú et celle de Covunco/Sierra de la Vaca Muerta. PLA : Anticlinal de Picun Leufu. SdIVM : Sierra de la Vaca Muerta.

A partir de ces données, on peut envisager un système régional progradant depuis le sud (affleurements de Picún Leufú) qui subit une rotation vers l'est en liaison avec la géométrie générale du bassin à cette période (subsurface et affleurements de Chos Malal). Le mode de construction de cette rampe qui jusqu'à la séquence majeure 3 était caractérisée par une progradation rectiligne commence à se mettre en place par compensation. Cette évolution

(équivalent de la partie supérieure de la séquence majeure II des secteurs de Picún Leufú, Covunco/Los Catutos et de la Sierra de la Vaca Muerta, [Figure 131](#)) suggère soit la mise en place d'une source d'apport détritique locale à l'est qui alimenterait cette zone soit une réorientation des directions de progradation liée à un forçage externe comme la tectonique, comme évoqué dans le chapitre consacré à l'étude sismique de la formation de la Vaca Muerta (Cf. [Chapitre deuxième](#)). Les observations faites à Chos Malal ne donnent aucun argument pour la mise en place d'une source d'apport fluviale. En revanche, de nombreuses études ont déjà démontré l'impact des mouvements de la ride de Huincul sur les dépôts Tithonien-Valanginien ([Vergani et al., 1995](#); [Cruz et al., 2002](#); [Fernández et al., 2003](#); [Pangaro et al., 2005](#); [Legarreta et al., 2008](#)). [Fernández et al. \(2003\)](#) postulent l'existence d'un épisode de soulèvement différentiel, en lien avec la ride de Huincul et les sous bassins environnants, qui va influencer la distribution des faciès. Ceci pourrait expliquer le « retard » observé dans l'évolution des différents dépôt-centres, avec un impact de l'activité de ride de Huincul précoce (fin séquence majeure 1) au niveau de la zone de Picún Leufú- Sierra de la Vaca Muerta et plus tardif (fin séquence majeure 2) dans la zone Aguada Pichana- Chos Malal.

La dernière zone, celle de Malargüe, enregistre la même évolution séquentielle, mais dans un contexte sédimentaire quasi exclusivement carbonaté, ce qui montre que ce secteur est isolé du reste du bassin au cours de cette période. Les données bibliographiques disponibles pour la zone de Malargüe ([Legarreta et Gulisano 1989](#) ; [Kietzmann et al., 2014](#)), mettent en évidence un secteur complètement différent du reste du bassin de Neuquén. Dans cette zone, la formation de la Vaca Muerta est caractérisée par des dépôts de rampe carbonatée. Les études antérieures ([Kietzmann et al., 2008](#) ; [2011a, 2014](#) ; [Kietzmann et Palma 2009a, 2011](#)) menées de cette région ont démontré une configuration liée au fonctionnement simultané de deux systèmes progradants ([Figure 135](#)) le premier correspondant à un système de rampe homoclinale progradante vers l'ouest et le second correspondant à la partie distale d'un système de rampe progradante depuis le Chili ([Kietzmann et al., 2014](#)) ([Figure 135](#)). Même si les données dont nous disposons sont trop parcellaires pour établir un lien direct avec les secteurs les plus au sud, la corrélation chronostratigraphique ([Figure 131](#)) montre un signal homogène jusque dans ce secteur.

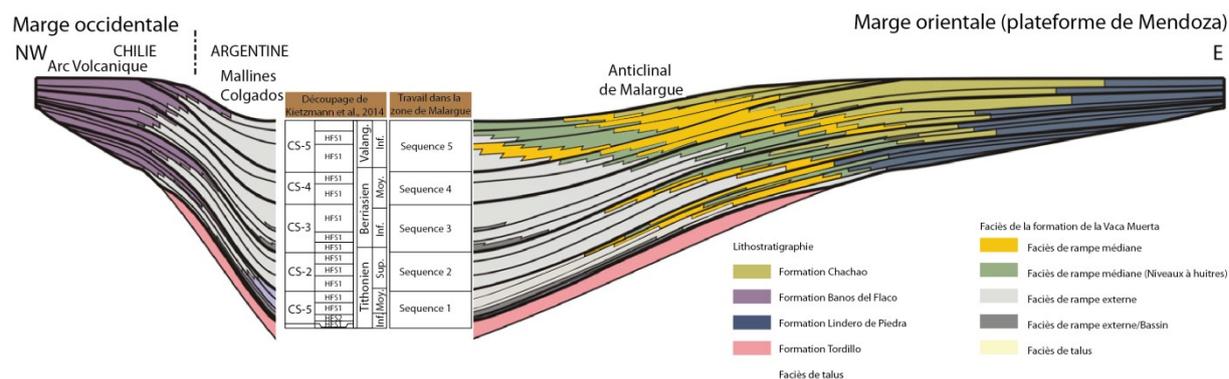


Figure 135 : Coupe synthétique du remplissage de l'intervalle Tithonien-Valanginien dans le sud du secteur de Mendoza sur les marges est et ouest du bassin de Neuquén (modifiée d'après Kietzmann et al., 2014).

A partir des données de subsurface et d'affleurement, il est possible d'envisager la partie sud du bassin du Neuquén comme un large réceptacle qui a permis le dépôt de la Vaca Muerta au Tithonien-Valanginien. Les corrélations et la coupe synthétique sur l'ensemble de cette zone montre que malgré le fonctionnement de la ride de Huincul, les apports de la marge sud-sud est du bassin sont restés pérennes pendant le dépôt de la VM et ont permis le développement d'un système mixte (Figure 136). Les études portant sur l'origine des grains dans la zone de Picún Leufú (Epingeer et Rosenfeld, 1996) ont montré qu'une grande proportion de la fraction détritique provient de l'arc volcanique. Il est toutefois difficile d'imaginer que le massif nord patagonien (bordure sud) ou encore le massif de la Sierra Pintada (bordure est) n'aient pas contribué à fournir une partie de ce détritisme.

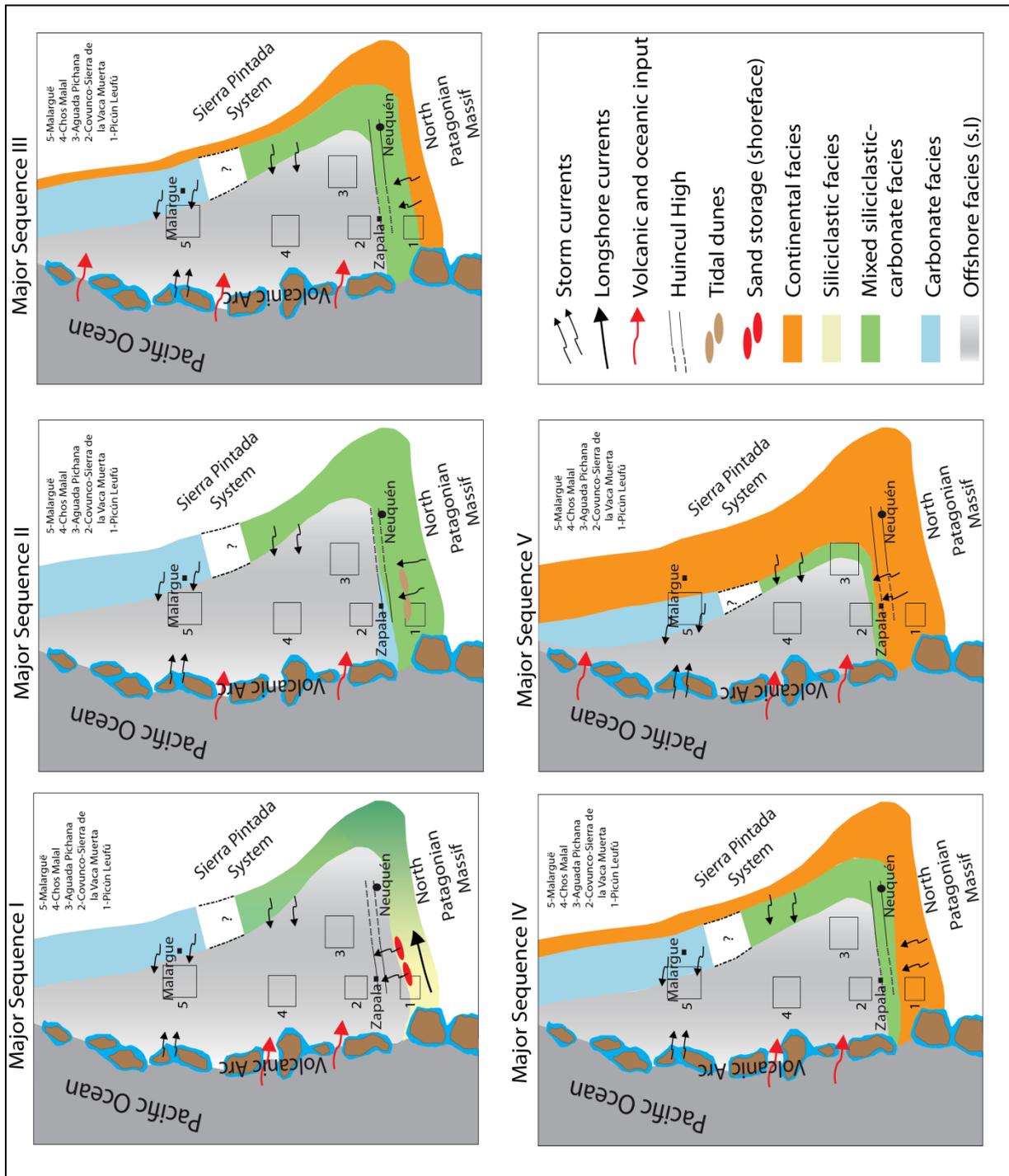


Figure 136 : Reconstitution paléogéographiques du remplissage du bassin de Neuquén pendant l'intervalle Tithonien-Valanginien dans les différents secteurs d'étude.

En résumé, la coupe régionale synthétique montre :

- (1) la mise en place d'une plateforme silicoclastique continue depuis la zone de Picún Leufú jusque dans la Sierra de la Vaca Muerta pendant le dépôt de la première séquence majeure. Cette plate-forme s'isole vers la fin de cette première séquence majeure où les dépôts silicoclastiques ne sont localisés que dans le secteur de Picún Leufú. Une reconnexion des deux secteurs s'opère dès le dépôt de la deuxième séquence majeure puisque les dépôts de rampe mixte se généralisent aussi bien à Picún Leufú que dans la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta.
- (2) la position du membre Los Catutos et ses équivalents latéraux dans le secteur de Picún Leufú et de la Sierra de la Vaca Muerta.
- (3) la connexion de la zone de Picún Leufú à celle de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta malgré l'individualisation du bassin de Picún Leufú au Kimméridgien comme démontré par [Spalletti](#) et [Colombo Pinol \(2005\)](#).

En outre, la synthèse régionale de l'intervalle Tithonien-Valanginien sans l'ensemble du bassin permet de montrer :

- (1) L'impact du fonctionnement de la ride de Huincul sur la chronologie de mise en place des systèmes de plateforme et des systèmes de rampe mixte.
- (2) La singularité de la zone de Malargüe avec la mise en place d'un système de rampe carbonatée pérenne pendant tout l'intervalle Tithonien-Valanginien.

1.2. Facteurs de contrôle de l'architecture stratigraphique à l'échelle du bassin

La synthèse du cadre stratigraphique de chaque zone d'étude (Figure 131) montre la mise en place de cinq séquences majeures corrélables grâce au calage chronostratigraphique. Les facteurs de contrôle de l'architecture stratigraphique peuvent être nombreux. Certains ont déjà été évoqués en partie lors de la caractérisation sismique de la zone d'Aguada Pichana ou de l'étude sédimentologique et stratigraphique de la zone de Picún Leufú, comme le rôle de l'eustatisme ou de la tectonique. D'autres facteurs peuvent également jouer un rôle dans la mise en place de ces séquences, tels que la morphologie du bassin ou le climat.

1.2.1. Eustatisme et climat

Le bassin de Neuquén est défini dans la littérature comme un bassin d'arrière arc qui résulte d'une subsidence d'arrière arc, faisant suite à un régime de subduction sur la marge occidentale du Gondwana. Cette subduction a permis la formation de l'arc magmatique andéen. La subsidence thermique et l'extension régionale d'arrière-arc ont permis le développement d'une sédimentation marine et la connexion du bassin au proto-Pacifique (Spalletti et al., 2000 ; Macdonald et al., 2003). La géométrie des clinofformes observés en sismique ne montre pas de grandes variations dans l'amplitude des cycles d'accommodation suggérant un taux de subsidence faible. Mitchum et Uliana (1985) suggèrent une subsidence faible, des apports sédimentaires faibles et à taux constant pendant la période Tithonien-Valanginien. Ce type de comportement rappelle un fonctionnement de bassin intracratonique à l'image des bassins sahariens paléozoïques et non pas un fonctionnement de bassin d'arrière arc comme décrit dans la littérature.

En revanche, l'importance de l'eustatisme sur les dépôts du Tithonien-Valanginien du bassin de Neuquén a été démontrée. Les variations eustatiques sont associées aux alternances de périodes d'*icehouse* et de *greenhouse* (Frakes et al., 1992), au sein desquelles s'exercent des variations climato-eustatiques à court terme (de 1 à 5 M.a.).

La mise en place de systèmes mixtes pérennes sur une large partie du bassin de Neuquén (de Picún Leufú jusqu'à Chos Malal) a été discuté dans un précédent chapitre (Cf. Chapitre quatrième). La distribution des intervalles purement carbonatés ou détritiques et des intervalles mixtes dans la Sierra de la Vaca Muerta, montre que les phases de régression (partie inférieure du RST, sensu Embry et Joahanessen, 1992) sont plus favorables au développement de carbonates et que les phases de transgression (partie supérieure du RST et TST, sensu Embry et Joahanessen, 1992) sont plutôt favorables au développement d'environnements mixtes. Pour Zeller (2013) la production carbonatée quasi-constante serait

attribuée à la géométrie faiblement inclinée du bassin lors du dépôt de la formation de la Vaca Muerta et à la faible amplitude des fluctuations du niveau marin pendant les périodes de *greenhouse*.

Les reconstitutions paléogéographiques au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur montrent une position latitudinale entre 42 et 50° degrés sud (Blackey, 2005 ; Spalletti et al., 1999), à la limite entre deux provinces climatiques: aride au nord et humide au sud. Ce contexte paléoclimatique va avoir un rôle important dans la quantité d'apport sédimentaire à fournir au bassin (Oglesby et Park, 1989).

La minéralogie des argiles et de l'indice d'altération chimique (observés sur des échantillons de la zone de Picún Leufú et présentés dans les *troisième* et *cinquième chapitres*) montrent que les intervalles associées au système silicoclastique (séquence majeure I) correspondent à des périodes favorables aux conditions d'hydrolyse et de transport alors que les intervalles associées au système mixte (séquence majeure II) correspondent à des périodes plus favorables à l'érosion physique. Selon Oglesby et Park (1989) et Lamy et al. (1998), la migration des ceintures climatiques provoque des changements climatiques qui vont avoir une influence sur les terres émergées. Les périodes humides engendrent des apports sédimentaires importants alors que les périodes arides concentrent l'érosion physique sur le continent. En se basant sur des arguments astronomiques, Sagasti (2005) montre une migration latitudinale des ceintures climatiques au Crétacé inférieur qui va contrôler la quantité du flux détritique dans les séries hémipélagiques de la formation de l'Agrio (Hauterivien). Sur le même principe, la migration des ceintures climatiques a contrôlé la mise en place du détritisme dans les dépôts de la Vaca Muerta.

Ces deux constatations montrent l'importance du climat à différentes échelles. La mise en place de systèmes mixtes est liée (1) à grande échelle, à la faible amplitude des fluctuations du niveau marin pendant les périodes de *greenhouse* et (2) aux variations climatiques de plus haute fréquence qui vont contrôler le flux détritique.

1.2.2. Niveau marin relatif, tectonique et eustatisme

Dans le secteur de Picún Leufú, le système Vaca Muerta-Picún Leufú ne couvre que l'intervalle Tithonien-Berriasien inférieur. Cet intervalle voit la mise en place de trois grandes séquences majeures dont deux ont été clairement identifiées sur le terrain. La première séquence est essentiellement progradante. La seconde est progradante puis aggradante. La troisième séquence est essentiellement aggradante. Dans le secteur de Covunco-Sierra de la

Vaca Muerta, les cinq séquences majeures identifiées correspondent au système Vaca Muerta-Quintuco. La première et la seconde séquence sont progradantes alors que les trois autres sont aggradantes. Les secteurs de Chos Malal et de Malargüe ne montrent pas de tendances géométriques progradantes ou rétrogradantes claires car l'orientation du transect de corrélation ne permet pas de le voir.

L'étude sismique permet de mieux identifier toutes les phases de variation du niveau marin relatif et de mieux apprécier la géométrie des dépôts. Dans la zone d'Aguada Pichana, les séquences identifiées sont contrôlées par trois chutes du niveau marin relatif, enregistrées dans les séquences II, III et IV ainsi qu'une variation discrète dans l'amplitude des cycles d'accommodation. Ces variations du taux d'accommodation ont été abordées dans le chapitre consacré à l'étude sismique (Cf. [Chapitre deuxième](#)). Elles sont liées aux variations du niveau marin relatif, combinaison des variations du niveau marin global et des effets de subsidence /uplift. Cette caractéristique visible sur les données de sismique n'a pas pu être mise en évidence sur les affleurements.

Néanmoins, des caractéristiques communes aux passages d'une séquence à l'autre peuvent être mises en évidence. Les zones de Picún Leufú et d'Aguada Pichana sont caractérisées par la présence de déstabilisations gravitaires lors de ces changements de séquences. Dans l'anticlinal de Picún Leufú, elles sont présentes au sein de la séquence majeure I et en sommet de séquence 2. Leur position stratigraphique suggère un lien avec les variations du niveau marin relatif. Cette association entre baisse du niveau marin et déstabilisation de pente a déjà été observé par de nombreux auteurs ([Posamentier et Martinsen, 2011](#)) qui lui attribue les causes suivantes : (1) dissociation des hydrates, (2) le pilotage par la houle et enfin (3) la surcharge sédimentaire et déséquilibre de charge entre la zone proximale et la zone distale. La première cause peut-être écartée car nous ne sommes pas dans un contexte bathymétrique permettant la formation d'hydrates alors que les deux autres hypothèses peuvent-être envisagées. Néanmoins, la position stratigraphique correspond également à la période d'initiation du soulèvement de la ride de Huincul.

Dans la zone d'Aguada Pichana, les intervalles slumpés sont plus nombreux. Ils sont localisés en position distale des clinofformes à la transition « Séquence I-Séquence II », dans les premiers réflecteurs de la « séquence II » ainsi qu'à la limite « Séquence II-Séquence III ». Un contrôle tectonique ou en lien avec les variations du niveau marin relatif peut être envisagé pour la mise place de ces structures. Plusieurs auteurs ont déjà démontré l'existence d'une activité tectonique au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur dans la partie sud du bassin de Neuquén, en lien avec le fonctionnement de la ride de Huincul ([Vergani et al., 1995](#); [Cruz](#)

et al., 2002; Fernández et al., 2003; Pangaro et al., 2005; Legarreta et al., 2008 ; Grimaldi et Dorobek, 2011 ; Gangui et Grausem, 2014) et son impact sur la distribution des faciès et l'architecture des séquences de dépôt. Notre étude a également montré l'importance des mouvements verticaux dans le bassin entraînant à grande échelle une compartimentation du bassin mais également un contrôle diachrone sur l'évolution des systèmes sédimentaires. L'étude de Gangui et Grausem (2014) a montré l'alignement de plusieurs slumps dans des directions de failles antérieures triasiques et anté-calloviennes et associant ainsi ces glissements gravitaires à une activité sismique syn-dépôt. Ces résultats montrent l'importance du contrôle tectonique local dans la mise en place des séquences de dépôt dans la partie sud du bassin et la présence d'événements gravitaires aux limites de séquences.

A l'échelle du bassin, le schéma chronostratigraphique permet de corréler les séquences majeures de chaque secteur. Cette corrélation montre qu'au-delà de la tectonique locale bien démontrée par l'impact de la ride de Huincul dans le sud du bassin, ces dépôts répondent à un signal régional qui permet la mise en place de séquences progradantes. Les travaux de stratigraphie sismique régionale de Mitchum et Uliana (1985) ont montré la corrélation des séquences de dépôt couvrant l'intervalle Tithonien-Valanginien à la courbe eustatique de Vail, Hardenbol et Todd, (1982). Cette étude conclut à un contrôle eustatique de la mise en place des séquences de dépôt.

2. Processus sédimentaires et mise en place des systèmes de dépôts

Le bassin de Neuquén au cours de la période Tithonien-Valanginien est principalement caractérisé par la mise en place d'une rampe mixte sur l'ensemble du bassin. La compartimentation liée à la présence de différentes structures tectoniques locales et de différents contextes morphologiques induit des variations de ce modèle depuis des plateformes silicoclastiques (zone sud) jusqu'à une rampe purement carbonatée (zone nord). Le mode de progradation de ces différents types de plateformes et de rampes est assez classique. Néanmoins l'impact local de la structuration permet de mettre en évidence des comportements plus spécifiques pour ces différents environnements.

Le système de plateforme silicoclastique identifié dans les secteurs **de Picún Leufú et de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta** montre des faciès d'offshore dominés par des particules fines dont l'aspect laminé suggère un processus de décantation en environnement distal, sous la limite d'action des vagues de tempêtes. L'organisation longitudinale des faciès de façon

classique, visible sur la séquence 1 (de la première séquence majeure), va subir une évolution lors de la surrection de la ride de Huincul dans cette zone. En effet le profil de dépôt qui était rectiligne pour cette première séquence va être perturbé par la mise en place d'une zone de stockage de sédiments au niveau de la plateforme externe en liaison avec une augmentation de l'activité des courants de dérive littorale. A Picún Leufú, les dépôts de shoreface inférieur correspondent à des dunes sous-marines, formées par le remaniement et la redistribution de matériel grâce des courants de dérive littorale et des courants de tempêtes qui vont capter les sédiments et les redistribués vers le large (Beer et Grosline, 1971 ; Herzer et Lewis, 1979 ; Aurell et Badenas, 1994 ; Lewis et Pantin, 2002 ; Puig et al., 2003 ; Normark et al., 2006). Des courants de retour (*rip currents*) peuvent également être responsables dans le transport de sédiments vers le large. Ces courants sont connus pour leur capacité à transporter des sédiments grossiers depuis la plage vers le large et dépendent en premier lieu des courants de dérive littorale (Shepard et al., 1941 ; Goldsmith et al., 1982). Ce sont ces dunes qui vont alimenter des zones plus distales, d'abord dans la zone de transition puis dans la zone d'offshore. Le profil de dépôt présente alors deux grandes zones, la première en amont caractérisée par une zone côtière qui passe à des faciès argileux de plateforme interne qui sont isolés de la plateforme externe par cette accumulation de sédiments grossiers provenant de l'arc volcanique. Cette perturbation de profil de dépôt va s'amplifier au fur et à mesure que la ride de Huincul va croître.

Cette zone d'accumulation sédimentaire va également jouer le rôle de source de sédiment pour toutes les remobilisations sédimentaires observées sur la plateforme externe, qu'il s'agisse des événements générés par l'action des vagues de tempête ou les déstabilisations gravitaires (slumps et écoulements turbiditiques) qui marquent les fins de séquences. Le processus d'initiation de ces deux grands types de remobilisation va impliquer des facteurs de contrôle d'échelles spatiales et temporelles différentes. Les dépôts issus des tempêtes vont être récurrents sur la totalité des séquences et leur épaisseur va augmenter en liaison avec la progradation de la plateforme. Les déstabilisations gravitaires vont quant à elles marquer des épisodes particuliers dans l'histoire du remplissage du bassin. Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, ces événements semblent marquer des phases d'activité plus marquée de la ride de Huincul, qui ont probablement forcé le système sédimentaire à évoluer.

La mise en place d'une rampe mixte sur l'ensemble du bassin semble être contrôlée par les variations eustatiques. Ce système de rampe mixte est identifié dans le secteur de Picún Leufú, de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta et dans la région de Chos Malal. Il montre des

faciès fins au niveau de la rampe externe, suggérant une prédominance des processus de décantation, sous la limite d'action des vagues de tempêtes. La rampe médiane est caractérisée par des dépôts de tempêtes qui signent un écoulement épisodique caractérisé par des phases d'écoulements unidirectionnels et des phases de décantation, particulièrement bien exprimées dans le secteur de Picún Leufú. Dans la région de Chos Malal, la phase de haute énergie est exprimée par la présence de fragments d'huîtres. Les faciès de rampe interne sont surtout bien visibles dans la zone de Picún Leufú. Cette zone est particulièrement complexe du fait de l'activité de la ride de Huincul qui va modifier la courantologie de cette zone et privilégier les courants tidaux aux courants permettant le transfert vers le large.

Les associations de faciès d'offshore et de rampe externe des deux systèmes de dépôts s'expliquent dans un premier temps par un processus de décantation en environnement distal. Ces environnements dominés par les processus de décantation sont entrecoupés par des dépôts grossiers issus du transfert de sédiment depuis la zone côtière vers le large. L'origine de ces dépôts peut être multiple, l'hypothèse de « crues distales » liées à un système fluvial peut être envisagée mais aucune influence fluviale n'a été identifiée. Le remaniement de la zone côtière par des processus de tempête est donc privilégié.

Même en l'absence de données de carotte, la disposition rectiligne des ceintures de cliniformes observés dans le secteur d'Aguada Pichana permet de penser que le modèle de mise en place de la partie est du bassin correspond à une rampe mixte (double influence des apports clastiques allochtones et carbonatés autochtones) avec une forte influence de la houle. La présence de dépôts issus de déstabilisation gravitaire semble correspondre aux mêmes phénomènes que ceux décrits pour la zone sud. En effet on retrouve ce type de dépôts à l'emplacement d'anciennes failles qui ont pu être réactivées lors de la surrection de la ride de Huincul dans cette zone.

La zone de Malargüe montre des dépôts carbonatés, mis en place dans un système de rampe carbonatée dans lequel s'intercalent des sédiments volcanoclastiques. Les faciès de rampe externe/bassin correspondent essentiellement à des faciès fins et laminés attribués à des processus de décantation. Des niveaux à granulométrie plus grossière, accompagnés de fragments d'huîtres sont observés au sein de ces faciès. Ils attestent de conditions d'énergie plus élevée. Ces niveaux sont interprétés comme des dépôts liés à des courants de tempêtes. Les faciès de rampe médiane sont mieux exprimés dans ce secteur que dans les zones précédentes. Ils correspondent à des calcaires à HCS et des niveaux riches en coquilles

d'huîtres et de faunes variées disposées de façon chaotique qui atteste de l'action des tempêtes.

3. Conditions d'oxygénation des eaux et préservation de la matière organique

Les conditions d'oxygénation de la colonne d'eau sont abordées grâce aux éléments majeurs et traces dans le secteur de Picún Leufú et celui de Covunco. Globalement, seuls les quelques échantillons prélevés en base de coupes et caractérisés par de très fortes valeurs de TOC (Cf. [Chapitre cinquième](#)) montrent un enrichissement significatifs de quelques éléments chimiques (Mo, As, Sb, et U).

Les différents échantillons analysés dans le secteur de Picún Leufú montrent une tendance caractéristique de l'effet *shuttle* (diagramme du facteur d'enrichissement de l'uranium en fonction du facteur d'enrichissement du molybdène, [Algeo et Tribovillard, 2009](#)). Comme déjà évoqué dans un des précédents chapitres (Cf. [Chapitre cinquième](#)), ce type de comportement suggère que le molybdène (Mo) ait été apporté depuis la colonne d'eau (où il est naturellement présent à l'état dissous en proportions relativement importantes) aux sédiments en grandes quantités, sans que l'uranium (U) ne subisse le même transfert de l'eau de mer au sédiment. Les vecteurs de Mo sont les oxydes et hydroxydes de fer et manganèse, peu solubles en conditions oxydantes et qui précipitent donc, en conditions oxiques, dans la colonne d'eau et entraînent avec eux certains éléments dissous dans l'eau de mer. Ce constat suggère une colonne d'eau normalement oxygénée. En revanche, le fait que le Mo soit accumulé dans le sédiment suggère qu'il ait rencontré des conditions réductrices assurant sa rétention sous forme réduite (insoluble). Toutefois, ces conditions réductrices n'étaient pas présentes directement à l'interface eau-sédiment, car alors davantage d'U aurait été piégé dans le sédiment. En effet, cet élément est sensible aux variations des conditions redox : présent en oxydes solubles en conditions oxydantes dans l'eau de mer, il est réduit en d'autres formes d'oxydes, peu solubles, dès que les conditions deviennent (faiblement) réductrices (voir le détail dans [Tribovillard et al., 2006](#) ; [Algeo et Tribovillard, 2009](#)). Dans le secteur de Covunco, les différents échantillons analysés montrent un enrichissement en Mo et en U, suggérant des conditions d'oxygénation limitée de la colonne d'eau.

Les éléments marqueurs de productivité (tels que Ba, Cu, Ni) ne signent pas d'enrichissement particulier, même dans les échantillons montrant de fortes valeurs de TOC.

Ce comportement suggère que même si, pendant cette période, des conditions réductrices ont pu exister (échantillons de la base de certaines coupes), celles-ci n'étaient pas accompagnées de forte productivité. La préservation de la matière organique dans les coupes étudiées est donc attribuée à un taux de sédimentation élevé qui a soustrait rapidement la matière organique du contact renouvelé de l'oxygène issu de la colonne d'eau. Toutefois, la partie basale des coupes a pu localement enregistrer des conditions euxiniques, très favorables pour la préservation et l'accumulation de matière organique.

En résumé, dans le secteur de Picún Leufú, les marqueurs redox soulignent des conditions d'oxygénation normales dans la colonne d'eau et des conditions réductrices se développant à faible distance sous l'interface eau-sédiment. Au contraire, dans le secteur de Covunco, les marqueurs redox suggèrent des conditions d'oxygénation limitée de la colonne d'eau. Les résultats du secteur de Picún Leufú sont assez robustes (plus de 200 échantillons) pour attester de ce résultat. Il est donc intéressant de noter que les sédiments riches en matière organique ne sont pas systématiquement synonyme de conditions réductrices. Pour ce qui est du secteur de Covunco, ces résultats sont assez surprenants pour deux raisons : (1) la proximité de la zone de Picún Leufú et le signal stratigraphique homogène laisseraient penser à un comportement similaire sans pour autant ignorer l'impact de la ride de Huincul (2) la configuration du dépôt-centre de Picún Leufú présente davantage de critères de « confinement » que le secteur de Covunco ouvert vers le nord. Il est donc important de garder à l'esprit un oeil critique sur les résultats de cette seconde zone, en particulier, lorsqu'on voit l'effet de l'oxydation supergène sur un certains nombre d'échantillons.

En revanche, les marqueurs de productivité montrent un signal homogène.

4. Lien entre la distribution de la matière organique et l'architecture stratigraphique

La distribution de la matière organique dans les argiles de la formation de la Vaca Muerta montre des valeurs de TOC variables. Les affleurements de Picún Leufú montrent des valeurs moyennes comprises entre 2 et 3% avec des pics à 20% au niveau de la surface condensée basale de la première séquence majeure. Dans le détail, tous les niveaux à TOC supérieur à 3% se localisent au sein de la séquence 1 (de la majeure séquence). Au sein de la séquence 2, on retrouve encore quelques point où le TOC est proche des 2%.

Plus au nord, dans la région de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta, bien que la coupe d'Arroyo Covunco soit très affectée par l'altération (fort indice d'oxygène donné par la

pyrolyse Rock Eval), les valeurs de TOC les plus élevées (3%) sont enregistrées à la base de la deuxième séquence majeure.

En subsurface, la résolution de l'échantillonnage sur la carotte de la zone d'Aguada Pichana permet de bien visualiser la localisation des intervalles à fortes valeurs de TOC. De façon générale, l'ensemble de la carotte est riche en TOC. Les valeurs moyennes oscillent autour de 3-4%. Dans le détail, la courbe de TOC montre un grand pic à la base de la première séquence majeure (autour de 7%) ainsi que plusieurs autres pics de moindre intensité que le premier mais dont les valeurs de TOC sont supérieures à 3%. Même si nous ne disposons pas de données de TOC sur toutes les séquences identifiées, on peut déduire, par analogie avec le signal GR, que d'autres intervalles à fort TOC existent au niveau de la séquence 1.4 (équivalent de la deuxième séquence majeure à l'affleurement, [Figure 131](#)), dans la séquence II (équivalent de la partie inférieure de la troisième séquence majeure à l'affleurement, [Figure 131](#)) et dans la séquence 4 (équivalent de la partie inférieure de quatrième séquence majeure à l'affleurement, [Figure 131](#)). Au sein de chacune de ces séquences, d'autres intervalles à fort pic de GR sont repérés. Ils sont interprétés comme des intervalles riches en matière organique de séquences de plus haute fréquence.

Plus au nord, dans la zone de Malargüe, les données bibliographiques montrent l'existence de cinq intervalles riches en TOC ([Kietzmann et al., 2014](#)) dont les teneurs oscillent entre 4 et 7%. Ces intervalles sont localisés principalement à la base de chaque séquence majeure définie précédemment dans ce secteur ([Figure 131](#)).

A partir de la synthèse des données de chaque secteur, on conclut que les intervalles riches en matière organique se localisent dans les intervalles transgressifs de chaque séquence majeure. En revanche, les quantités de TOC ne sont pas homogènes dans tout le bassin. A Picún Leufú, c'est la première séquence qui signe les valeurs de TOC les plus élevées (autours de 20 % au niveau de la MFS basale). Cette valeur n'est enregistrée nulle part ailleurs. Dans les autres secteurs, cette séquence est également caractérisée par de fortes valeurs de TOC mais de moindre importance (autour de 7%). Le second intervalle riche en matière organique, localisé dans la seconde séquence majeure, est enregistré dans tout le bassin hormis dans le secteur de Picún Leufú. Les troisième, quatrième et cinquième intervalles riches en matière organique, localisés dans les troisième, quatrième et cinquième séquences majeures sont bien enregistrés dans les secteurs de Malargüe et d'Aguada Pichana.

A partir de ces observations, il semble que les intervalles riches en matière organique se distribuent en fonction de la stratigraphie, au niveau des intervalles transgressifs, mais

également en fonction des secteurs géographiques. En revanche, les études géochimiques menées dans ce travail montrent que les conditions d'oxygénation de la colonne d'eau ou de productivité de la zone photique n'ont joué qu'un rôle mineur dans l'accumulation de la matière organique.

Le lien entre l'architecture stratigraphique et la distribution de la matière organique est une question récurrente depuis longtemps et avec une intensité accrue depuis quelques années, avec l'avènement des « shale gas ». Pour [Slatt et Rodriguez \(2012\)](#), la compréhension de l'architecture stratigraphique des séries argileuses riches en matière organique permet de mieux contraindre les intervalles les plus favorables à la préservation de la matière organique et à la génération puis au stockage d'hydrocarbures. Toutefois, d'autres facteurs interviennent dans la distribution de la matière organique tels que les variations latérales de faciès, le rapport production/dilution ou encore le taux de sédimentation ([Passey et al., 2010](#)).

Les changements latéraux de faciès ont été bien mis en évidence dans le cadre de ce travail. Un gradient de la distribution du détritisme peut être constaté du sud au nord, avec la mise en place de plus en plus tardive de la formation du Quintuco ([Figure 137](#)). La localisation des différents secteurs par rapport aux bordures de bassin (proximal vs. distal) a également joué un rôle dans la quantité de particules détritiques transportées vers le bassin. Les secteurs de Chos Malal, de la partie nord de la zone de la Sierra de la Vaca Muerta et d'Aguada Pichana occupaient une position plus distale que les affleurements de Picún Leufú et une partie du secteur Covunco-Sierra de la Vaca Muerta. Ceci peut expliquer une telle distribution géographique de ces intervalles riches en matière organique. A l'inverse, dans la zone de Malargüe, l'existence d'un système de rampe carbonatée tout au long de l'intervalle Tithonien-Valanginien a permis la mise en place de cinq intervalles riches en matière organique à chaque intervalle transgressif. Ce secteur n'a pas été affecté par le détritisme comme dans les cas des autres secteurs. En revanche, le premier intervalle riche en matière organique ne semble pas suivre cette logique et son signal est assez clair dans tous les secteurs du bassin.

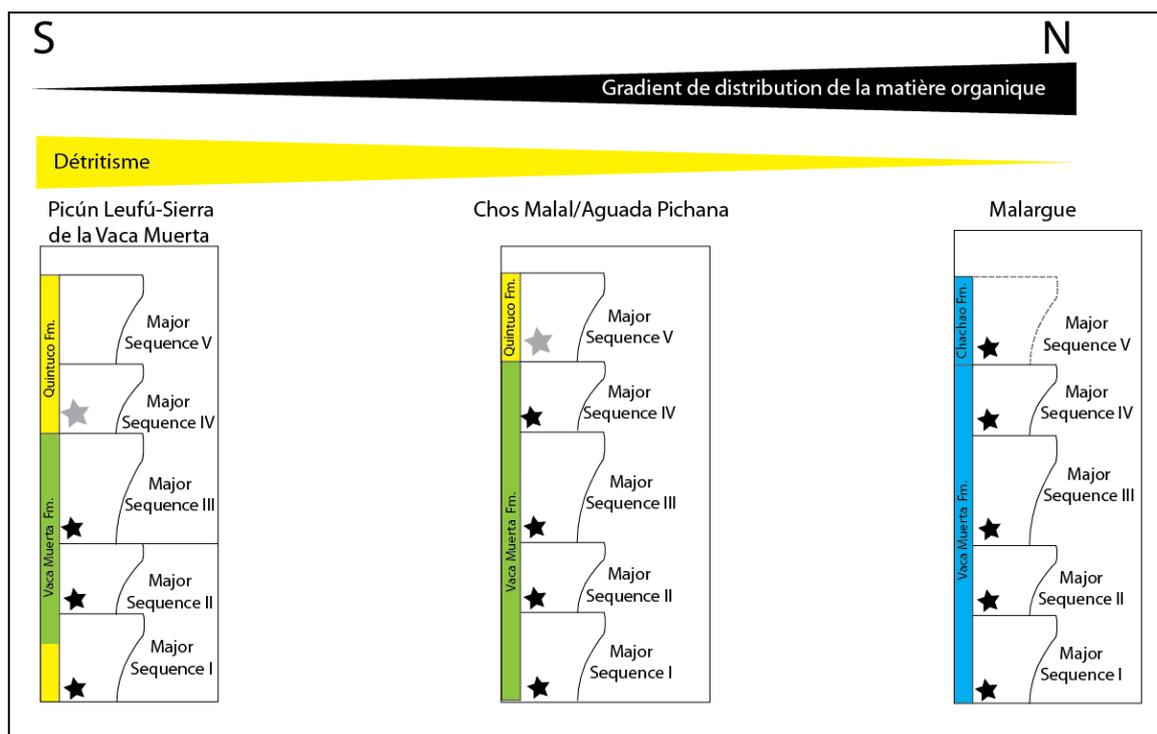


Figure 137: Relation entre la distribution des intervalles riches en matière organique et le détritisme. Tous les intervalles à fortes valeurs de TOC se localisent au sein des intervalles transgressifs (i.e. en début de chaque séquence majeure). La zone de Picún Leufú a été regroupée avec celle de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta pour des raisons de simplification.

5. Conclusion

Les travaux effectués dans le cadre de cette thèse permettent d'avoir une vision plus claire du modèle de dépôt de la formation de la Vaca Muerta. Le point de départ de cette thèse concerne la problématique des « gas shales » dont deux exemples majeurs ont été présentés en introduction. En regard de ces deux exemples, la formation de la Vaca Muerta présente des similitudes et différences.

Du point de vue processus sédimentaire, elle s'apparente davantage à la Posidonia shale, avec des dépôts soumis à l'action des tempêtes alors que les Barnett shales sont dominés par des processus de décantation suggérant une bathymétrie beaucoup plus profonde.

Du point de vue géodynamique et eustatique, la formation de la Vaca Muerta montre des similitudes avec les Barnett shale. La Vaca Muerta se dépose dans un contexte de subsidence faible et constante alors que la Posidonia shale correspond à des dépôts répondant à une transgression rapide et un taux de subsidence élevé.

Enfin, la géochimie montre que la formation de la Vaca Muerta se dépose dans des conditions « presque » oxiques alors que des conditions anoxiques sont suggérées pour les Barnett et en partie pour la Posidonia shale.

Références bibliographiques

- Aguirre-Urreta, B., Lazo, D.G., Griffin, M., Vennari, V.V., Parras, A.M., Cataldo, C., Garberoglio, R., Luci, L., 2011.** Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. In: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Neuquén, pp. 465–488.
- Algeo, T.J., Tribovillard, N., 2009.** Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation. *Chemical Geology* 268, 211–225.
- Aurell, M., Badenas, B., 1994.** Factors controlling the sedimentary evolution of the kimmeridgian ramp in the north iberian basin (NE Spain). *Estudios Geológicos*, 50: 91-101.
- Beer, R.M., Gorsline, D.S., 1971.** Distribution, composition and transport of suspended sediment in Redondo submarine canyon and vicinity (California). *Marine Geology*, 10, 153–175.
- Blakey, R., 2005.** Paleogeography and geologic evolution of North America; images that track the ancient landscapes of North America: <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/nam.html> (accessed September 8, 2006).
- Cruz, C.E., Boll, A., Gómez Omil, R., Martínez, E.A., Arregui, C., Gulisano, C.A., Laffitte, G.A., Villar, H.J., 2002.** Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Actas-CD-ROM, 20p, Buenos Aires.
- Embry, A.F., Johannessen, E.P., 1992,** T–R, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic- Lower Jurassic succession, western Sverdrup basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stammes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, vol. 2 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 121–146.
- Eppinger, K.J., Rosenfeld, U., 1996.** Western margin and provenance of sediments of the Neuquén Basin (Argentina) in the Late Jurassic and Early Cretaceous. *Tectonophysics* 259, 229-244.
- Fernández, M.L., Verzi, H.J., Sánchez, E., 2003.** Actividad tectónica y evolución sedimentaria de los depósitos Tithoniano / Valanginiano Temprano, porción oriental de la Cuenca Neuquina – Argentina. VIII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena de Indias, Colombia.
- Frakes, L.A., Francis, J.E., Syktus, J.I., 1992.** *Climate Modes of the Phanerozoic*, Cambridge University Press, v. p.

Gangui, A., Grausem, M., 2014. Tectonismo y estilos estructurales en el engolfamiento Neuquino: implicancias en la interpretación de las fracturas monitoreadas por microsísmica en la formación Vaca Muerta. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.

Goldsmith, V., Bowman, D., Kiley, K., 1982. Sequential stage development of crescentic bars: Hahoterim beach, southeastern mediterranean. *Journal of Sediment Petrology*, 52, 233-249.

Grimaldi, G.O., Dorobek, S.L., 2011. Fault framework and kinematic evolution of inversion structures: natural examples from the Neuquén Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 9 (1), 27–60.

Herzer, R.H., Lewis, D.W., 1979. Growth and burial of a submarine canyon off Motunau, north Canterbury, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 24, 69–83.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M., 2009a. Tafofacies y biofacies de Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. *Ameghiniana* 46, 321–343.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Bressan, G.S., 2008. Facies y Microfacies de la Rampa Tithoniana-Berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la Sección del Arroyo Loncoche - Malargüe, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63, 696-713.

Kietzmann, D.A., Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., López-Gómez, J., Lescano, M., Concheyro, A., 2011a. Evidence of precessional and eccentricity orbital cycles in a Tithonian source rock: The mid-outer carbonate ramp of the Vaca Muerta Formation, northern Neuquén Basin, Argentina. *AAPG Bulletin*, 95, 1459-1474.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., 2014. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian–Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 302, 64–86.

Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G., 1998. Late Quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27.5°S) and paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141(3-4): 233-251.

Leanza, H.A., Hugo, C.A., 1987. Descubrimiento de fosforitas sedimentarias en el Proterozoico superior de Tandilia, Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (3-4): 417-428. Buenos Aires.

- Leanza, H.A., Hugo, C.A., 2001.** Hoja Geológica 3969-I - Zapala, Provincia del Neuquén. – Instituto de Geología y Recursos Naturales, Boletín SEGEMAR, 275: 1-128.
- Leanza, H.A., Zeiss, A., 1992.** On the ammonite fauna of Lithostratigraphic Limestones from the Zapala region (Neuquen province, Argentina), with the description of a new genus. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 6: 1841-1850. Stuttgart.
- Leanza, H.A., Zeiss, A. 1994.** The Lithographic Limestones of Zapala (Central Argentina) and their ammonite fauna. *Geobios* 16: 245-250.
- Leanza, H.A., Sattler, F., Martinez, R., Carbone, O., 2011.** La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío–Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. In: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Neuquén, pp. 113–129. Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires.
- Legarreta, L., Gulisano, C., 1989.** Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). In: Chebli, G., Spalletti, L. A. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6*, S.M. de Tucumán, pp. 221-243.
- Legarreta, L., Gulisano, C., Uliana, M.A., 1993.** Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. *Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza, XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 87-114.
- Legarreta, L., Villar H., Cruz, C., Laffitte, G., Varadé, R., 2008.** Revisión integrada de los sistemas generadores, estilos de migración entrapamiento y volumetría de hidrocarburos en los distritos productivos de la cuenca Neuquina, Argentina. *Simposio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas. 7° congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. Cruz, C. E., Rodríguez, J.F., Hechem, J.J. y Villar, H.J. (eds.) IAPG, p. 79-108. Mar del Plata.
- Lewis, K.B., Pantin, H.M., 2002.** Channel-axis, overbank and drift sediment waves in the southern Hikurangi Trough, New Zealand. *Marine Geology*, 192, 123–151.
- Macdonald, D., Gómez Pérez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M., Paton, D., 2003.** Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 20:287-308.
- Massaferro, J.L., Zeller, M., Giunta, D.L., Sagasti, G., Eberli, G.P., 2014.** Evolución del sistema mixto tithoniano-valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y equivalentes) a partir de estudios de afloramientos y subsuelo, centro- sur de la Cuenca Neuquina. *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*.

Mitchum, R.M., Uliana, M.A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences. Upper Jurassic/Lower Cretaceous. Neuquén Basin, Argentina. In: Berg, B.R., Woolverton, D.G. (Eds.), *Seismic Stratigraphy, II. An Integrated Approach to Hydrocarbon Analysis*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39, 255-274.

Momburu, C.A., Uliana, M.A., Bercowski, F., 1978. Estratigrafía y sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico Inferior surmendocino. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas, 1, pp. 685–700.

Normark, W.R., Piper, D.J.W., Sliter, R., 2006. Sea-level and tectonic control of middle to late Pleistocene turbidite systems in Santa Monica Basin, offshore California. *Sedimentology*, 53, 867–897.

Oglesby, R., Park, J., 1989. Cyclic sedimentation in the Cretaceous: the Effect of precessional insolation changes on atmospheric dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 94, 14793-14816

Pángaro, F., Melli, A.T., Malone, P., Cevallos, M., Soraci, A., Mosquera, A., Hyung Joo, K., 2005. Modelos de entrapamiento de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. Simposio Trampas de Hidrocarburos de las Cuencas Productivas de la República Argentina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas p. 331-356.

Passey, Q.R., Bohacs, K.M., Esch W.L., Klimentidis, R., Sinha, S., 2010. From Oil-Prone Source Rock to Gas-Producing Shale Reservoir – Geologic and Petrophysical Characterization of Unconventional Shale-Gas Reservoirs. SPE 131350.

Posamentier, H.W., Martinsen, O.J., 2011. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data, in Shipp R.G., Weimer P., Posamentier H.R. (Eds), *Mass-transport deposits in deepwater settings*: SEPM Special Publications Editors, SEPM Special Publication, 96, 7–38.

Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Sternberg, R.W., 2003. Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the el continental margin (northern California). *Mar. Geol.*, 193, 129-149.

Riccardi, A.C., 2008. The marine Jurassic of Argentina: a biostratigraphic framework. *Episodes* 31, 326–335.

Sagasti, G., 2005. Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publication 252, pp. 231-250.

Shepard, F.P., Emery, K.O., La Fond, E.C., 1941. Rip currents: a process of geological importance, *Journal Geology.*, 49, 337–369.

Slatt, R.M., Rodriguez, N.D., 2012. Comparative sequence stratigraphy and organic geochemistry of gas shales: commonality or coincidence?: *Journal of Natural Gas Engineering and Science*, v. 8, p. 68-84.

Spalletti, L.A., Colombo Piñol, F., 2005. From alluvial fan to playa: an Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 8 (3), 363–383.

Spalletti, L.A., Veiga, G.A., 2007. Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquén Basin, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* | vol. 14 (2), 85-104.

Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Macdonald, D.I.M., Gomez Perez, I., 1999. Paleogeographic evolution of southern South America during the Cretaceous. *Boletim do 5° Simposio sobre o Cretaceo do Brasil y 1° Simposio sobre el Cretacico de America del Sur*, Sao Paulo, 87–95.

Spalletti, L.A., Franzese, J., Matheos, S.D., Schwarz, E., 2000. Sequence stratigraphy in tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp, the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157:433-446.

Tribovillard, N., Algeo, T., Lyons, T.W., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232, 12–32.

Vail, P.R., Hardenbol, J., Todd, R.G., 1982. Jurassic unconformities and global sea-level changes from seismic and biostratigraphie: *Bulletin of the Houston Geological society (abst.)*, v.25, p.3-4.

Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J., Welsink, H.J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, pp. 383-402.

Zeller, M., 2013. Facies, Geometries and Sequence Stratigraphy of the Mixed Carbonate-Siliciclastic Quintuco-Vaca Muerta System in the Neuquén Basin, Argentina: An Integrated Approach. *Open Access Dissertations*. Paper 1099.

Conclusion générale

Ce travail de thèse s'intègre dans le cadre de l'effort de recherche international actuel sur la caractérisation des systèmes pétroliers non conventionnels.

L'objectif de ce travail portait sur la compréhension de la mise en place des séries riches en matière organique en prenant comme cas d'étude la formation de la Vaca Muerta dans le bassin de Neuquén. Cette formation représente le gisement non conventionnel majeur de l'Argentine et de l'Amérique du sud, constituant donc un enjeu économique majeur pour l'industrie pétrolière dans ce pays.

Afin de caractériser l'architecture sédimentaire et stratigraphique de cette formation, nous avons privilégié dans ce travail une approche multi-échelle depuis celle du bassin par des études d'affleurement et de données de subsurface jusqu'à l'échelle microscopique par la caractérisation de la matière organique présente dans les séries sédimentaires de la formation Vaca Muerta. L'étude sismique a permis de définir la géométrie générale des séquences de dépôts, les données d'affleurement ont permis de caractériser les systèmes de dépôt et de relier la distribution des faciès au sein des séquences de dépôts et la géochimie organique. Les conditions paléoenvironnementales ont pu être définies à partir de la caractérisation de la circulation océanique ainsi que par les conditions d'oxygénation de la colonne d'eau.

Les conclusions majeures de ce travail sont les suivantes :

- Le contrôle climatique sur la mise en place de la formation Vaca Muerta

Le bassin de Neuquén au cours de la période Tithonien-Valanginien est caractérisé par la mise en place d'une rampe mixte quasi-pérenne sur l'ensemble du bassin. Le schéma chronostratigraphique, établi à l'échelle du bassin, a permis de corréler les séquences majeures de chaque secteur et de mettre en évidence un signal stratigraphique homogène. A partir du calage biostratigraphique de l'ensemble des secteurs d'études, cinq séquences T-R majeures ont pu être mises en évidence. La base de la série est principalement caractérisée par la mise en place de séquences progradantes qui passent progressivement à des séries à composante aggradante dominante. Ces géométries bien visualisées en sismique ne montrent pas de variations importantes dans les cycles d'accommodation. Elles sont corrélées avec la charte eustatique mondiale qui montre des fluctuations marines de faible amplitude pour la période d'étude.

Le système de rampe mixte permet la mise en place séquencée de périodes à dominante carbonatée et de périodes à dominante détritique. La distribution des intervalles purement carbonatés ou purement détritiques et des intervalles mixtes montre que les phases de

régression (partie inférieure du RST) sont plus favorables au développement de carbonates alors que les phases de transgression (partie supérieure du RST et TST) sont plutôt favorables au développement de dépôts mixtes. Cette configuration est attribuée à la géométrie faiblement inclinée du bassin lors du dépôt de la formation de la Vaca Muerta et à la faible amplitude des fluctuations du niveau marin pendant les périodes de *greenhouse*. A une échelle différente, les cortèges argileux ont également montré, dans la partie sud du bassin, une évolution vers des conditions arides, impactant alors la quantité d'apports détritiques délivrée au bassin.

- L'impact de la tectonique locale

L'empreinte de la tectonique locale est également visible à différentes échelles. La compartimentation liée à la présence de structures tectoniques locales, comme la ride de Huincul, induit dans la partie sud du bassin, une évolution particulière, de différents dépôt-centres, caractérisée par un piégeage des apports silicoclastiques en arrière de la ride. Cette configuration permet une évolution du mode de remplissage dans la partie sud du bassin depuis un système de plateforme silicoclastique vers un système de rampe mixte.

Dans l'anticlinal de Picún Leufú, l'étude détaillée du remplissage sédimentaire permet de mettre en évidence l'existence de courants de dérive littorale qui alimentent de manière indirecte les différentes plateformes de la partie sud du bassin, permettant la redistribution de sédiments sur la côte et la construction de dunes sous marines dans la partie inférieure du shoreface. Ce stock sédimentaire disponible est alors redistribué à la faveur de courants de tempêtes et des courants gravitaires lors d'épisodes de déstabilisation. Ces apports épisodiques vers le bassin profond viennent perturber le bruit de fond de la sédimentation caractérisé par des processus de décantation pure.

A la transition entre les séquences majeures, nous avons pu noter la présence de nombreuses déstabilisations gravitaires qui tracent également l'impact de structures tectoniques qui s'activent dans le bassin au cours de son remplissage. Dans l'anticlinal de Picún Leufú, la croissance de la ride de Huincul provoque ces déstabilisations gravitaires au sein de la première séquence majeure. En subsurface, des glissements gravitaires sont également mis en évidence pendant la mise en place de cette première séquence majeure mais également au sein de la seconde séquence majeure. Le décalage temporel de mise en place de ces déstabilisations entre la zone de Picún Leufú et celle d'Aguada Pichana montre le soulèvement différentiel de la ride de Huincul depuis l'ouest vers l'est au cours du temps.

Au nord de la ride de Huincul, le système de rampe mixte se substitue au système plateforme silicoclastique partiellement puis totalement vers Chos Malal. Ce secteur est également caractérisé par la présence de courants de tempêtes.

La zone de Malargüe montre une histoire sédimentologique déconnectée du reste du bassin avec la mise en place d'un système de rampe carbonatée pérenne pendant tout l'intervalle Tithonien-Valanginien.

- Les conditions d'oxygénation de la colonne d'eau

Grâce à des marqueurs redox (tels que Mo, U, V), les conditions d'oxygénation du secteur de Picún Leufú révèlent des conditions « presque normales » de la colonne d'eau. Seuls quelques niveaux montrent des épisodes d'oxygénation restreinte. Ils correspondent aux niveaux situés à la base de la formation de la Vaca Muerta et sont caractérisés par des fortes valeurs de TOC. Ce type de marqueur révèle également des conditions réductrices à l'interface eau-sédiment.

Dans le secteur de Covunco, les marqueurs redox indiquent des conditions réductrices de la colonne d'eau.

Dans les secteurs de Picún Leufú et de Covunco, les éléments marqueurs de productivité (tels que Ba, Cu, Ni) ne signent pas d'enrichissement particulier, même dans les échantillons montrant de fortes valeurs de TOC, suggérant une faible productivité. La préservation de la matière organique est attribuée à un taux de sédimentation élevé qui a permis l'enfouissement de la matière organique. A Picún Leufú, même si les conditions d'oxygénation de la colonne d'eau étaient « normales », la partie basale des coupes a pu localement enregistrer des conditions euxiniques, très favorables pour la préservation et l'accumulation de matière organique.

- Lien entre l'architecture stratigraphique et préservation de la matière organique

La mise en parallèle des données de géochimie organique et du découpage stratigraphique dans chaque secteur montre que les intervalles riches en matière organiques se situent dans les intervalles transgressifs de chaque séquence majeure. Il existe, au sein de la formation de la Vaca Muerta, au moins quatre intervalles riches en matière organique. Toutefois, la qualité de ces intervalles riches en matière organique est fortement affectée par le détritisme dans la partie sud-ouest (secteur de Picún Leufú).

En perspectives, il serait opportun d'affiner le modèle sédimentaire sur l'exemple de ce qui a été fait dans le secteur de Picún Leufú, pour les autres secteurs d'études, ce qui permettrait de préciser l'importance des déstabilisations gravitaires dans le mode de mise en place de la formation de la Vaca Muerta, ainsi que de préciser le lien entre ces corps sédimentaires et les variations eustatiques.

La zone de Malargüe caractérisée par un mode de mise en place différent de celui du reste du bassin reste un cas particulier dans le remplissage du bassin. Investiguer de manière plus précise cette zone et surtout la zone de connexion avec le secteur de Chos Malal, permettrait de vérifier l'impact de la proximité de l'arc volcanique et le rôle des structures tectoniques à grande échelle permettant la compartimentation du bassin.

La courantologie semble être un facteur très important contrôlant la distribution des sédiments et les conditions de préservation de la matière organique, il paraît donc important d'effectuer une modélisation du flux sédimentaire afin de préciser son impact sur les zones de stockage de sédiments ainsi que sur la distribution de la matière organique

Le lien entre la préservation de la matière organique et l'architecture stratigraphique reste une question primordiale pour l'industrie pétrolière. Malgré la relation directe, démontrée au cours de cette étude, entre le stockage de la matière organique, les variations eustatiques et conditions d'oxygénation de la colonne d'eau, un nouveau travail d'échantillonnage sur les coupes des autres secteurs et sur la carotte pour la zone d'Aguada Pichana permettrait de confirmer ou d'infirmer si les conditions de préservation de la matière organique sont les mêmes sur l'ensemble du bassin ou si des conditions locales de courantologie perturbent cette préservation.

Une étude comparée de la formation Vaca Muerta et d'autres roches mères (Barnett shales par exemple) permettrait de confirmer le lien entre préservation de la matière organique et cycles eustatiques et donc de préciser les conditions environnementales favorables à cette préservation.

Table des illustrations

Figure 1 : Part des ressources non conventionnelles (<i>shale gas</i>) dans la production mondiale d'hydrocarbures (Source : Agence internationale pour l'énergie). _____	23
Figure 2 : A. Stratigraphie de la formation Barnett Shale dans le bassin de Fort Worth (Montgomery et al., 2005). B. Minéralogie des trois lithofaciès majeurs composant la formation des Barnett (Loucks et Ruppel, 2007). _____	25
Figure 3 : Carte paléogéographique des USA au Mississippien, soulignant le caractère profond du bassin de Fort Worth positionné entre le Gondwana et la Laurussia (modifié d'après Gutschick et Sandberg, 1983). _____	26
Figure 4 : Modèle de dépôt des Barnett shales, illustrant le profil de dépôt et les processus associés (Loucks et Ruppel, 2007). _____	27
Figure 5 : Paléogéographie de l'Europe et distribution des argiles noires de la plate-forme épicontinentale liasique (modifiée d'après Zeigler, 1982). _____	28
Figure 6 : Sédimentologie, géochimie et minéralogie de la formation Posidonia Shale. Les données biostratigraphiques, faciologiques et de géochimie minérale sont tirées de la coupe de Dotternhausen (modifiée d'après Schmid-Röhl et al., 2002). La minéralogie est issue de Song et al., 2014. _____	30
Figure 7 : Reconstitution des variations du niveau marin au 4 ^{ème} ordre dans le bassin sud-ouest germanique pendant le dépôt de la formation Posidonia Shale (Röhl et Schmid-Röhl, 2005). Pour les biozones d'ammonites, se reporter à la coupe lithostratigraphique. _____	31
Figure 8 : Localisation des données utilisées dans le cadre de cette thèse. _____	34
Figure 9: Localisation du bassin de Neuquén (modifié d'après Howell et al., 2005). _____	47
Figure 10: A. Zonation du bassin de Neuquén. La zone ouest et la zone de transition sont affectées par la tectonique andine, alors que la zone orientale porte les empreintes de la tectonique mésozoïque. B. Les provinces du bassin de Neuquén. La baie (« embayement ») est un dépôt-centre séparé de sa partie méridionale par une dorsale (« shear zone »). La ligne de charnière (« hinge line ») correspond à une flexure de transition entre la plate-forme à l'est et la baie (« embayement »). Par l'activité de la shear zone, la méga-suture qui sépare la zone andine à l'ouest et la zone extra-andine à l'est a été déplacée vers l'ouest, vers la baie du sud (« south embayement ») (modifié d'après Urien et Zambrano, 1994). _____	48
Figure 11: Evolution schématique de Neuquén de la fin du Trias jusqu'au Cénozoïque. A. La période fini triasique-début jurassique est caractérisé par un rifting de pré-subduction et la formation de demi-grabens étroits. B. Du début Jurassique au début Crétacé, le bassin de Neuquén est une large baie triangulaire périodiquement séparée du proto-océan Pacifique par les baisses du niveau marin et les up-lifts. C. La période de la fin du Crétacé correspond au développement d'un bassin d'avant pays : la sédimentation est continentale sauf pendant certaines pulsations marines engendrant des transgressions et le dépôt d'intervalles marins. Schémas synthétisés à partir des travaux de Vergani et al. (1995), Ramos (1999b), Franzese et Spalletti (2001), Folguera et Ramos (2002), Franzese et al. (2003). _____	50
Figure 12: Coupe lithosphérique à la latitude du bassin de Neuquén du Crétacé à l'Eocène illustrant la diminution de l'angle de plongement du slab (modifié d'après Ramos et Folguera 2005 ; Ramos et Kay, 2006) _____	52
Figure 13: Coupe lithosphérique à la latitude du bassin de Neuquén à l'Oligocène supérieur et Miocène inférieur (modifié d'après Ramos et Folguera, 2005; Ramos et Kay, 2006). _____	53
Figure 14: Coupe lithosphérique à la latitude du bassin de Neuquén au Miocène supérieur (modifié d'après Ramos et Folguera, 2005; Ramos et Kay, 2006) _____	54
Figure 15 : Colonne stratigraphique du bassin de Neuquén (modifié d'après Howell et al., 2005). L'intervalle d'étude est souligné en couleur. _____	55
Figure 16 : Reconstructions paléogéographique du Bassin de Neuquén au Trias supérieur-Jurassique inférieur (Hettangien) (Legarreta et Uliana ,1996b). _____	56

Figure 17 : Reconstructions paléogéographiques du bassin de Neuquén entre l'Aalénien et le Callovien inférieur (Legarreta et Uliana, 1996b).	58
Figure 18 : Reconstructions paléogéographiques du remplissage du bassin de Neuquén du Callovien supérieur au Tithonien inférieur (Legarreta et Uliana, 1996b).	59
Figure 19 : Reconstructions paléogéographiques du remplissage du bassin de Neuquén du Tithonien inférieur à l'Hauterivien supérieur (Legarreta et Uliana, 1996b).	61
Figure 20 : Reconstructions paléogéographiques du remplissage du bassin de Neuquén du Barrémien supérieur à l'Albien moyen (Legarreta et Uliana, 1996b).	62
Figure 21 : Reconstructions paléogéographiques du remplissage du bassin de Neuquén du Cénomanién supérieur au Maastrichtien supérieur (Legarreta et Uliana, 1996b).	64
Figure 22: A. Carte illustrant les éléments morpho structuraux majeurs du bassin de Neuquén (modifié d'après Spalletti et Veiga, 2007). B. Carte isopaque de la formation du Tordillo (Kimméridgien) illustrant l'individualisation de plusieurs dépôt-centres (modifiée de Spalletti et Colombo Pinol, 2005; Spalletti et Veiga, 2007). Le front de l'Agrio représenté sur cette carte constitue une structure majeure du bassin façonné au Tertiaire (Kugler, 1987).	65
Figure 23 : Stratigraphie régionale du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du bassin de Neuquén (modifié d'après Mitchum et Uliana, 1985) soulignant le système Vaca Muerta/Quintuco/Loma Montosa/Mulichinco.	67
Figure 24 : Charte chronostratigraphique de l'intervalle Tithonien-Valanginien illustrant le diachronisme de la formation Vaca Muerta en fonction des secteurs d'étude (modifié d'après Spalletti et al., 2000; membre Huncal de Leanza et al., 2003; échelle des temps de Gradstein et al., 2012).	68
Figure 25 : A. Découpage de l'intervalle Tithonien-Valanginien basé sur les biozones d'ammonites du domaine andin et leur corrélations avec le domaine téthysien (Vennari et al., 2014 pour le Tithonien-Berriasien; Aguirre-Urreta et al., 2007 et Reboulet et al., 2011 pour le Valanginien). B. Compilation des différents âges de la formation de la Vaca Muerta en fonction du secteur d'étude.	69
Figure 26 : Reconstitutions paléogéographiques et paléoclimatiques au Jurassique supérieur (-150 m.a)-Crétacé inférieur (-120 m.a) (modifié d'après Blakey, 2005). Ant: Cercle antarctique. Art: Cercle arctique. Eq: Equateur. Can: Tropique du Cancer. Cap: Tropique du Capricorne.	70
Figure 27 : Coupe sismique régionale de l'intervalle Tithonien-Valanginien dans la partie sud du bassin de Neuquén (modifié d'après Mitchum et Uliana, 1985).	85
Figure 28 : Localisation du secteur d'étude par rapport à la coupe régionale de Mitchum et Uliana (1985).	86
Figure 29 : Localisation de la zone d'étude et des reliefs majeurs qui la bordent (à gauche) ainsi que de l'extension des données de subsurfaces disponibles (à droite).	89
Figure 30 : Facteurs contrôlant l'organisation des corps sédimentaires (modifié d'après Homewood et Eberli, 2000).	90
Figure 31 : Eustatisme et niveau marin relatif (modifié d'après Jervey et al., 1988).	91
Figure 32 : L'accommodation, espace disponible à la sédimentation, intègre le niveau marin et la tectonique mais est indépendante du flux sédimentaire (modifié d'après Robin, 1995 et Homewood et al., 1999).	92
Figure 33 : Relation entre taux de subsidence, taux d'accommodation, niveau marin relatif et eustatisme. Dans le cas présenté ci-dessus, trois cycles eustatiques sont représentés. La subsidence est à taux fixe tout le long des ces trois cycles. La subsidence à long terme génère une courbe du niveau marin relatif asymétrique en faveur des hausses du niveau marin relatif. Au cours des deux premières chutes eustatiques, les taux de chute sont moins élevés que les taux de subsidence à long terme, ce qui ne génère pas de chute du niveau marin relatif mais une forte décroissance du taux de montée de ce dernier. Au cours de la dernière chute, le taux de chute du niveau marin est plus fort que le taux de	

subsidence à long terme générant une chute du niveau marin relatif (modifié d'après Posamentier et al., 1988).	94
Figure 34 : Concepts de transgression, régression normale et régression forcée, engendrés par la compétition entre les variations du niveau marin relatif et la sédimentation. La courbe du haut montre la magnitude des variations du niveau marin relatif à travers le temps. La courbe du bas montre les taux de variations du niveau marin relatif (modifié d'après Catuneanu, 2006).	95
Figure 35 : Concepts de base de la stratigraphie sismique illustrant la définition d'une séquence de dépôt. En haut : La séquence de dépôt est définie comme une unité stratigraphique limitée à sa base et à son sommet par deux discontinuités (A, B) qui passent latéralement à une surface corrélative non érosive. Les unités 1 à 25 ont été tracées en suivant les surfaces de stratification. En bas : Coupe chronostratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les relations stratigraphiques montrées en haut sont ici reportées en une coupe chronostratigraphique où l'échelle de temps est arbitraire. (Mitchum et al., 1977, Part 2).	97
Figure 36 : Classification des terminaisons sismiques selon Mitchum (1977, Part 2). Terminaisons sismiques au sein d'une séquence de dépôt type (en haut). Relations entre les réflexions sismiques et les limites supérieures et inférieures d'une séquence (en bas).	99
Figure 37 : Illustration des positions successives de l'offlap break le long d'un profil progradant (modifié d'après Emery et Myers, 1996).	100
Figure 38 : Résumé des différentes classifications des cortèges de dépôt proposées par différents auteurs. HST: Highstand Systems Tract, LST: Lowstand System Tract, TST: Transgressive Systems Tract, RST: Regressive Systems tract; FSST: Falling Stage Systems Tract, FRST: Forced Regressive Systems Tract, MRS: Maximum Regressive Surface, MFS: Maximum Flooding Surface, CC: Correlative Conformity. Depositional sequence I: Mitchum et al., 1977 (Part 2); Depositional sequence II: Haq et al., 1987; Posamentier et al., 1988; Depositional sequence III : Van Wagoner et al., 1988, 1990; Christie-Blick, 1991; Depositional sequence IV : Hunt et Tucker, 1992 ; 1995 ; Helland-Hansen et Gjølberg, 1994; Genetic Sequence : Frazier, 1974; Galloway, 1989; T-R Sequence : Johnson et Murphy, 1984; Embry et Johannessen, 1992 (modifié d'après Catuneanu, 2010).	102
Figure 39 : Architecture du prisme de régression forcée (Catuneanu et al., 2010).	103
Figure 40 : Architecture du cortège de bas niveau marin (Catuneanu et al., 2010).	103
Figure 41 : Architecture de l'intervalle transgressif (Catuneanu et al., 2010).	104
Figure 42 : Architecture du cortège de haut niveau marin (Catuneanu et al., 2010).	104
Figure 43 : Géométrie des cortèges de dépôts durant les différentes phases de variation du niveau marin relatif.	106
Figure 44 : Trajectoire de l'offlap break défini par les positions successives de ce dernier et traduisant les variations du niveau marin relatif (modifié d'après Steel et Olsen, 2002).	106
Figure 45 : Analyse de l'évolution des progradations par la méthode de l'analyse de la migration de l'offlap break des clinofformes (A) et par l'interprétation des cartes d'amplitude par la méthode de la translation de l'horizon « Top Tordillo » (B).	108
Figure 46 : Position des profils sismiques sélectionnés pour caractériser l'architecture sismique de la zone d'étude. Carte d'amplitude soulignant les directions de progradations.	110
Figure 47 : Les différents cortèges sismiques décrits dans la formation de la Vaca Muerta.	111
Figure 48 : Les grandes séquences sismiques et les cortèges de dépôts associés reconnus sur le profil type. A. Profil sismique avec <i>line drawing</i> des principaux réflecteurs sismiques. B. <i>Line drawing</i> du profil type. C. Individualisation des séquences sismiques et découpage en cortège de dépôt.	112
Figure 49 : Profil orienté SE-NW, dans la partie sud-est de la zone d'étude qui illustre les géométries identifiées au sein de la « séquence I » ainsi que les cortèges de dépôts identifiés au sein de la « séquence II ».	113

Figure 50 : Limite de séquence érosive, située à la limite de la séquence II et de la séquence III. Elle est observée dans la partie NE de la zone d'étude.	114
Figure 51 : Profil orienté N-S illustrant les différents cortèges de dépôts reconnus au sein de la « séquence III ».	115
Figure 52 : Profil orienté N-S illustrant les cortèges de dépôt identifiés dans la séquence IV ainsi que les deux onlaps côtiers successifs de la séquence V. Ce profil met en évidence également les limites de séquences II, III et IV.	116
Figure 53 : Figure synthétique des séquences sismiques reconnues dans la zone d'étude à partir du profil type. A. <i>Line drawing</i> des séquences sismiques. B. Représentation simplifiée des séquences sismiques reconnues.	118
Figure 54 : Quantification des caractéristiques géométriques relatives à chaque séquence sismique.	119
Figure 55 : Evolution de la trajectoire de l'offlap break à partir des séquences sismiques visibles sur le profil type. A. Profil type interprété. B. Position de l'offlap break sur le profil type interprété et mise en évidence des variations d'accommodation dans le temps.	121
Figure 56 : Isoformes des séquences sismiques, soulignant les maxima d'épaisseur ainsi que le changement de direction de la progradation.	123
Figure 57 : Morphologie restaurée des quatre séquences sismiques au moment du dépôt (par rapport au Tordillo). Ces cartes soulignent l'emplacement de l'offlap break de chaque séquence (A, B, C, D). Ces cartes sont générées en prenant l'horizon « top Tordillo » comme référence et en calculant l'épaisseur entre ce dernier et chaque sommet de séquence (F).	125
Figure 58 : Cartes d'amplitudes sismiques générées par la translation successive de l'horizon « Top Tordillo ». Ces cartes illustrent des progradations non rectilignes avec un changement de direction.	127
Figure 59 : Profil sismique E-W illustrant la surface ondulée (en vert) à la limite entre la « séquence II » et la « séquence III ». Le sommet du Tordillo est horizontalisé.	128
Figure 60 : Différents éléments structuraux repérés sur la carte en isochrone et <i>dip</i> du toit du Tordillo ainsi que l'illustration de certains de ces éléments en coupe. Le toit du Tordillo n'est pas horizontalisé.	129
Figure 61 : Exemples de failles normales et inverses observées à la limite « séquence II-séquence III ».	130
Figure 62 : Carte en cohérence du toit de la « séquence II » illustrant le caractère localisé du slump.	131
Figure 63 : Cartes en cohérence obtenues par la méthode du « proportional slice » sur un intervalle de temps de 70 ms (A). Le layering met en évidence deux intervalles à faciès chaotiques (B). La première correspond au slump, situé au toit de la « séquence II » (A, B), alors que la seconde correspond un faciès perturbé et faillé (C) localisé au sommet de la « séquence I » et la base de la « séquence II » (D).	133
Figure 64 : Localisation du puits étudié (rond rouge) et des profils sismiques utilisés.	134
Figure 65 : Couverture du log de TOC (en rouge) sur un profil orienté nord-sud, soulignant la faible épaisseur comparée au log de GR diagraphique (courbe verte).	135
Figure 66 : Illustration de la haute résolution de signal TOC obtenu par LIPS (A) et la nécessité d'utiliser des moyennes mobiles afin de travailler avec la même résolution (B & C). L'échelle verticale du signal SGR a été adaptée à celle du TOC de façon à pouvoir comparer les deux signaux. Les valeurs de TOC ont été exagérées avec un facteur 10 (x10) pour accentuer le signal. L'échelle du TOC n'est exprimée que sur la figure (A).	137
Figure 67 : Cycles de variation du signal TOC (A) et sa mise en relation avec les variations du signal SGR (B).	138
Figure 68 : A. Comparaison entre les courbes d'uranium issues des carottes et du puits et la courbe de TOC.	140

- Figure 69 : Réinterprétation du découpage sismique de la « séquence I » en fonction des logs TOC, uranium et impédance. A. Projections des logs SGR, TOC et uranium sur un profil orienté N-S. B. Zoom sur la séquence I et mise en évidence de 5 pics significatifs de TOC et uranium, confirmés par le log d'impédance. C. Line drawing de séquences sismiques interprétées sur le profil type présenté précédemment (Figure 48). D. Réinterprétation de la « séquence I » et mise en évidence de 4 sous-séquences. _____ 142
- Figure 70 : Amplitudes des cycles d'accommodations identifiés dans le même secteur d'étude à partir de données de Dominguez et al., 2014 (A) et variations eustatiques au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Haq et al., 1987) (B). _____ 144
- Figure 71: Corrélation entre les séquences sismique et le “*Coastal onlap*” et eustatisme au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur selon Mitchum & Uliana (1985) à partir de la courbe eustatique (pointillés: court terme, gras: long terme) de Vail, Hardenbol et Todd, 1982. _____ 145
- Figure 72: Panorama de l'Anticlinal de Picún Leufú montrant les dépôts de la formation de la Vaca Muerta et de la formation de Picún Leufú. _____ 157
- Figure 73: Location map of the Neuquén Basin and geological map of the Picún Leufú anticline (red box indicates the location of measured sections). _____ 166
- Figure 74 : Tectonostratigraphic chart of the southern Neuquén Basin and adjacent sectors, showing main unconformities and timing of deformation (Naipauer et al. 2012). _____ 168
- Figure 75 : Chronostratigraphic chart of the Tithonian – Early Valanginian in the southern and central Neuquén Basin (Modified after Spalletti, 2000. Huncal member from Leanza et al., 2003. Time scale after Gradstein et al., 2012. _____ 170
- Figure 76 : Log- section (log #7) of the Vaca Muerta Formation in the Picún Leufú Anticline. (Ammonite zones from Leanza, 1980; Leanza et Zeiss, 1990 and 1992). _____ 172
- Figure 77 : A. Outcrop view of studied zone (north Picún Leufú Anticline). B. General aspect of grey laminated shales (Facies 2). C. Facies association 1 corresponding to massive and laminated grey shales (F2.a and F2.b, respectively) with rare fine-grained sandstones (Facies 5). D. Detail of dark shales (Facies 1). E. Well-preserved ammonoid horizon recognized at the base of the measured sections. F. Detail of laminated grey shales (Facies 2b). G. General aspect of green massive shales (Facies 3a). H. Detail of green massive shales (Facies 3a). _____ 175
- Figure 78 : A. Turbidites of F.A. 3. B to E. Facies association 4: B. Alternation of massive (M) or laminated (P) sandstones (F5) and silty shales (F2) of F.A. 4. C. Sandstones display sharp bases and tops. D. Some beds contain mud clasts. E. Sandstone with erosive base (F7) alternating with grey silty shale interbeds (F2). _____ 177
- Figure 79 : A & B. Illustration of sandstone slumps of F.A. 5. C. Fine-grained sandstones with planar laminations (F10). D. Cross-stratified sandstones (F11). E & F. Sand-rich facies with trough cross-bedding and sinuous ripple morphology. _____ 179
- Figure 80 : A to C. Illustration of F.A. 9. A. General view of sigmoidal cross-bedded sandstones (F.A. 9). B. Vertical passage from lenticular bedding to wavy bedding. C. Mud clasts in sandy bed of F.A. 9. D & E. Pholadomya, Trigoniids and Lucinidea of F.A. 11. F. Metre-scale laminated limestone beds of F.A. 13. _____ 184
- Figure 81 : Facies association distribution in a schematic siliciclastic shelf profile, according to Walker and Plint (1992). It correspond to facies association occurred in the lower part of the study interval. The position of the different zones is based on the position of fair weather wave base and the storm wave base. _____ 187
- Figure 82 : Facies association distribution in a schematic profile of a mixed siliciclastic-carbonate ramp according to Burchette and Wright (1992). It correspond to facies association occurred in the upper part of the study interval (Picún Leufú Formation). The position of the different zones is based on the position of fair weather wave base and the storm wave base. _____ 187

- Figure 83 : Relative abundance of clay minerals in clay-size fraction (%) and Chemical Index of Alteration (CIA) (%) in log #3 of the Picún Leufú Anticline. The major subdividing boundaries (SB: sequence boundary; MFS: Maximum flooding surface) are established by correlation, according to the sequence stratigraphic framework (See Figure 86). _____ 189
- Figure 84 : U-EF vs. Mo-EF crossplot of the Tithonian-Berriasian samples. The General patterns of U-EF vs. Mo-EF covariation in modern marine environments is illustrated above: The gray field represents the “unrestricted marine”, characteristic of the eastern tropical Pacific, whereas the yellow field represents the “particulate shuttle” trend, characteristic of depositional systems such as the Cariaco Basin in which intense redox cycling of metal especially Mn(–) oxyhydroxides occurs within the water column. $XEf = [(X/Al)_{sample}/(X/Al)_{PAAS}]$, and X and Al stand for the weight concentrations of element X and Al, respectively. Samples were normalized using the post-Archean average shale (PAAS) compositions of Taylor and McLennan (1985). The trace-element distribution indicates that Sample #1 recorded peculiar, probably euxinic, conditions of deposition, while samples #2 to 40 recorded conditions of depositions under oxic waters and with reducing conditions developing at shallow depth below the sediment-water interface. Samples #41 to 59 recorded fully oxygenated normal-marine conditions of depositions. _____ 192
- Figure 85 : Panoramic view and line drawing of the major T-R sequences and high frequency T-R in the north and south Picún Leufú Anticline. The southern part of the Picún Leufú Anticline exposes the most proximal facies of the siliciclastic shelf. It corresponds to the cross-bedded sandstones attributed to the shoreface environment. _____ 194
- Figure 86 : Correlation diagram of the Tithonian-Berriasian interval of the Picún Leufú Anticline. Correlation is based on key markers showed on satellite images, sequence stratigraphy and facies distribution. The western sector show a mud dominated T-R major sequence I and exposes the third T-R high frequency sequence of the second major T-R sequence. _____ 200
- Figure 87 : Synthetic view of the Tithonian-Berriasian organization in the Picún Leufú Anticline based on the sequence stratigraphic framework. _____ 201
- Figure 88: Interpretative ramp profile and facies association distribution extended to the Picún Leufú depocentre. The profile was exaggerated to highlight the sand accumulation in the lower shoreface. _____ 202
- Figure 89 : Total organic carbon contents vs. Mo concentrations ([TOC] vs. [Mo]) diagrams drawn for the Tithonian-Berriasian. The solid lines represent four present-day basins characterized by some restriction of the water mass circulation. The restriction severity increases from the Saanich Inlet to the Black Sea. See explanations in Algeo and Lyons (2006) and Algeo et al. (2007). The four settings used as reference (Saanich Inlet, Cariaco Basin, Framvaren Fjord and Black Sea) are characterized by increasing water mass restriction due to hydrological conditions. This restriction limits the dissolved Mo resupply from open sea, which may lead to its exhaustion in case of massive transfert from the water column down to the sediment. The samples with the highest TOC values straddle the areas of the diagram that reflect increasing restriction and dissolved-Mo drawdown. These samples suggest deposition under marked water mass restriction. They are located in the bottom part of the section, which tends to indicate that the depositional environment underwent episodic limitation of water mass circulation during the deposition of the lower part of the Vaca Muerta Formation. _____ 207
- Figure 90: Carte illustrant l’individualisation de plusieurs dépôt-centres. Les dépôt-centres « est » et « ouest » sont visibles à partir des isopaques de la formation du Tordillo (Kimméridgien) (modifié d’après Spalletti et Colombo Pinol, 2005, Spalletti et Veiga, 2007). Il n’existe pas de données d’isopaque pour le secteur de Malargüe (Mendoza Shelf). _____ 229
- Figure 91 : Localisation des données utilisées dans ce chapitre (carrés rouges). _____ 233
- Figure 92 : Cadre stratigraphique de la formation de la Vaca Muerta dans la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta (modifiée d’après Legarreta et Gulisano, 1989). _____ 234
- Figure 93 : Localisation des affleurements de la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta. _____ 235

Figure 94 : Faciès d'offshore dans la Sierra de la Vaca Muerta. A. Argiles noires riches en matière organique. B. Alternance argiles noires et grès fins (flèches rouges). C. Nodules calcaires intercalés dans les argiles. D. Niveau carbonaté (flèches rouges).	236
Figure 95 : Faciès de la zone de transition à Portado Covunco (A) et Sierra de la Vaca Muerta (B). A. Argiles silteuses intercalées de grès calcaires. B. Grès calcaires à HCS.	237
Figure 96 : Faciès de rampe externe à Portado Covunco. Ils se composent d'une alternance de marnes et de calcaires sombres (A) riches en bivalves et ammonites (B), ainsi que de niveaux à rudstones riches en fragments de coquilles de bivalves (C).	238
Figure 97 : Faciès de rampe interne à Los Catutos (A & B) et Portado Covunco (C & D). A. Aspect général des calcaires massifs à laminés. B. Grainstones/packstones laminés. C & D. Plissements synsédimentaires.	240
Figure 98 : Corrélacion du membre Los Catutos à Los Catutos avec les faciès de la coupe de Portado Covunco à l'aide de l'image satellite (Google Earth).	241
Figure 99 : Stratigraphie séquentielle et corrélation de la zone de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta (les zones d'ammonites sont tirées de Leanza et Zeiss, 1992 et Parent et al., 2013).	244
Figure 100 : Cadre stratigraphique de la formation de la Vaca Muerta dans la zone de Chos Malal (modifiée d'après Legarreta et Gulisiano, 1989).	246
Figure 101 : Localisation des affleurements de la zone de Chos Malal.	247
Figure 102 : Faciès de rampe externe/bassin observés à Huincango. A. Argiles et marnes grises sombres à noires intercalées de calcaires et de concrétions carbonatées. B. Calcaires sombres à fragments d'huîtres (flèche rouge). C. Concrétions carbonatées géantes. D. Calcite fibreuse (« beef », flèches rouges).	248
Figure 103 : Faciès de rampe médiane observés à Chacay Melehue. A. Packstones à stratifications entrecroisées à faible angle et à base érosive (soulignée par les pointillés). B. Figures de courants (G) et ammonites (A) dans les niveaux calcaires.	250
Figure 104 : Faciès d'offshore observé à Huincango et Chacay Melehue	251
Figure 105 : Stratigraphie séquentielle et corrélation de la zone de Chos Malal. Les coupes de Yesra del Tromen et Puerta Curaco sont modifiées d'après Kietzmann et al. (2014b).	255
Figure 106 : Cadre stratigraphique de la formation de la Vaca Muerta dans la zone de Malargüe (modifié d'après Legarreta et Gulisiano, 1989).	256
Figure 107 : Localisation des affleurements de la zone de Malargüe.	257
Figure 108 : Les faciès de rampe externe/bassin sur les rives du Rio Grande entre Arroyo Loncoche et Cerro Loscal (A) et à Las Loicas (B & C). Ils sont essentiellement composés de marnes (flèche verte) où intercalent des packstones (flèche bleue) (B) et des niveaux volcaniques (flèches rouges) (B & C).	258
Figure 109 : Les niveaux de rampe externe à Cerro Loscal (A & B) et Las Leñas (C & D). Ils correspondent à une alternance entre des marnes noires et de packstones (A) riches en fragments de bivalves (B). Niveaux à microbialites (C & D).	260
Figure 110 : Les faciès de rampe médiane à partie proximale de la rampe externe à Cerro Loscal. Ils sont caractérisés par une alternance entre des marnes et des calcaires riches en faune (A). Les calcaires correspondent à des rudstones et des wackestones à huîtres et autres bivalves indifférenciés (B & C).	262
Figure 111 : Les faciès de rampe médiane à Las Leñas et Pozo de Las Animas. A. Organisation générale des grainstones à HCS à Las Leñas. B. Structures en HCS à Pozo de Las Animas. C. Packstones à fragments de bivalves à Las Leñas. D. Rudstones à Las Leñas.	264
Figure 112 : Stratigraphie séquentielle et corrélation de la zone de Malargüe. La corrélation des séquences dans la partie nord est établie grâce aux zonations d'ammonites.	268

Figure 113 : Cadre chronostratigraphique de l'intervalle d'étude en fonction du secteur d'études. (Cf. Chapitre deuxième pour la zone de l'anticlinal de Picún Leufú). Les biozones d'ammonites sont tirées de Leanza et Zeiss, 1994 ; Ricardi, 2008 ; Aguirre-Urreta et al., 2011). Seules les biozones indiquées en noir sont utilisées dans le cadre de cette étude. Découpages lithostratigraphiques à partir de Leanza et Hugo (1987) et Sagasti (2005) pour la zone de Picún Leufú; Leanza et Zeiss (1992) et Leanza et Hugo (2001) pour la zone de Covunco/los Catutos/Sierra de la Vaca Muerta; Legarreta et Gulisano (1989) pour la zone de Malargüe. Les données bibliographiques pour la zone de la Sierra de la Vaca Muerta sont issues de Zeller (2013).	270
Figure 114 : Modèle de distribution des faciès mixtes dans la formation de la Vaca Muerta. Schéma simplifié pour la période de bas niveau marin (LST) et de transgression (TST)	272
Figure 115: A. Location map of the Neuquén Basin. B. Isopach map showing the main depocentres during the Kimmeridgian times, and location of the main structures (Huincul Arch, Chihuidos High) (After Vergani et al., 1995, Spalletti and Colombo Pinol, 2005, Spalletti et Veiga, 2007).	291
Figure 116: Tectonostratigraphic chart of the southern Neuquén Basin and adjacent sectors showing main unconformities, timing of deformation (Naipauer et al. 2012).	292
Figure 117: Chronostratigraphic chart of the Tithonian – Early Valanginian in the southern and central Neuquén Basin (Modified after Spalletti, 2000. Huncal member from Leanza et al., 2003. Time scale of Gradstein et al., 2012).	294
Figure 118: Lithological sections and location of each sample of the studied sediments in the Picún Leufú Anticline and Covunco area. Log sections of Picún Leufú area are taken from Krim et al., (2015, submitted). Mineralogical and geochemical data of section #3 are also taken from Krim et al. (2015, submitted). Red points indicate sample location.	296
Figure 119: Clay mineral distribution in the the study area. Sections 1 to section 5 correspond to the Picún Leufú area.	300
Figure 120: Average clay distribution of each sampled log section in the Picún Leufú and Covunco areas.	301
Figure 121: Ternary diagrams illustrating clay mineral distribution for the studied sections.	302
Figure 122: Chemical Index Alteration (CIA) distribution (%) and chlorite-kaolinite ratio in the Picún Leufú and Covunco areas. Notice the reverse scale of the two proxies. Section 3 is not represented here because of scarcity of chlorite interval.	304
Figure 123. U–EF vs. Mo–EF crossplot of the study interval in Picun Leufu and Covunco area. The General patterns of U–EF vs. Mo–EF covariation in modern marine environments is illustrated above: The gray field represents the “unrestricted marine”, characteristic of the eastern tropical Pacific, whereas the yellow field represents the “particulate shuttle” trend, characteristic of depositional systems such as the Cariaco Basin in which intense redox cycling of metal especially Mn–) oxyhydroxides occurs within the water column.	305
Figure 124: S2 versus Total organic carbon content crossplot illustrating the variation of organic carbon richness and hydrocarbon generative potential of the study interval in Picún Leufú and Covunco areas.	307
Figure 125: Plot of Hydrogen Index (HI) versus Oxygen Index (OI) showing kerogen type of the study interval in Picún Leufú and Covunco areas.	308
Figure 126: Plot of Hydrogen Index (HI) versus pyrolysis T max showing kerogen type and thermal maturity stages of the study interval, in Picún Leufú and Covunco areas.	309
Figure 127: A. Correlation between S1 (free bitumen) and S2. B. Variation of Production Index with depth.	310
Figure 128: Total organic carbon contents vs. Mo concentrations ([TOC] vs. [Mo]) diagrams drawn for each section. The solid lines represent four present-day basins characterized by some restriction of the water mass circulation. The restriction severity increases from the Saanich Inlet to the Black Sea.	

- See explanations in Algeo and Lyons (2006) and Algeo et al. (2007). The four settings used as reference (Saanich Inlet, Cariaco Basin, Framvaren Fjord and Black Sea) are characterized by increasing water mass restriction due to hydrological conditions. This restriction limits the dissolved Mo resupply from open sea, which may lead to its exhaustion in case of massive transfert from the water column down to the sediment. _____ 316
- Figure 129: TOC distribution versus stratigraphy of section 1 showing the location of the richest TOC intervals. Sequence stratigraphy from Krim et al. (2015, submitted). _____ 317
- Figure 130: Cartes illustrant la localisation les différents secteurs d'études et les ensembles morphostructuraux associés. Les dépôts-centres « est » et « ouest » sont individualisées à partir des isopaques de la formation du Tordillo (Kimméridgien) (modifié d'après Spalletti et Colombo Pinol, 2005, Spalletti et Veiga, 2007). Il n'existe pas de données d'isopaque pour le secteur de Malargüe (Mendoza Shelf). _____ 339
- Figure 131 : Cadre chronostratigraphique de la formation de la Vaca Muerta dans les différents secteurs d'étude. Les biozones d'ammonites sont tirées de Leanza et Zeiss (1994), Ricardi (2008), Aguirre-Urreta (2011). Découpages lithostratigraphiques à partir de Lanza et Hugo (1987) et Sagasti (2005) pour la zone de Picún Leufú; Leanza et Zeiss (1992) et Lanza et Hugo (2001) pour la zone de Covunco/los Catutos/Sierra de la Vaca Muerta; Legarreta et Gulisano (1989) pour la zone de Malargüe). La datation des séquences en subsurface est établie par analogie des morphologies sismiques observées par Zeller (2013) et Massaferro et al. (2014). Les données bibliographiques sont issues de Zeller (2013) pour la zone de la Sierra de la Vaca Muerta et de Kietzmann et al. (2014) pour la zone de Malargüe. _____ 348
- Figure 132 : Comparaison entre le modèle proposé par Zeller (2013) (A) et Leanza et al. (2011) (B). _____ 349
- Figure 133 : Coupe régionale de la formation de la Vaca Muerta dans la partie sud du bassin de Neuquén, depuis le sud de l'anticlinal de Picún Leufú jusqu'au nord de la Sierra de la Vaca Muerta. V.m : *Virgatosphinctes mendozanus*, W.i : *Windhausenicerias interspinosum*. C.a. : *Corongoceras alterans*. S.k : *Subseuerceras koeneni*. _____ 352
- Figure 134 : Lignes sismiques reliant les affleurements de Picun leufu et de la Sierra de la Vaca Muerta à la subsurface (Zeller, 2013 ; Massaferro et al., 2014). A. Localisation des lignes sismiques. B & D. Comparaison entre la zone de Sierra de la Vaca Muerta (B) et la subsurface (D). C. Ligne sismique reliant la zone de Picún Leufú et celle de Covunco/Sierra de la Vaca Muerta. PLA : Anticlinal de Picun Leufu. SdIVM : Sierra de la Vaca Muerta. _____ 353
- Figure 135 : Coupe synthétique du remplissage de l'intervalle Tithonien-Valanginien dans le sud du secteur de Mendoza sur les marges est et ouest du bassin de Neuquén (modifiée d'après Kietzmann et al., 2014). _____ 355
- Figure 136 : Reconstitution paléogéographiques du remplissage du bassin de Neuquén pendant l'intervalle Tithonien-Valanginien dans les différents secteurs d'étude. _____ 356
- Figure 137: Relation entre la distribution des intervalles riches en matière organique et le detritisme. Tous les intervalles à fortes valeurs de TOC se localisent au sein des intervalles transgressifs (i.e. en début de chaque séquence majeure). La zone de Picún Leufú a été regroupée avec celle de Covunco-Sierra de la Vaca Muerta pour des raisons de simplification. _____ 368

Références bibliographiques

- Abouelresh, M.O., Slatt, R.M., 2011.** Shale depositional processes: Example from the Paleozoic Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas, USA: *Central European Journal of Geosciences*, v. 3, no. 4, p. 398-409.
- Abouelresh, M.O., Slatt, R.M., 2012.** Lithofacies and sequence stratigraphy of the Barnett Shale in east-central Fort Worth Basin, Texas: *AAPG Bulletin*, v. 96, p. 1-22.
- Aguirre-Urreta, M.B., Mourgues, F.A., Rawson, P.F., Bulot, L.G., Jaillard, E. 2007.** The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal* 42: 143-173.
- Aguirre-Urreta, B., Lazo, D.G., Griffin, M., Vennari, V.V., Parras, A.M., Cataldo, C., Garberoglio, R., Luci, L., 2011.** Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. In: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Neuquén, pp. 465–488.
- Aguirre-Urreta, B., Vennari, V.V., Lescano, M., Naipauer, M, Concheyro, A., Ramos, V. A., 2014.** Bioestratigrafía y geocronología de la alta resolución de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. . IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.
- Aigner, T., 1982.** Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: G. Einsele, A. Seilacher, (eds), *Cyclic and event stratification*. 180-198. Springer-Verlag, Berlin.
- Algeo, T.J., Lyons, T.W., 2006.** Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: implication for analysis of paleoredox and –hydrographic conditions. *Paleoceanography*, 21, PA1016, doi: 10.1029/2004PA001112.
- Algeo, T.J., Tribovillard, N., 2009.** Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation. *Chemical Geology* 268, 211–225.
- Algeo, T. J., Rowe, H., 2012.** Paleoceanographic applications of trace-metal concentration data. *Chemical Geology*, v. 324–325, p. 6–18.
- Algeo, T.J., Lyons, W.L., Blakey, R.C., Over, D.J., 2007.** Hydrographic conditions of the Devonian-Carboniferous North American Seaway inferred from sedimentary Mo– TOC relationships. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 256, 204–230.
- Allen, J.R.L., 1980.** Sand waves: a model of origin and internal structures. *Sedimentary Geology*, 26, 281-328.
- Allen, J.R.L., 1982.** Structures and sequences related to gravity-current surges. In: *Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis*. Elsevier, Amsterdam, pp. 395–431 (Chapter 10).

- Allen, R., García, E., Feehan, J., 1984.** Low-angle thrusting in the Neuquén Basin south of Chos Malal, Northwest Neuquen Province, Argentina. IX Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas, 2, 137 – 146
- Arbenz, J.K., 1989.** The Ouachita system, in A. W. Bally and A. R. Palmer, eds., The geology of North America— An overview: Geological Society of America, The Geology of North America, v. A, p. 371– 396.
- Armella, C., Cabaleri, N., Leanza, H.A., 2007.** Tidally dominated, rimmed-shelf facies of the Picún Leufú Formation (Jurassic/Cretaceous boundary) in southwest Gondwana, Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 28, 961-979.
- Arregui, C., 1993,** Análisis estratigráfico-paleoambiental de la Formación Tordillo en el subsuelo de la Cuenca Neuquina: Décimo Segundo Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, v. 1, p. 165–169.
- Asaoka, S., Takahashi, Y., Araki, Y., Tanimizu, M., 2012.** Comparison of antimony and arsenic behavior in an Ichinokawa river water-sediment system. *Chemical Geology*, 334, 1-8.
- Aurell, M., Badenas, B., 1994.** Factors controlling the sedimentary evolution of the kimmeridgian ramp in the north iberian basin (NE Spain). *Estudios Geológicos*, 50: 91-101.
- Backe, G., 2006.** Positionnement de la déformation en zone de convergence : le cas des Andes vénézuéliennes et du bassin de Neuquén (Andes centrales méridionales). Thèse de Doctorat. Université de Pau et des Pays de l'Adour, 206 pp.
- Barrio, C.A., 1990.** Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, western Argentina), *Sedimentary Geology*, 66(3-4), 255-275.
- Bassant, P., Van Buchem, F., Strasser, A., Lomando, A., 2004.** A Comparison of Two Early Miocene Carbonate Margins: The Zhujiang Carbonate Platform (Subsurface, South China Sea) and the Pirinc Platform (Outcrop, Southern Turkey). In: Grammer, G. M., Harris P. M., Eberli, G. P., eds., *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling*, AAPG Memoir 80, p. 153-170.
- Baudin F., Tribovillard N., Trichet J., 2007.** *Géologie de la Matière Organique*. Editions Vuibert, Collection Interactions, 263 p. Coédition avec la société géologique de France.
- Bayon, G., Birot, D., Ruffine, L., Caprais, J.-C., Ponzevera, E., Bollinger, C., Donval, J.-P., Charlou, J.-L., Voisset, M., Grimaud, S., 2011.** Evidence for intense REE scavenging at cold seeps from the Niger Delta margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 312, 443-452.
- Beer, R.M., Gorsline, D.S., 1971.** Distribution, composition and transport of suspended sediment in Redondo submarine canyon and vicinity (California). *Marine Geology*, 10, 153– 175.

- Berner, Z.A., Puchelt, H., Nöltner, T., Kramar, U., 2013.** Pyrite geochemistry in the Toarcian Posidonia Shale of south-west Germany: Evidence for contrasting trace-element patterns of diagenetic and syngenetic pyrites. *Sedimentology*, 60, 548–573.
- Blakey, R., 2005.** Paleogeography and geologic evolution of North America; images that track the ancient landscapes of North America: <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/nam.html> (accessed September 8, 2006).
- Boersma, J.R., Terwindt, J.H.J., 1981.** Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology* 28, 151–170.
- Bohacs, K.M., Grawbowski, G.J., Carroll, A.R., Mankeiwitz, P.J., Miskell-Gerhardt, K.J., Schwalbach, J.R., Wegner, M.B., Simo, J.A., 2005.** Production, Destruction, and Dilution – the Many Paths to Source-Rock Development, SEPM Special Publication 82, p. 61-101.
- Boll, A., Valencio, D., 1996.** Relación estratigráfica entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta en el sector central de la Dorsal de Huincul, Provincia del Neuquén. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas V: 205 - 223.
- Böning, P., Brumsack H-J, Schnetger, B., Grunwald, M., 2009.** Trace element signatures of Chilean upwelling sediments at ~36°S. *Marine Geology* 259, 112-121.
- Bostick, B.C., Fendorf, S., 2003.** Arsenite sorption on troilite (FeS) and pyrite (FeS₂). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 909–921.
- Bouma, A.H., 1962.** *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic approach to Facies Interpretation.* Elsevier, 168 pp.
- Bout-Roumazeilles, V., Cortijo, E., Labeyrie, L., Debrabant, P., 1999.** Clay mineral evidence of nepheloid layer contributions to the Heinrich layers in the northwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 146, 211–228.
- Boyer, C., Clark, B., Jochen, V., Lewis, R., Miller, C.K., 2011.** Shale gas: a global resource. *Oilfield Review* 23, 28–39.
- Bracaccini, O., 1970.** Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(2): 275-284.
- Breier, J.A., Toner, B.M., Fakra, S., Manganini, S.J., White, S.N., Thurnherr, A.M., German, C.R., 2012.** Sulfur, sulfides, oxides, and organic matter aggregated in the deep-sea hydrothermal plumes 551 of 9° 50' N East Pacific Rise. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 88, 216- 236.

- Brenchley, P.J., Pickerill, R.K., Strombert, S.G., 1993.** The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone faces, Bell Island Group (Lower Ordovician), eastern Newfoundland. *Sedimentology*, v. 40, p. 359–382.
- Bressan, G.S., Palma, R.M., 2008.** Tafonomía e icnología de los depósitos de tormenta de la Formación Bardas Blancas (Jurásico Inferior-Medio), Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 45, 513-528.
- Broens, S., Pereira, D.M., 2005.** Evolución estructural de la zona de transición entre fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Asociación Geológica Argentina Revista, 60, 685-695.
- Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992.** Carbonate ramp depositional systems. In B.W. Sellwood (Editor), *Ramps and Reefs. Sedimentary Geology*, 79, 3-57.
- Burgess, P., Flint, S., Johnson, S., 2000.** Sequence stratigraphic interpretation of turbiditic strata: an example from Jurassic strata of the Neuquén basin, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1650 – 1666.
- Brumsack, H.J., 2006.** The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 232, 344 –361.
- Cangini, J., 1968.** Perfiles Estigrafico desde la Sierra de la Vaca Muerta hasta Buta Ranquil-Los Menucos-Dep° de Picunches, Loncopue, Norquin, Chos Malal y Penhuenches, Provincia de Neuquen. Informe inedito, YPF.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001.** Routine analyses of trace element in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter*, Volume 25, pages 187–198.
- Carozzi, A.V., Orchueta, I.A., Rodriguez Schelotto, M.L., 1993.** Depositional models of the Lower Cretaceous Quintuco–Loma Montosa Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16, 421–450.
- Catuneanu, O., 2006.** Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 375 p.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009.** Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, v. 92, pp. 1-33.

- Cazau, L.B., Melli, A.T., 2002.** La Formación Sierras Blancas en el noreste de la Cuenca Neuquina. V Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, Electronic Format, Mar del Plata, 19p.
- Cegarra, M., Ramos, V., 1996.** La faja plegada y corrida del Aconcagua. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza (Ramos, VA, 387-422.
- Chaillou, G., Schäfer, J., Anschutz, P., Lavaux, G., Blanc, G., 2003.** The behaviour of Arsenic in the muddy sediments of the Bay of Biscay (France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 2993-3003.
- Chamley, H., 1989.** Clay sedimentology. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg, Germany, 623 pp.
- Chappaz, A., Gobeil, C., Tessier, A., 2008.** Geochemical and anthropogenic enrichments of Mo in sediments from perennially oxic and seasonally anoxic lakes in Eastern Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 170-184.
- Charrier, R., 1985.** Estratigrafía, evolución tectónica y significado de las discordancias de los Andes chilenos entre 32°S y 36°S durante el Mesozoico y Cenozoico. In: Frutos, J., Oyarzún, R., Pincheira, M. (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de Chile*. Universidad de Concepción, Concepción, pp. 101–133.
- Charrier, R., Linares, E., Niemeyer, H., Skarmeta, J., 1979.** K-Ar ages of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction, *Geology*, 7(9), 436-439.
- Chermak, J.A., Scheiber, M.E., 2014.** Mineralogy and trace element geochemistry of gas shales in the United States: Environmental implications. *International Journal of Coal Geology*, 126, 32-44.
- Christie-Blick, N., 1991.** Onlap, offlap, and the origin of unconformity-bounded depositional sequences. *Marine Geology*, 97, 35-56.
- Cisternas, M.E., Frutos, J. 1994.** Evolución tectónico-paleogeográfico de la cuenca terciaria de los Andes del sur de Chile (37°30'-40°30' L.S). *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 1, p. 6-12. Concepción.
- Claudiel, G., Amaral, J., 1995.** Synthèse géopétrolière du bassin de Neuquén. *Elf Aquitaine Production*, 161 pp.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., 2003.** Aptian to recent compressional deformation of the Neuquen Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 429 – 443.
- Cobbold, P.R., Zanella, A., Rodrigues, N., Loseth, H., 2013.** Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid

overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 1-20, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2013.01.010.

Cominguez, A.H., Franzese, J.R., 2005. The deep seismic structure of the central Neuquen Basin, Argentina. Dans: *Géodynamique andine : résumés étendus*, Paris : IRD, 2005, p. 178-181. ISAG. International Symposium on Andean Geodynamics, 6., Barcelone.

Couture, R-M, Gobeil, C, Tessier, A., 2010. Arsenic, iron and sulfur co-diagenesis of in lake sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 1238-1255.

Cristallini, E.O., Martínez, J.M., Sanchez, E., Periale Gómez,S., Loncarich,A., 2005. Evaluación estructural del loque Bandurria (Provincia del Neuquén,Argentina): Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (unpublished), 73 p.

Cross, T.A., 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A.,in Wigus, A., K., C., Hastings, B. S., Ross, C. A., Posamentier, H., Van Wagoner, J., and Kendall, C. G. S. C., eds., *Sea-level changes; an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42*, p. 371–380.

Crusius, J., Calvert, S., Pedersen, T., Sage, D., 1996. Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic, and sulfidic conditions of deposition. *Earth and Planetary Science Letters* 145, 65–78.

Cruz, C.E., Robles, F., Sylwan, C.A., Villar, H., 2000. Los sistemas petroleros jurasicos de la Dorsal de Huincul. Cuenca Neuquina, Argentina. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos Actas, 1, 177-195.

Cruz, C.E., Boll, A., Gómez Omil, R., Martínez, E.A., Arregui, C., Gulisano, C.A., Laffitte, G.A., Villar, H.J., 2002. Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Actas-CD-ROM, 20p, Buenos Aires.

Cuneo, N. R., 2003. Early Cretaceous terrestrial ecosystems From Patagonia: The Baquero Group, A Case Study. Abstract of the Geological Society of America Annual Meeting 2003, Seattle. https://gsa.confex.com/gsa/2003AM/finalprogram/abstract_61614.htm.

Cutter, G.A., Cutter, L.S., Featherstone, A.M., Lohrenz, S.E., 2001. Antimony and arsenic biogeochemistry in the western Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 48, 2895-2915.

Dale, A.W., Meyers, S.R., Aguilera, D.R., Arndt, S., Wallmann, K., 2012. Controls on organic carbon and molybdenum accumulation in Cretaceous marine sediments from the Cenomanian–Turonian interval including Oceanic Anoxic Event 2. *Chemical Geology*, 324–325, 28-45.

- Dalrymple, R.W., 1992.** Tidal depositional systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Geological Association of Canada, Ontario, pp. 195–218.
- Dalrymple, R.W., 2010.** Tidal depositional systems. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, Ontario, pp. 201–232.
- Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007.** Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a systematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81, 135–174.
- Dellwig, O., Leipe, T., März, C., Glockzin, M., Pollehne, F., Schnetger, B., Yakushev, E.V., Böttcher, M.E., Brumsack, H.J., 2010.** A new particulate Mn–Fe–P-shuttle at the redoxcline of anoxic basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 7100-7115.
- Desjardins, R.P., Buatois, L.A., Mangano, M. G., 2012.** Tidal Flats and Subtidal Sand Bodies. *Developments in Sedimentology*, Vol. 64. Elsevier B.V.
- Digregorio, J.H., 1972.** Neuquén. In: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 139–505.
- Digregorio, J.H., Uliana, M.A. 1980.** Cuenca Neuquina. In J. C. M.Turner (Ed.), *Geología regional argentina* (Vol. 2) (pp. 985 – 1032). Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba: Academia Nacional de Ciencias.
- Disnar, J.R., Le Strat, P., Farjanel, G., Fikri, A., 1996.** Sédimentation de la matière organique dans le nord-est du bassin de Paris: Conséquences sur le dépôt des argilites carbonées du Toarcien inférieur. *Chemical Geology*, 131, 15-35.
- Domínguez, F.R., Paulin, S., Continanzia, M.J., Askenazi, A.D., Seoane, F. N., 2014.** Estratigrafía del intervalo Vaca Muerta – Quintuco en el sector central de la cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.
- Doyle, P., Poiré, D.G., Spalletti, L.A., Pirrie, D., Brenchley, P., Matheos, S.D., 2005.** Relative oxygenation of the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta- Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publication 252, pp. 185-206.
- Dujoncquoy, E., 2011.** Architecture stratigraphique et caractérisation réservoir des systèmes carbonates progradants Crétacé inférieur du sultanat d’Oman : Etude intégrée en subsurface et à l’affleurement du système progradant Lekhwair/Habshan/Salil. Thèse de Doctorat. Université de Bordeaux 3, 437 pp.

- Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006.** Origin of hummocky and swaley cross-stratification. The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34, 1073–1076. DOI 10.1130/G22930A.1
- Embry, A.F., Johannessen, E.P., 1992.** T–R, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic- Lower Jurassic succession, western Sverdrup basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, vol. 2 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 121–146.
- Emery, D., Myers, K.J., 1996.** Sequence stratigraphy. Blackwell, Oxford, UK, 297 pp.
- Eppinger, K.J., Rosenfeld, U., 1996.** Western margin and provenance of sediments of the Neuquén Basin (Argentina) in the Late Jurassic and Early Cretaceous. *Tectonophysics* 259, 229-244.
- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985.** La pyrolyse Rock-Eval et ses applications; première partie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 40, 563-579.
- Fernández, M.L., Verzi H.J., Sánchez, E., 2003.** Actividad tectónica y evolución sedimentaria de los depósitos Tithoniano / Valanginiano Temprano, porción oriental de la Cuenca Neuquina-Argentina. VIII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena de Indias, Colombia.
- Folguera, A., Víctor A. Ramos, V.A., Zapata, T., Spagnuolo, M., Fernando, M., 2005.** Pliocene to Quaternary retro-arc extension in the Andes at 35° - 37°30' S. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 277-280.
- Frakes, L.A., Francis, J.E., Syktus, J.I., 1992.** *Climate Modes of the Phanerozoic*, Cambridge University Press, v. p.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., 2001.** Late Triassic - Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14:257-270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Pérez, I.G., Macdonald, D., 2003.** Tectonic and Paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32-54 S), *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (1), 81-90.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E., Gómez-Pérez, I., 2006.** Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system : the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina, *Journal of Geological Society*, 163(4), 707-721.

- Frazier, D.E., 1974**, Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. Geological Circular, vol. 1, no. 1. University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, p. 28.
- Friedman, G.M., Chakraborty, C., 2006**. Interpretation of tidal bundles: two reasons for a paradigm shift. *Carbonates and Evaporites* 21, 170–175.
- Frimmel, A., Oschmann, W., Schwark, L., 2004**. Chemostratigraphy of the Posidonia Black Shale, SW-Germany: I. Influence of sea level variation on organic facies evolution. *Chemical Geology*. 206, 199–230.
- Galland, O., 2004**. Intercations mécaniques entre la tectonique compressive et le magmatisme : expériences analogiques et exemple naturel. Thèse de Doctorat. Université de Rennes, 423 pp.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P.R., Ruffet, G., de Brémond d'Ars, J., 2005**. Coeval volcanic activity and tectonic shortening, Tromen volcano, Neuquén province, Argentina. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, 277-280.
- Galloway, W. E., 1989**. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 73, pp. 125–142.
- Gangui, A., Grausem, M., 2014**. Tectonismo y estilos estructurales en el engolfamiento Neuquino: implicancias en la interpretación de las fracturas monitoreadas por microsísmica en la formación Vaca Muerta. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.
- Giambiagi, L.B., Ramos, V.A, Godoy, E., Pamela Alvarez, P., Orts, S. 2003**. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, V2, Issue 4.
- Giusiano, A., Alonso, J., Chebli, G., Ibáñez, G., 2011**. Gas no convencional en la cuenca Neuquina. El shale gas en la provincia del Neuquén. Informe de la Subsecretaría de Hidrocarburos, Energía y Minería, Gobierno de la Provincia del Neuquén (54 pp.)
- Goldberg, T., Archer, C., Vance, D., Poulton, S.W., 2009**. Mo isotope fractionation during adsorption to Fe (oxyhydr) oxides. *Geochimica Cosmochimica Acta* 73, 6502–6516.
- Goldsmith, V., Bowman, D., Kiley, K., 1982**. Sequential stage development of crescentic bars: Hahoterim beach, southeastern mediterranean. *Journal of Sediment Petrology*, 52, 233-249.
- Gorroño, R., Pascual, R., Pombo, R., 1979**. Hallazgo de mamíferos eógenos en el Sur de Mendoza. Su implicancia en la datación de los "Rodados Lustrosos" y del primer episodio

orogénico del Terciario de la región. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén, 1978), Actas 2: 125-136.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2012. The geologic time scale. Volume 1. Elsevier Publications.

Grimaldi, G.O., Dorobek, S.L., 2011. Fault framework and kinematic evolution of inversion structures: natural examples from the Neuquén Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 9 (1), 27–60.

Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 158: 1-110, Buenos Aires.

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1 (3), 177–208.

Groeber, P., 1953. Mesozoico. In: Geografía de la República Argentina, tomo 2: 1-541. Edited by the Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA).

Gulisano, C.A., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. In: 8 Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592, Buenos Aires

Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A.R., Digregorio, R.E., 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano – Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:221-235.

Gutschick, R., Sandberg, C., 1983. Mississippian continental margins on the conterminous United States, in D. J. Stanley and G. T. Moore, The shelf break: Critical interface on continental margins: SEPM Special Publication 33, p. 79– 96.

Hallam, A. Bradshaw, M.J., 1979. Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions: Geological Society of London, Journal, v. 136, p. 157–164.

Hallam, A., Grose, J.A., Ruffell, A.H., 1991. Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 81, 173-187.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, v.235,p. 1156–1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sealevel change. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.), Sea Level Changes - An Integrated Approach, SEPM Special Publication 42, pp.71-108.

- Harris, P.M., A.H., Saller, 1999.** Subsurface expression of the Capitan depositional system and implications for hydrocarbon reservoirs, northeastern Delaware Basin. In: Geological Framework of the Capitan Reef (Eds A.H. Saller, P.M. Harris, B.L. Kirkland and S.J. Mazzullo), SEPM Special Publication, 65, 37-49. SEPM, Tulsa, OK.
- Helland-Hansen, W., Gjelberg, J. G., 1994.** Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy; a different perspective. *Sedimentary Geology*, 92, 31-52.
- Helland-Hansen, W., Hampson, G.J., 2009.** Trajectory Analysis: Concepts and Applications. *Basin Research*, v. 21: p. 454-483.
- Helz, G.R., Bura-Nakić, E., Mikac, N., Ciglencić, I., 2011.** New model for molybdenum behavior in euxinic waters. *Chemical Geology*, 284, 323–332.
- Herzer, R.H., Lewis, D.W., 1979.** Growth and burial of a submarine canyon off Motunau, north Canterbury, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 24, 69–83.
- Hesse, R., Schacht, U., 2011.** Early diagenesis of deep sea sediments. In: H. Hueneke and T. Mulder (Eds), *Developments in Sedimentology*. Amsterdam-The Netherlands, Elsevier. 63: 557-713.
- Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., 1995.** A comparison of Hettangian to Bajocian successions of Dorset and Yorkshire, in Taylor, P.D., ed., *Field Geology of the British Jurassic: Bath, U.K.*, Geological Society Publishing House, p. 105–150.
- Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., 1998.** British Lower Jurassic sequence stratigraphy, in de Graciansky, P.-Ch., Hardenbol, J., Jacquin, T., and Vail, P.R., eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: SEPM, Special Publication 60*, p. 583–622.
- Homewood, P.W. Eberli, G.P., 2000.** Genetic Stratigraphy on the Exploration and Production Scales, Elf EP Editions. Memoire 24, ELF, Pau, France, 290 pp.
- Homewood, P.W., Mauriaud, P., Lafont, F. 1999.** Best practices in sequence stratigraphy for exploration and reservoir engineer. *Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration-Production d'Elf Aquitaine*, vol. 25, pp. 81.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., 2005.** The Neuquén Basin: an overview. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J., Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, Special Publications, 252, pp. 1-14.
- Hu, Y., Feng, D., Peckmann, J., Roberts, H.H., Chen, D., 2014.** New insights into cerium anomalies and mechanisms of trace metal enrichment in authigenic carbonate from hydrocarbon seeps. *Chemical Geology*, 381, 55–66.

- Huerta-Diaz, M.A., Morse, J.W., 1992.** Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 2681–2702.
- Hunt, D., 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., Tucker, M. E., 1995.** Stranded Parasequences and the Forced Regressive Wedge Systems Tract: Deposition During Base-Level Fall--Reply. *Sedimentary Geology*, v. 95: p. 147-160.
- Introcaso, A., Pacino, M.C., Fraga, H., 1992.** Gravity isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30_ and 35_S, *Tectonophysics*, 205, 31_48.
- Jenkyns, H.C., 1985.** The early Toarcian and Cenomanian–Turonian Anoxic Events in Europe: comparisons and contrasts: *Geologische Rundschau*, v. 74, p. 505-518.
- Jenkyns, H.C., 1988.** The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence: *American Journal of Science*, v. 288, p. 101–151.
- Jenkyns, H.C., Gröcke, D.R., Hesselbo, S.P., 2001.** Nitrogen isotope evidence for water mass denitrification during the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event: *Paleoceanography*, v. 16, p. 1–11.
- Jervey, M.T., 1988.** Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression. *Sea-Level Changes*. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, H. W. Posamentier et al, SEPM special publications. v. 42: p. 47-69.
- Jiang, G., Christie-Blick, N., Kaufman, A. J., Banerjee, D. M., Rai, V., 2003.** Carbonate platform growth and cyclicity at a terminal Proterozoic passive margin, Infra Krol Formation and Krol Group, Lesser Himalaya, India. *Sedimentology*, 50, 921–952.
- Jilbert, T., Slomp, C.P., 2013.** Iron and manganese shuttles control the formation of authigenic phosphorus minerals in the euxinic basins of the Baltic Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 107, 155-169.
- Johnson, J.G., Murphy, M.A., 1984.** Time-rock model for Siluro–Devonian continental shelf, western United States, *Geological Society of America Bulletin* 95 (1984), pp. 1349–1359.
- Kashiwabara, T., Takahashi, Y., Tanimizu, M., Usui, A., 2011.** Molecular-scale mechanisms of distribution and isotopic fractionation of molybdenum between seawater and ferromanganese oxides. *Geochimica Cosmochimica Acta* 75, 5762-5784.
- Kerans, C., Tinker, S. 1999.** Extrinsic stratigraphic controls on development of the Capitan reef complex. In: *Geological Framework of the Capitan Reef* (Eds A.H. Saller, P.M. Harris, B.L. Kirkland and S.J. Mazzullo), SEPM Special Publication, 65, 15-36. SEPM, Tulsa, OK.

- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., 2009a.** Tafofacies y biofacies de Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. *Ameghiniana* 46, 321–343.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., 2011.** Las tempestitas peloidales de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano) en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 18, 121–149.
- Kietzmann, D.A., Vennari, V.V., 2013.** Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 40, 41–65.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Bressan, G.S., 2008.** Facies y Microfacies de la Rampa Tithoniana-Berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la Sección del Arroyo Loncoche - Malargüe, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63, 696-713.
- Kietzmann, D.A., Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., López-Gómez, J., Lescano, M., Concheyro, A., 2011a.** Evidence of precessional and eccentricity orbital cycles in a Tithonian source rock: The mid-outer carbonate ramp of the Vaca Muerta Formation, northern Neuquén Basin, Argentina. *AAPG Bulletin*, 95, 1459-1474.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., 2014a.** Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian–Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 302, 64–86.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A., Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V.V., Aguirre-Urreta, M. B., Depine, G., Repol, D., 2014b.** Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de las formaciones Vaca Muerta y Quintuco en el área de Chos Malal, Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.
- Kokogian, D.A., Spalletti, L.A., Morel, E.M., Artabe, A.E., Martínez, R.N., Alcober, O.A., Milana, J.P., Zavattieri, A.M., Artabe, A.E., Morel, E.M., 2001.** Estratigrafía del Triásico argentino, El Sistema Triásico en la Argentina, Fundación Museo de La Plata_ Francisco Pascasio Moreno, La Plata, pp. 23-54.
- Kozłowski, E.E., Cruz, C. y Sylwan, C.A. 1996.** Geología estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 15- 26, Buenos Aires.
- Krim, N., Bonnel, C, Tribovillard, N. Riboulleau, A., Imbert, P., Bout-Roumazielles, V., Fasentieux, B., Hoareau, G., Aubourg, C., 2015 (Submitted).** Paleoenvironmental

evolution of the southern Neuquén Basin (Argentina) during Tithonian-Berriasian times (Vaca Muerta and Picún Leufú Formations): a multi-proxy approach.

Kugler, C., 1987. Die Wildeggen Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im oestlichen Helvetikum; ein Vergleich. Thèse de Doctorat, ETH Zurich.

Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 53/4, 421–437.

Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G., 1998. Late Quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27.5°S) and paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141(3-4): 233-251.

Leanza, H.A., 1972. *Acantholissonia*, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica.- *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17 (4) : 63-70. Buenos Aires

Leanza, H.A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28, 97-132.

Leanza, H.A., 1975. *Himalayites andinus* n. sp. (Ammonitina) del Tithoniano superior del Neuquén, Argentina. 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 581-588. Tucumán.

Leanza, H.A., 1980. The Lower and Middle Tithonian Ammonite fauna from Cerro Lotena, Province of Neuquén, Argentina. *Zitteliana* 5: 1-49. München.

Leanza, H.A., 1981. The Jurassic/Cretaceous boundary beds in west central Argentina and their ammonite zones. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 161, 62-92.

Leanza, H.A., 1993. Jurassic and Cretaceous trigoniid bivalves from West-Central Argentina. *Bulletins of American Paleontology* 105 (343) : 1- 95, 17 pls. Lawrence

Leanza, H.A., 1994. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermalmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48, 71-84.

Leanza, H.A., Hugo, C.A., 1978. Sucesión de amonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l. s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32, 248-264.

- Leanza, H.A., Hugo, C.A., 1987.** Descubrimiento de fosforitas sedimentarias en el Proterozoico superior de Tandilia, Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (3-4): 417-428. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., 1997.** Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires, Boletín 218, 135 pp.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., 2001.** Hoja Geológica 3969-I - Zapala, Provincia del Neuquén. – Instituto de Geología y Recursos Naturales, Boletín SEGEMAR, 275: 1-128.
- Leanza, H.A., Zeiss, A., 1990.** Upper Jurassic lithostratigraphic Limestone from Argentina (Neuquén Basin): Stratigraphy and Fossils. *Facies*, 22: 169-186.
- Leanza, H.A., Zeiss, A., 1992.** On the ammonite fauna of Lithostratigraphic Limestones from the Zapala region (Neuquen province, Argentina), with the description of a new genus. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 6: 1841-1850. Stuttgart.
- Leanza, H.A., Zeiss, A. 1994.** The Lithographic Limestones of Zapala (Central Argentina) and their ammonite fauna. *Geobios* 16: 245-250.
- Leanza, H.A., Marchese, H.G., Riggi, J.C., 1977.** Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32 (3): 190-208.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D., Salvarredy Aranguren, M., 2003.** Miembro Huncal (Berriasiano inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Volume 25, N° 2. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Sattler, F., Martinez, R., Carbone, O., 2011.** La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío–Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. In: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Neuquén, pp. 113–129. Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires.
- Legarreta, L., 1991.** Evolution of a Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquén Basin of the west-central Argentina: facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 70: 209–240.
- Legarreta, L, 2002.** Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: Depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. Mar del Plata. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina. Actas.

- Legarreta, L., Gulisano, C., 1989.** Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). In: Chebli, G., Spalletti, L. A. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6, S.M. de Tucumán, pp. 221-243.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1991.** Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, Central Argentine Andes. In: Macdonald, D. I. (Ed.), Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins. International Association of Sedimentologists Special Publication, Oxford 12, pp. 429-450.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1996a.** La sucesión jurásica en el centrooeste de Argentina. Arreglo estratigráfico, secuencias y evolución paleogeográfica. Boletín de Informaciones Petroleras XII: 45, 66- 78.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1996b.** The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and palaeogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120:303-330.
- Legarreta, L., Gulisano, C., Uliana, M.A., 1993.** Las secuencias sedimentarias Jurasico-Cretácicas. Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza, XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 87-114.
- Legarreta, L., Laffitte, G.A., Minniti, S.A., 1999.** Cuenca Neuquina: múltiples posibilidades en las series jurásico-cretácicas del depocentro periandino, IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Tomo I, p. 145-175, Buenos Aires.
- Legarreta, L., Villar H., Cruz, C., Laffitte, G., Varadé, R., 2008.** Revisión integrada de los sistemas generadores, estilos de migración entrapamiento y volumetría de hidrocarburos en los distritos productivos de la cuenca Neuquina, Argentina. Simposio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas. 7° congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Cruz, C. E., Rodríguez, J.F., Hechem, J.J. y Villar, H.J. (eds.) IAPG, p. 79-108. Mar del Plata.
- Lewis, K.B., Pantin, H.M., 2002.** Channel-axis, overbank and drift sediment waves in the southern Hikurangi Trough, New Zealand. *Marine Geology*, 192, 123–151.
- Li X.l., Shi, H.M., Xia, H.-Y., Zhou, Y.-P., Qiu, Y.W., 2014.** Seasonal hypoxia and its potential forming mechanisms in the Mirs Bay, the Northern South China Sea. *Continental Shelf Research*, Volume 80, 1-7.
- Little, S.H., Vance, D., Lyons, T.W., McManus, J., 2015.** Controls on trace metal authigenic enrichment in reducing sediments: insights from modern oxygen-deficient settings. *American Journal of Science*, 315, 77–119.

- Loucks, R.G., Ruppel, S.C., 2007.** Mississippian Barnett Shale: Lithofacies and depositional setting of a deep-water shale-gas succession in the Fort Worth Basin, Texas. *AAPG Bulletin*, v. 91, no. 4, pp. 579–601.
- Lowe, D.R., 1982.** Sedimentary gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research* 52, 279–297.
- Lubeseder, S., Redfern, J., Boutib, L., 2009.** Mixed siliciclastic-carbonate shelf sedimentation-Lower Devonian sequences of the SW Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology* 215, 13-32.
- Lüning, S., Kolonic, S., 2003.** Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: Applicability and limitations. *Journal of Petroleum Geology*, 26, 153–174.
- Macdonald, D., Gómez Pérez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M., Paton, D., 2003.** Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 20:287-308.
- Maceda, R., Figueroa, D., 1995.** Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologist Memoir 62, pp. 369-382.
- Marchese, H.G., 1971.** Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Prov. de Neuquén, Rep. Argentina. *Asociación Geológica Argentina Revue* V. 26, pp. 343-410.
- Maretto, H., Lara, M.E., 2002.** Discontinuidades estratigráficas, distribución de fluidos y calidad de reservorio: un ejemplo de la Formación Tordillo en Loma La Lata. V Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina, Electronic Format.
- Maretto, H., Pángaro, F., 2005.** Edad de formación de algunas de las grandes estructuras del engolfamiento de la Cuenca Neuquina: Actividad tectónica durante la depositación de la Fm. Quintuco. 6° Congreso de exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), CD-ROM, 11 p.
- Martin, P., van der Loeff, M.R., Cassar, N., Vandromme, P., d'Ovidio, F., Stemmann, L., Rengarajan, R., Soares, M., González, H.E., Ebersbach, F., Lampitt, R.S., Sanders, R., Barnett, B.A., Smetacek, V., Naqvi, S.W.A., 2013.** Iron fertilization enhanced net community production but not downward particle flux during the Southern Ocean iron

fertilization experiment LOHAFEX. *Glob. Biogeochem. Cycles* 27, 871-881.
<http://dx.doi.org/10.1002/gbc.20077>.

Massaferro, J.L., Zeller, M., Giunta, D.L., Sagasti, G., Eberli, G.P., 2014. Evolución del sistema mixto tithoniano-valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y equivalentes) a partir de estudios de afloramientos y subsuelo, centro- sur de la Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.

Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Bechis, F., 2008. Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico tardío (Kimeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 512-519.

McIlroy, D., Flint, S., Howell, J.A., Timms, N. 2005. Sedimentology of the tide-dominated Jurassic Lajas Formation, Neuquén Basin, Argentina. In: In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J., Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, Special Publications, 252, pp. 1-14.

Miall, A.D., 2000. Principles of sedimentary basin analysis: Springer, Berlin, 616 p.

Minami, H., Kato, Y., 1997. Remobilization of arsenic in sub-oxic sediments from seafloor of the continental margin. *J. Oceaogr.*, 53, 553–562.

Mitchum, R.M., Uliana, M.A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences. Upper Jurassic/Lower Cretaceous. Neuquén Basin, Argentina. In: Berg, B.R., Woolverton, D.G. (Eds.), *Seismic Stratigraphy, II. An Integrated Approach to Hydrocarbon Analysis*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39, 255-274.

Mitchum, R.M.J., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. AAPG, Memoir. 26, 117-133.

Mitchum, R.M.J., Vail, P.R., Thompson, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. AAPG, Memoire 26, 53-62

Momburu, C.A., Uliana, M.A., Bercowski, F., 1978. Estratigrafía y sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico Inferior surmendocino. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas, 1, pp. 685–700.

Montgomery, S.L., Jarvie, D.M., Bowker, K.A., Pollastro, R.M., 2005. Mississippian Barnett Shale, Fort Worth Basin, northcentral Texas: Gas-shale play with multi-trillion cubic foot potential: AAPG Bulletin, v. 89, p. 155–175.

Mørk, A., Dallmann, W.K., Dypvik, H., Johannessen, E.P., Larssen, G.B., Nagy, J. Nøttvedt, A., Olausen, S., Pcelina, T.P., Worsley, D. 1999. Mesozoic lithostratigraphy. In

W. K. Dallmann (ed.): Lithostratigraphic lexicon of Svalbard. 127–214. Tromsø: Norwegian Polar Institute.

Mosquera, A., Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° lat): Geological Society of America Special Paper 407, pp. 97–124.

Muñoz, J., Araneda, M., 2000. Extension cortical en el oligoceno-Mioceno entre los 39° y los 42° S región de los Lagos Chile: Antecedentes geológicos y geofísicos. IX) Congreso Geológico Chileno (Puerta Veras), 2, Simposio Inetrnational, 2, 609-612.

Mutti, E., 1992. Turbidite Sandstones. Agip, San Donato Milanese, 275 pp.

Naipauer, M., García Morabito, E., Marques, J. C., Tunik, M., Rojas Vera, E. A., Vujovich, G.I., Pimentel, M.P., Ramos, V.A., 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: Constraints from surface data and U–Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics* 524–525, 59–75.

Nesbitt, H.W., 2003. Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. In Lentz, D.R. ed., *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*. Geol. Assoc. Canada *GeoText*4, 39-51.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 5885, 715–717.

Neumann, T., Scholz, F., Kramar, U., Ostermaier, M., Rausch, N., Berner, Z., 2013. Arsenic in framboidal pyrite from recent sediments of a shallow water lagoon of the Baltic Sea. *Sedimentology*, doi: 10.1111/sed.12031.

Nio, S.D., Yang, C., 1991a. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: *Clastic Tidal Sedimentology* (Ed. by D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin and R.A. Rahmani), Canadian Society of Petroleum Geologists. *Memoire*, 16, 3-27.

Normark, W.R., Piper, D.J.W., Sliter, R., 2006. Sea-level and tectonic control of middle to late Pleistocene turbidite systems in Santa Monica Basin, offshore California. *Sedimentology*, 53, 867–897.

Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., Stern, C. R., 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate, *Revista Geológica de Chile*, 27, 177_203.

O'Day, P., 2006. Chemistry and mineralogy of arsenic. *Elements*, 2, 77-83.

- Oglesby, R., Park, J., 1989.** Cyclic sedimentation in the Cretaceous: the Effect of precessional insolation changes on atmospheric dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 94, 14793-14816
- Orchuela, I.A, Ploszkiewicz, J.V. Viñes, R., 1981.** Reinterpretación estructural de la denominada "Dorsal Neuquina". 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 81-93.
- Orchuela, LA., Ploszkiewicz, J.V., 1984.** La Cuenca Neuquina. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Rio Negro. Relatorio IX Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, pp. 163-188.
- Orts, S., Ramos, V., 2006.** Evidence of middle to late Cretaceous compressive deformation in the high Andes of Mendoza, Argentina. *Backbone of the Americas. Abstract with Programs 5: p. 65.* Mendoza.
- Owens, J.D., Lyons, T.W., Li, X., Macleod, K.G., Gordon, G., Kuypers, M.M.M., Anbar, A., Kuhnt, W., Severmann, S., 2012.** Iron isotope and trace metal records of iron cycling in the proto-North Atlantic during the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event (OAE-2). *Paleoceanography 27*, PA3223. <http://dx.doi.org/10.1029/2012PA002328>.
- Paim, P.S.G., Silveira, S.A., Lavina, E.L.C., Faccini, U.F., Leanza, H.A., Teixeira De Oliveira, J.M.M., D'avila, R.S.F. 2008.** High resolution stratigraphy and gravity flow deposits in the Los Molles formation (Cuyo group - Jurassic) at La Jardinera region, Neuquén Basin. *Revista de la Association Geologists Argentina*, v.63/4, 728-753 p.
- Pángaro, F., Ramos, V.A., Godoy, E., 1996.** La faja plegada y corrida de la Cordillera Principal de Argentina y Chile a la latitud del Cerro Palomares (33°35'S). In *Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas 2: 315324.* Buenos Aires.
- Pángaro F., Veiga, R., Vergani, G., 2002.** Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, Mar del Plata, Abstracts on CD.
- Pángaro, F., Melli, A.T., Malone, P., Cevallos, M., Soraci, A., Mosquera, A., Hyung Joo, K., 2005.** Modelos de entrapamiento de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. *Simposio Trampas de Hidrocarburos de las Cuencas Productivas de la República Argentina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas p. 331-356.*
- Pángaro, F., Pereira, M., Silvestro, J.L., Raggio, F., Pioli, O., Zubiri, M. Gozalvez, G., 2006.** Tectonic inversion of the Huincul high, Neuquén Basin, Argentina: An endangered

species. Stratigraphic Evidences of its Disappearance. 9° Simposio Bolivariano Petroleum Exploration in the Subandean Basins (Cartagena), Actas en CD: 9 p.

Papazis, P.K., 2005. Petrographic characterization of the Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas: Master's thesis, University of Texas at Austin, Austin, Texas, 142 p., CD-ROM (SW0015), available from Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin.

Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, 6, 233-248.

Parent, H., Garrido, A. C., Schweigert, G., Scherzinger, A., 2011. The Tithonian ammonite fauna and stratigraphy of Picún Leufú, southern Neuquén Basin, Argentina. *Revue de Paléobiologie*, 30: 45-104.

Parent, H., Garrido, A., Schweigert, G., Scherzinger, A., 2013. The Tithonian stratigraphy and ammonite fauna of the transect Portada Covunco-Cerrito Caracoles (Neuquén Basin, Argentina). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 269/1 (2013), 1–50 Article. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Parrish, J.T., 1993. Climate of the Supercontinent Pangea: *Journal of Geology*, v. 101, p. 215–233.

Parrish, J.T., Curtis, R.L., 1982. Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 40, p. 31– 66.

Parrish, J.T., Ziegler, A.M., Scotese, C.R., 1982. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 40, p. 67– 101.

Passey, Q.R., Bohacs, K.M., Esch W.L., Klimentidis, R., Sinha, S., 2010. From Oil-Prone Source Rock to Gas-Producing Shale Reservoir – Geologic and Petrophysical Characterization of Unconventional Shale-Gas Reservoirs. SPE 131350.

Payton, C.E., 1977. Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, v. 26, 516 p.

Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., Ranger, M.J., 1992. Ichnology and event stratigraphy: the use of trace fossils in recognizing tempestites. In: Pemberton, S.G. (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration—A Core Workshop*. SEPM, CoreWorkshop, 17, pp. 15–118.

Peroni, G.O., Di Mario, J., Arregui, C., 1984. Estudio estadístico de perfiles de buzamiento aplicado al análisis de paleocorrientes, Formación Tordillo, Provincia del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino Actas, v. 5, pp. 243-258.

- Plint, A.G., 1988.** Sharp-based shoreface sequences and “offshore bars” in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea Level Changes - An Integrated Approach*, SEPM Special Publication 42, pp.357-370.
- Plint, A.G., Nummedal, D., 2000.** The Falling Stage Systems Tract: Recognition and Importance in Sequence Stratigraphic Analysis. Geological Society, London, Special Publications, v. 172: p. 1-17.
- Ploszkiewicz, V., Orchuela, L., Vaillard, J., y Viñes, R., 1984.** Compresión y desplazamiento lateral en la zona de falla Huinacul, estructuras asociadas, Provincia de Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 163-169, Buenos Aires.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999.** Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* No. 7, 210 p.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988a.** Sequence Stratigraphy: Sequences and Systems Tract Development. *Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface*. P. James D and D. A. Leckie, Canadian Society of Petroleum Geologists memoir. v. 15: p. 582-583.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988b.** Eustatic Controls on Clastic Deposition II Sequence and Systems Tract Models. *Sea-Level Changes*, SEPM (Society for Sedimentary Geology). v. 42: p. 109-124.
- Posamentier, H.W., Martinsen, O.J., 2011.** The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data, in Shipp R.G., Weimer P., Posamentier H.R. (Eds), *Mass-transport deposits in deepwater settings* : SEPM Special Publications Editors, SEPM Special Publication, 96, 7–38.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988.** Eustatic Controls on Clastic Deposition I Conceptual Framework. *Sea-Level Changes*, SEPM (Society for Sedimentary Geology). v. 42: p. 109-124.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M., 1992.** Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework; Concepts, Examples, and Exploration Significance. *AAPG Bulletin*, v. 76: p. 1687-1709.
- Pose., F., Gangui, A., Galeazzi, S., 2014.** Estratigrafía secuencial del intervalo Quintuco-Vaca Muerta en el engolfamiento Neuquino, cuenca Neuquina, Argentina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.
- Pratt, B.R., James, N.P., Cowan, C.A., 1992.** Peritidal Carbonates. In: *Facies Models: Response to Sea Level Changes* (Eds R.G. Walker and N.P. James), Geological Association of Canada, 303–322.

- Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Sternberg, R.W., 2003.** Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the el continental margin (northern California). *Mar. Geol.*, 193, 129-149.
- Ramos, V.A., 1978.** Estructura. En Yrigoyen M. R. (ed.) *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Relatorio: 99-118.
- Ramos, V., 1999a.** Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. In *Geología Argentina* (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (22): 651-682.
- Ramos, V.A., 1999b.** Evolución tectónica de la Argentina. In: Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina Servicio Geológico Minero Argentino*, Buenos Aires, Anales 29, pp. 715-784.
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2005.** Tectonic evolution of the Andes of Neuquén : Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation, in *The Neuquén Basin : A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, vol. Special Publications 252, pp. 15-35, eds Veiga, G. D., Spalletti, L., Howell, J. A., & Schwarz, E., Geological Society, London.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 2006.** Tectonic evolution of the southern Central Andes, Mendoza and Neuquén, in *Evolution of an Andean margin : A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39S latitude)*, vol. Special Paper 407, chap. 1, pp. 1-17, eds Kay, S. M. & Ramos, V. A., Geological Society of America.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 2009.** Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°S latitude).
- Reading, H.G., Collinson, J.D., 1996.** Clastic coasts. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, pp. 154–231.
- Reboulet, S., Rawson, P.F., Moreno-Bedmar, J.A., Aguirre-Urreta, M.B., Barragan, R., Bogomolov, Y., Company, M., Gonzalez-Arreola, C., Stoyanova, V.I., Lukeneder, A., Matrion, B., Mitta, V., Randrianaly, H., Vasicek, Z., Baraboshkin, E.J., Bert, D., Bersac, S., Bogdanova, T.N., Bulot, L.G., Latil, J.-L., Mikhailova, I.A., Ropolo, P., Szives, O., 2011.** Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the “Kilian Group” (Dijon, France, 30th August 2010). *Cretaceous Research* 32: 786-793.
- Reineck, H.E. Wunderlich, F., 1968.** Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11, 99-104.
- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1980.** *Depositional Sedimentary Environments*. Ed. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg, New York, 549 p.

- Riccardi, A.C. 1983.** The Jurassic of Argentina and Chile. In: Moullade, M., Nairn , A.E. (eds). The Phanerozoic Geology of the World, II. The Mesozoic. Elsevier, Amsterdam, 201 – 263.
- Riccardi, A.C., 1988.** The Cretaceous System of southern South America. Geological Society of America Memoir, 168: 1-161.
- Riccardi, A.C., 2008.** The marine Jurassic of Argentina: a biostratigraphic framework. Episodes 31, 326–335.
- Riegraf, W., 1985a.** Mikrofauna, Biostratigraphie und Fazies im Unteren Toarcian Südwestdeutschlands und Vergleiche mit benachbarten Gebieten: Tübinger Mikropaläontologische Mitteilungen, v. 3, 232 p.
- Riegraf, W., Werner, G., Lörcher, F., 1984.** Der Posidonienschiefer: Biostratigraphie, Fauna und Fazies des Südwestdeutschen Untertoarciums (Lias Epsilon): Stuttgart, Enke Verlag, 195 p.
- Robin, C., 1995.** Mesure stratigraphique de la déformation: Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. Thèse de Doctorat. Université de Rennes.
- Rohais., S., Gasparri, M., Nouvellet, S., Moretti, I., Daniell, J. M., 2013.** Sédimentologie et architecture stratigraphique dans les argiles riches en matière organique : Exemple des Barnett shale, bassin de Fort Worth (Texas). 14^{ème} Congrès Français de Sédimentologie, Paris.
- Röhl, H.-J., 1998.** Hochauflösende palökologische und sedimentologische Untersuchungen im Posidonienschiefer von SW-Deutschland: Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, A, v. 47, 165 p.
- Röhl, H. J., Schmid-Röhl, A., 2005.** Lower Toarcian (upper Lassic) black shales of the central European Epicontinental basin: a sequence stratigraphic case study from the sw german Posidonia shale. SEPM Special Publication No. 82, p. 165–189.
- Röhl, H.-J., Schmid-Röhl, A., Frimmel, A., Oschmann, W., Schwark, L., 2001a.** The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: An oxygen depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 165, p. 27– 52.
- Rosenfeld, U., Volkheimer, W., 1980.** Turbidite and andere rhythmite im tieferen Jura des Neuquen-Beckens (Argentinien). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 159(3): 379-421, Stuttgart.
- Ross, C.A., Ross, J.R.P., 1987.** Late Paleozoic sea levels and depositional sequences, in C. A. Ross and D. Haman, eds., Timing and deposition of eustatic sequences: Constraints on

seismic stratigraphy: Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication 24, p. 137–149.

Sagasti, G., 2005. Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publication 252, pp. 231-250.

Sageman, B.B., Murphy, A.E., Werne, J.P., Straeten, C.A.V., Hollander, D.J., and Lyons, T.W., 2003. A tale of shales: The relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle–Upper Devonian, Appalachian basin: *Chemical Geology*, v. 195, p. 229–273.

Scasso, R.A., Alonso, S.M., Lanés, S., Villar, H.J. Lippai, H. 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del Hemisferio Austral: El Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta), Tithoniano Medio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(2): 143-159.

Scasso, R.A., Alonso, S.M., Lanés, S., Villar, H.J., Lippai, H., 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society of London, Special Publication, 252, pp. 207–229.

Schieber, J., Southard, J.B., 2009. Bedload transport of mud by floccule ripples-direct observation of ripple migration processes and their implications. *Geology* 37, 483–486.

Schieber, J., Southard, J.B., Schimmelmann, A., 2010. Lenticular shale fabrics resulting from intermittent erosion of water-rich muds-interpreting the rock record in the light of recent flume experiments. *Journal of Sedimentary Research* 80, 119–128.

Schlager, W., 1993. Accommodation and supply-a dual control on stratigraphic sequences. *Sedimentary Geology*, Vol.86, No.1-2 (July 1993), pp. 111–136.

Schmid-Röhl, A., Röhl, H.-J., Oschmann, W., Frimmel, A., Schwark, L. 2002. Palaeoenvironmental reconstruction of Lower Toarcian epicontinental black shales (Posidonia Shale, SW Germany): Global versus regional control. *Geobios*, 35, 13-20.

Scholz, F., Hensen, C., Noffke, A., Rohde A., Liebetrau, V., Wallmann, K., 2011. Early diagenesis of redox-sensitive trace metals in the Peru upwelling area – response to ENSO-related oxygen fluctuations in the water column. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 75, 7257-7276.

- Scholz, F., McManus, J., Sommer, S., 2013.** The manganese and iron shuttle in a modern euxinic basin and implications for molybdenum cycling at euxinic ocean margins. *Chemical Geology*, 335, 56-68.
- Scott, C., Lyons, T.W., 2012.** Contrasting molybdenum cycling and isotopic properties in euxinic versus non-euxinic sediments and sedimentary: refining the paleoproxies. *Chemical Geology*, 324-325, 19-27.
- Shepard, F.P., Inman, D.L., 1950.** Nearshore water circulation related to bottom topography and wave refraction. *Transactions of the American Geophysical Union*, 31- 2, 196-212.
- Shepard, F.P., Emery, K.O., La Fond, E.C., 1941.** Rip currents: a process of geological importance, *Journal Geology.*, 49, 337–369.
- Singh, P., 2008.** Lithofacies and sequence-stratigraphic framework of the Barnett Shale, northeast Texas: Ph.D. thesis, University of Oklahoma, Norman, 181 p
- Slatt, R.M., 2011.** Important geological properties of unconventional resource shales: Oklahoma City Geological Society, *Shale Shaker*, v. 62, p. 224-243.
- Slatt, R.M., Rodriguez, N.D., 2012.** Comparative sequence stratigraphy and organic geochemistry of gas shales: commonality or coincidence?: *Journal of Natural Gas Engineering and Science*, v. 8, p. 68-84.
- Somoza, R., 1998.** Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region, *Journal of South America Earth Sciences*, 11(3), 211-215.
- Song, J., Littke, R., Maquil, R., Weniger, P., 2014.** Organic facies variability in the Posidonia Black Shale from Luxembourg: Implications for thermal maturation and depositional environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V410, 2014, 316 – 336.
- Spalletti, L.A., Colombo Piñol, F., 2005.** From alluvial fan to playa: an Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 8 (3), 363–383.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.A., 2007.** Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquén Basin, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* | vol. 14 (2), 85-104.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Macdonald, D.I.M., Gomez Perez, I., 1999.** Paleogeographic evolution of southern South America during the Cretaceous. *Boletim do 5° Simposio sobre o Cretaceo do Brasil y 1° Simposio sobre el Cretacico de America del Sur*, Sao Paulo, 87–95.

- Spalletti, L.A., Franzese, J., Matheos, S.D., Schwarz, E., 2000.** Sequence stratigraphy in tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp, the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157:433-446.
- Spalletti, L., Poiré, D., Schwarz, E. Veiga, G., 2001.** Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate- siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 609-624.
- Steel R.J., Olsen, T. 2002.** Clinoforms, clinoform trajectories and deepwater sands. In: *Sequence Stratigraphic models for exploration and production: Evolving methodology, emerging models and application Histories* (Armentrout, J.M. and N.C. Rosen, eds) Special Publication GCS-SEPM, p.367-381.
- Stipanovic, P.N., 1965.** El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesano (Agassiz-Yailña) en Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 20 (4): 403–478.
- Sullivan, K.A., Aller, R.C., 1996.** Diagenetic cycling of arsenic in Amazon shelf sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 1465–1477.
- Sweet, K. and Knoll, A.H., 1989.** Marine pisolites from Upper Proterozoic carbonates of East Greenland and Spitsbergen. *Sedimentology*, 36, 75–93.
- Taylor, A.M., Goldring, R., 1993.** Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society, London*, 150, 141-148.
- Taylor, J.D., Glover, E.A., 2006.** Functional anatomy, chemosymbiosis and evolution of the Lucinidae. In: Harper, E.M., Taylor, J.D., Crame, J.A. (Eds.), *The Evolutionary Biology of the Bivalvia*. Geological Society of London, Special Publication, 177, pp. 207–225.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985.** *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford. (312 pp.).
- Tyson, R.V. 2005.** The “productivity versus preservation” controversy: Cause, flaws, and resolution. In N.B. Harris (Ed.), *The Deposition of Organic-Carbon-Rich Sediments: Models, Mechanisms, and Consequences*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication 82, p. 17-33.
- Tribovillard, N., Riboulleau, A., Lyons, T., Baudin, F., 2004.** Enhanced trapping of molybdenum by sulfurized organic matter of marine origin as recorded by various Mesozoic formations. *Chemical Geology*, 213, 385–401.
- Tribovillard, N., Algeo, T., Lyons, T.W., Riboulleau, A., 2006.** Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232, 12–32.

Tribovillard, N., Bout-Roumazielles, V., Algeo, T.J., Lyons, T.W., Sionneau, T., Montero-Serrano, J.C., Riboulleau, A., Baudin, F., 2008a. Paleodepositional conditions in the Orca Basin as inferred from organic matter and trace metal contents. *Marine Geology*, 254, 62-72.

Tribovillard, N., Algeo, T.J., Baudin, F., Riboulleau, A., 2012. Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum–uranium covariation—Applications to Mesozoic paleoceanography. *Chemical Geology* 324-325, pp 46–58.

Tribovillard, N., Armynot du Châtelet, E., Gay, A., Barbecot, F., Sansjofre, P., Potdevin, J.-L., 2013. Geochemistry of cold seepage-impacted sediments: Per-ascensum or per-descensum trace metal enrichment? *Chemical Geology*, 340, 1-12.

Tribovillard, N., Hatem, E., Averbuch, O., Barbecot, F., Bout-Roumazielles, V., Trentesaux, A., 2015. Iron availability as a dominant control on the primary composition and diagenetic overprint of organic-matter-rich rocks. *Chemical Geology*, 401, 67-82.

Tucker, M.E., 2003. Mixed clastic-carbonate cycles and sequences; Quaternary of Egypt and Carboniferous of England. *Geologia Croatica*, 56, 19-37.

Turienzo, M., Dimieri, L., Frisicale, C., Araujo, V., Sánchez, N. 2012. Cenozoic structural evolution of the Argentinean Andes at 34°40'S: A close relationship between thick and thin-skinned deformation. *Andean Geology*, Volume 39, No 2.

Uliana, M., Dellapé, D., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maastrichtiana-eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). In Congreso Geológico Argentino No. 8, Actas 3: 673-68.

Uliana, M.A., Biddle, K.T., Cerdan, J. J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins, in *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, pp. 599-614, eds Tankard, A. J. & Balkwill, H. R.

Uliana, M.A., Dellape, D.A., Pando, G.A., 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio, Cretácico Inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza. *Petrotecnia* 1–2, 41–46.

Urien, C.M., Zambrano, J.J., 1994. Petroleum systems in the Neuquén basin, Argentina. In: Magoon, L.B. and Dow, W.G., *The petroleum system - from source to trap*, AAPG Memoire 60, 513-534.

Vail, P.R., 1987. Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy, Part 1: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure. *Atlas of Seismic Stratigraphy*. A. W. Bally, AAPG Studies in Geology. v. 27: p. 1-10.

- Vail, P.R., Hardenbol, J., Todd, R.G., 1982.** Jurassic unconformities and global sea-level changes from seismic and biostratigraphie: Bulletin of the Houston Geological society (abst.), v.25, p.3-4.
- Vail, P R. , Todd, R.G., Sangree, J.B., 1977,** Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 5. Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Memoir 26, Pages 99 – 116.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, G., 1991.** The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustacy and Sedimentation: An Overview. Cycles and Events in Stratigraphy. G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher. Berlin, Springer-verlag. v.: p.
- Van der Weijden, C.H., 2002.** Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor. *Mar. Geol.* 184, 167–187.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988.** An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 39–45.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990.** Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7*, 55 pp.
- Vaughan, D.J., 2006.** Arsenic. *Elements*, 2, 71-75.
- Veiga, R., Verzi, H., Maretto, H., 2001.** Modelado bidimensional en el ámbito central de la cuenca Neuquina (Argentina). *Boletín de Informaciones Petroleras XVIII*, 67:50-63.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A., 2007.** The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial–aeolian systems of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research 11*, 286–302.
- Vennari, V.V., Lescano, M., Naipauer, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Schaltegger, U., Armstrong, R., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2014.** New constraints on the Jurassic-Cretaceous boundary in the High Andes using high-precision U-Pb data. *Gondwana Research 26*: 374-385.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J., Welsink , H.J., 1995.** Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, pp. 383-402.

- Volkheimer, W., Rauhut, O.W.M., Quattrocchio, M.E., Martinez, M.A., 2008.** Jurassic paleoclimates in Argentina, a review. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63, 549–556.
- Walker, R.G., Plint, A.G., 1992.** Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*, pp. 219–238.
- Wallace-Dudley, K., Leckie, D., 1993.** The Lower Kaskapau Formation (Cenomanian): a multiple-frequency, retrogradational shelf system, Alberta, Canada. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 77, 414-435.
- Weaver, C., 1931.** Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington, Seattle, Memoir 1, 469 pp.
- Whitham, A.G., 1993.** Facies and depositional processes in an Upper to Lower Cretaceous pelagic sedimentary sequence, Antarctica. *Sedimentology* 40, 331–349.
- Wignall, P.B., 1991.** Model for transgressive black shales?: *Geology*, v. 19, p. 167–170.
- Wignall, P.B., Newton, R., 2001.** Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France: *Sedimentary Geology*, v. 144, p. 335–356.
- Willis, B.J., Bhattacharya, J.P., Gabel, S.L., White, C.D., 1999.** Architecture of a tide-influenced river delta in the Frontier Formation of central Wyoming, USA. *Sedimentology* 46, 667-688.
- Wilson, J.B., 1982.** Shelly faunas associated with temperate offshore tidal deposits. In: Stride, A.H.(Ed.), *Offshore Tidal Sands*. Chapman and Hall, London, pp. 126–171.
- Wilson, J.B., 1986.** Faunas of tidal current and wave-dominated continental shelves and their use in the recognition of storm deposits. In: Knight, R.J., McLean, J.R. (Eds.), *Shelf Sands and Sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 11, pp. 313 326.
- Wilson, J.L., 1967.** Cyclic and Reciprocal Sedimentation in Virgilian Strata of SouthernNew Mexico. *GSA Bulletin*, 78, 805-818.
- Windhausen, A., 1914.** Contribucion al conocimiento geológico de los territorios del Rio Negro y Neuquén, con su estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquen. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Buenos Aires, *Anales*10, 1 – 60.
- Windhausen, A., 1916.** Los yacimientos petrolíferos de la zona andina (Provincia de Mendoza y Territorio del Neuquén). – *Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología*, 15: 1-27.

- Yang, C.S., Nio, S.W., 1985.** The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology* 32, 41–57.
- Young, G.M., Nesbitt, W.H. 1999.** Paleoclimatology and provenance of the glaciogenic Gowganda Formation (Paleoproterozoic), Ontario, Canada: A chemostratigraphic approach. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 2, 264–274.
- Yrigoyen, M.R., 1991.** Hydrocarbon resources from Argentina. World Petroleum Congress, Buenos Aires. *Petrotecnia*, 13, Special issue, 38-54.
- Yrigoyen, M.R., 1993.** Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: V.A. Ramos (ed.), *Geología y recursos naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Explotación de Hidrocarburos*. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino de Petróleo, Buenos Aires, pp. 123-148.
- Yrigoyen, M., Ramos, V., 1993.** Los depósitos sinorogénicos terciarios, *Geología y recursos naturales de Mendoza* (Ramos, VA; editor). In *Congreso Geológico Argentino*, pp. 123-148.
- Zakaria, A.A, Howard D.J., Christopher A.-L.J., Tongkul, F., 2013.** Sedimentary facies analysis and depositional model of the Palaeogene, West Crocker submarine fan system, NW Borneo. *Journal of Asian Earth Sciences* 76. Pp 283-300.
- Zanella, A., Cobbold, P.R., Rojas, L. 2014.** Beef veins and thrust detachments in Early Cretaceous source rocks, foothills of Magallanes-Austral Basin, southern Chile and Argentina: structural evidence for fluid overpressure during hydrocarbon maturation. *Marine and Petroleum Geology* 55, 250-261.
- Zapata, T.R., Folguera, A., 2005.** Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina, in *The Neuquén Basin : A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, vol. Special Publications, 252, pp. 37-56, eds Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J. A., & Schwarz, E., Geological Society, London.
- Zavala, C., Maretto, H., Di Meglio, M., 2005.** Hierarchy of bounding surfaces in Aeolian sandstones of the Tordillo Formation (Jurassic). Neuquén Basin, Argentina. *Geologica Acta* 3, 133–145.
- Zeller, M., 2013.** Facies, Geometries and Sequence Stratigraphy of the Mixed Carbonate-Siliciclastic Quintuco-Vaca Muerta System in the Neuquén Basin, Argentina: An Integrated Approach. Open Access Dissertations. Paper 1099.
- Zeller, M., Eberli, G.P., Weger, R.F., Giunta, D.L., Massafiero, J.L., 2014.** Seismic expressions of the Quintuco – Vaca Muerta system based on outcrop facies and geometry. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.

Ziegler, A.M., Scotese, C.R., Barrett, S.F., 1983. Mesozoic and Cenozoic paleogeographic maps, in Brosche, P., and Sündermann, J., eds., Tidal Friction and Earth Rotation II: Berlin, Springer-Verlag, p. 140– 152.

Ziegler, P.A., 1982. Geological Atlas of Central and Western Europe: Amsterdam, Shell International Petroleum Maatschappij B.V., 130 p.

Résumé

La formation de la Vaca Muerta, dans le bassin du Neuquén (Argentine), constitue le gisement non conventionnel le plus important d'Argentine. Dès lors, cette formation à la fois roche mère et roche réservoir a suscité un intérêt particulier dans le monde pétrolier afin de comprendre l'architecture des corps sédimentaires et la distribution de la matière organique de ce réservoir.

L'étude menée dans le cadre de cette thèse se base sur la sédimentologie, la stratigraphie, la minéralogie et la géochimie dans le but de comprendre la logique de mise en place des systèmes de dépôt et les conditions d'oxygénation du milieu. Le but final de ce travail est de comprendre les conditions de dépôt et de préciser la relation stratigraphique entre les intervalles riches en matière organique et l'évolution du bassin (interactions entre remplissage et déformations/structuration).

L'étude de sismique 3D menée dans la partie orientale du bassin a permis de déterminer un système de dépôt dominé par la houle, et montrer l'impact de la tectonique locale sur la géométrie des clinofformes et le contrôle eustatique des séquences sismiques.

L'étude de terrain centrée dans un premier temps sur l'anticlinal de Picún Leufú en partie méridionale du bassin puis sur d'autres secteurs le long d'un transect nord-sud de plus de 500 km de long, a permis de mettre en évidence deux grands secteurs ayant évolué distinctement. Un secteur centro-méridional qui évolue pendant l'intervalle Tithonien-Valanginien depuis un environnement de plateforme silicoclastique vers un environnement de rampe mixte; ce secteur est alimenté essentiellement depuis le sud et le transport des sédiments vers le large est assuré par la combinaison entre des courants de dérive littorale, des courants de tempêtes et des courants gravitaires. Le second secteur au nord du bassin correspondant à la zone de Malargüe, et montre un environnement de rampe carbonatée pérenne pendant tout l'intervalle Tithonien-Valanginien.

L'analyse et la synthèse stratigraphique des différents secteurs étudiés montrent un signal stratigraphique homogène avec la mise en place de cinq séquences transgressives-régressives dans le bassin pendant l'intervalle Tithonien-Valanginien.

L'étude minéralogique et géochimique a permis d'évaluer l'impact du climat sur les terres émergées et par conséquent sur la distribution des sédiments vers le large. La géochimie révèle des conditions oxiques de la colonne d'eau faisant suite à une période initiale euxiniques qui coïncident avec le dépôt des niveaux les plus riches en matière organique.

Enfin, la synthèse entre le signal stratigraphique et le signal géochimique montre l'existence de 4 ou 5 intervalles relativement riches en matière organique et préférentiellement localisés dans les cortèges transgressifs.

Mots-clés : Formation de la Vaca Muerta, Bassin du Neuquén, Tithonien-Valanginien, Roche mère, Analyse séquentielle, Géochimie.