

N° d'ordre : 3206

Co-tutelle de

# **THESE**

Présentée à

**L'UNIVERSITE BORDEAUX 1**

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES DU VIVANT, GEOSCIENCES, SCIENCES DE  
L'ENVIRONNEMENT

par **Christophe Clarens**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

## **DOCTEUR**

Spécialité : **MARGES CONTINENTALES ET BASSINS**

TITRE DE LA THESE

**PROCESSUS ET CONTRÔLES DE LA SEDIMENTATION  
MIOCENE A ACTUELLE DANS UN BASSIN EN  
EXTENSION : CAS DE LA FORMATION COMONDU ET DU  
BASSIN ALFONSO – EL CARRIZAL  
( BASSE CALIFORNIE DU SUD, Mexique)**

Soutenue le : 17 Juillet 2006 à 10 h

Après avis de:

Rapporteurs : T. CALMUS UNAM – Instituto de geologia, Hermosillo, Sonora, Mexico  
J.M. BARDINTZEFF Université Paris- Sud

Devant la commission d'examen formée de:

Examineurs : R. BOURROUILH Université Bordeaux I  
E.H. NAVA-SANCHEZ CICIMAR-IPN, La Paz, Baja California Sur, Mexico  
J.L. SCHNEIDER Université Bordeaux I  
J. NAVA-MURILLO CICIMAR-IPN, La Paz, Baja California Sur, Mexico



## Avant propos

Ce travail de thèse n'aurait jamais vu le jour sans contact avec le terrain à l'occasion de missions organisées et financées par le programme ECOS – Nord / ANUIES (M99 – U03).

Je remercie mes co-directeurs de cette thèse, de m'avoir proposé ce sujet, accueilli dans leur laboratoire et offert la possibilité de participer au programme. Je tiens à remercier très chaleureusement le Pr. Enrique Nava-Sanchez pour m'avoir accompagné tout au long de ce travail et de m'avoir soutenu, aidé et fait confiance. J'ai partagé de très bons moments qui resteront gravés dans ma mémoire et j'ai appris avec lui pour la première fois ce qu'était un échange scientifique. Muchas gracias a mi papa mexicano.

Je remercie très vivement monsieur le Pr. Jean-Luc Schneider qui m'a fait découvrir l'intérêt passionnant des processus volcanoclastiques et avec qui le dialogue a été agréable et profitable. Je tiens à dire que sans lui cette thèse n'aurait jamais vu le jour et qu'il a su faire d'humanisme durant ces dernières années. Merci.

Je remercie messieurs le Pr. Thierry Calmus et le Pr. Jacques-Marie Bardintzeff d'avoir accepté de participer à cette thèse en tant qu'examineurs. J'ai beaucoup apprécié leurs marques de sympathie et d'encouragement sincères dès nos premiers contacts sans toutefois oublier leur rôle. Je pense avant tout que c'est ça la science : un échange sincère et naturel !

Au cours de mes voyages au Mexique, j'ai eu la chance de rencontrer et de travailler avec des scientifiques qui ont accepté de partager leur savoir-faire, je pense tout particulièrement à Pra. Janette Murillo-Jiménez, Dc. Raul Miranda-Avilès, Griselda Margarita Rodriguez Figuera (Axel y Orson), Dra. Maria Jesus Puy Alquiza, Vera Camacho, Patricia Rodriguez Castañeda et Guillermo Martinez Flores. Toutes ces personnes m'ont aidé tout au long de mes séjours en m'accueillant dans leur famille et en partageant leur culture. J'ai vécu de très bons moments avec toutes ces personnes qui m'ont beaucoup appris. Je tiens à leur déclarer toute mon amitié la plus sincère.

Pablo, Alfredo et Payin les conducteurs du CICIMAR qui ont été très efficaces et patients durant les expéditions de terrain et ont montré beaucoup d'intérêt pour la géologie.

Je remercie le Pr. Hervé Diot du laboratoire de Géophysique de l'Université de La Rochelle pour m'avoir accepté et permis de réaliser mes analyses dans son laboratoire. Il ne faut pas oublier celui qui manie aussi bien les cailloux que ces machines, Jean-Christophe Pellegrin : merci.

Je remercie également mes parents, ma sœur et ma famille qui m'ont soutenu et encouragé tout au long de mes études et particulièrement au cours de cette thèse. Cette thèse aura été marquée par beaucoup d'angoisse et d'inquiétude qui heureusement se sont bien arrangées. Attention Carine, mauvais plan pour attirer l'attention !!!

Enfin, je voudrais remercier mes amis qui ont été obligés de me supporter tout au long de ces années et qui ont résisté à mes excès d'humeur !!! Je pense plus particulièrement aux personnes qui ne sont pas spécialistes en géologie mais qui ont su faire preuve d'intérêt : Jérôme, Céline ; Thomas ; Stéphanie, Romain et David. Je remercie également les spécialistes et amis du DGO qui m'ont aidé et soutenu et plus particulièrement Docteur Julie !!!! Bonne chance à toi.



*“¿Dónde nacieron los mineros ?  
? Nacieron de la lava ardiente del volcán ?  
? Nacieron de las tripas pegajosas de la tierra ?... ”*  
*Bobby Garcia M., 1985, Y la palabra se llenó de miedo, La Paz, BCS.*



Résumé :

L'évolution géodynamique de la marge continentale de Californie a entraîné la formation de bassins sédimentaires divergents et est enregistrée par différents marqueurs que nous avons voulu étudier à travers l'exemple du bassin transtensionnel d'Alfonso – El Carrizal, créé pendant l'ouverture du Golfe de Californie, du Miocène à l'Actuel. Cette analyse a permis de différencier les trois grandes phases majeures de l'évolution de cette marge et plus précisément en Basse Californie. Elle nous permet donc de déterminer l'origine et l'histoire du bassin et de comprendre les processus de remplissage au cours de l'évolution de la marge.

L'étude sédimentologique du remplissage du bassin a été réalisée pour chacune des trois phases : subduction, transformation et ouverture du Golfe et nous a permis de différencier quatre séquences. Ainsi le bassin d'Alfonso – El Carrizal possède un substrat résultant d'une activité volcanique intense liée à la phase de subduction qui affecte la marge de la Basse Californie. La séquence S1 traduit une phase de subsidence en réponse à cette subduction et est composée de dépôts de pro-delta. Elle marque le début de configuration de la marge de Basse Californie en futur arc volcanique accompagné d'un soulèvement graduel de la bordure continentale. La phase de remplissage d'un bassin d'avant-arc en extension, est enregistrée par le dépôt de la séquence S2 (Miocène moyen –supérieur), composée de dépôts volcanoclastiques et volcaniques issus du volcanisme andésitique dû à la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Nord-américaine. Cette séquence S2 séparée de la séquence S1 par une surface de discontinuité (D0), a aussi enregistré le début d'une transformation NNW formant des horsts et des grabens dans la région de La Paz. L'étude des fabriques magnétiques par la méthode ASM (Anisotropie de Susceptibilité Magnétique), appliquée sur les dépôts proximaux de type avalanche de débris et des dépôts plus distaux de type rhyolitique a permis de mettre en évidence l'existence d'une source volcanique située à proximité de la région de La Paz, à l'origine de tels dépôts. C'est au Pliocène, qu'une nouvelle phase de transtension a permis l'ouverture de Golfe de Californie et la formation et le développement du bassin Alfonso – El Carrizal le long des failles majeures de La Paz et El Carrizal qui marquent le stade final du rifting représenté par l'apparition des failles transformantes et la formation de la croûte océanique dans le Golfe de Californie, après environ 3,5 Ma. Cette dernière est enregistrée par les dépôts de front deltaïque de la séquence S3. Une grande période d'érosion sépare les séquences S3 et S4 correspondant à la limite post-rift D2 qui correspond à la phase de basculement et rotation des blocs formés après fracturation NNW-SSE. Cette nouvelle disposition entraîne la migration des dépocentres et la mise en place de la séquence S4 dans la partie NW du bassin Alfonso – El Carrizal. Elle est composée de sédiments marins formant des terrasses marines le long de la côte péninsulaire. Cette séquence post-rift transgressive est d'âge Pléistocène et a été interprétée comme un cortège de haut niveau marin faisant partie de la phase d'ouverture qui continue jusqu'à l'Actuel dans la marge divergente du Golfe de Californie.

Mots clés : bassin avant-arc – subduction – golfe de Californie – ignimbrite – avalanche de débris volcaniques – rift.

Title : Processes and controls of the Miocene at actual sedimentation in an extensional basin: Example of the Comondu formation and the Alfonso – El Carrizal basin (B.C.S., Mexico).

Abstract :

Geodynamic evolution of the continental margin of California involved the formation of divergent sedimentary basins and is recorded by various markers, whom we wanted to study through the example of the Alfonso – El Carrizal transtensional basin, created during the opening of the Gulf of California (10-3,5 My). This analysis made it possible to differentiate the three main phases, from the evolution of this margin and more precisely in Baja California. It thus enables us to determine the origin and the history of the basin and to understand the filling processes during the evolution of the margin.

The filling sedimentological study of the basin was carried out for each three phase: subduction, transformation and opening of the Gulf and enabled us to differentiate four sequences. Thus, Alfonso - El Carrizal basin has a substrate resulting from an intense volcanic activity related to the phase of subduction which affects the margin of Baja California. The S1 sequence translates a phase of subsidence into response to this subduction and is made up of deposits of pro-delta. It marks the beginning of configuration of the margin of Baja California in the future volcanic arc, accompanied by a gradual rising of the continental edge. The phase of filling of a basin of fore-arc in extension, is recorded by the deposit of the sequence S2 (middle to upper Miocene), composed of volcanoclastic and volcanic deposits resulting from andesitic volcanicity due to the subduction of the Pacific plate under the North American plate. This S2 separate sequence of the S1 sequence by unconformity (D0), also recorded by the beginning of NNW transformation of the horsts and the grabens in the La Paz area. The study of the magnetic fabrics by AMS method, applied to volcanic debris avalanche (VDA) deposits and of rhyolitic deposits it possible to highlight the existence of a volcanic source, located near the area of La Paz at the origin of such deposits. A new transtension Pliocene phase allowed the opening of Gulf of California and the formation and the development of Alfonso - El Carrizal basin along the major faults of La Paz and El Carrizal which marked the final stage of the rifting, represented by the appearance of the transformant faults and the formation of the oceanic crust in the Gulf of California, after approximately 3,5 My. The latter is recorded by the deposits of deltaic facies of the S3 sequence. A great period of erosion separates the S3 and S4 sequences corresponding to the post-rift limit D2 which corresponds to the phase of tilting and rotation of the blocks formed after NNW-SSE fracturing. This new provision involves the migration of the deposits and the installation of the S4 sequence in NW part of Alfonso - El Carrizal basin. It is made up of marine sediments forming marine terraces along the peninsular coast. This Pleistocene post-rift transgressive sequence was interpreted like a marine high level procession forming part of the phase of opening, which continues actually in the divergent margin of the Gulf of California.

Keywords: fore-arc basin – subduction – gulf of California – ignimbrite – volcanic debris avalanche – rift.

Titulo: Procesos y controles de la sedimentación miocénica al actual en una cuenca en extensión : ejemplo de la formación Comondu y de la cuenca de Alfonso – El Carrizal (B.C.S., México).

Resumen:

La evolución geodinámica del margen continental de Baja California Sur está registrada por diferentes marcadores que estudiamos a través del ejemplo de la cuenca transtensional Alfonso – El Carrizal, formada durante la apertura del Golfo de California, del Mioceno hasta el Actual. Este análisis ha permitido diferenciar tres etapas mayores en la evolución del margen y más precisamente en Baja California. Podemos determinar el origen y la historia de la cuenca para entender los procesos de relleno durante la evolución de este margen.

El estudio sedimentológico del relleno de la cuenca ha estado realizado por cada una de las tres etapas: subducción, transformación y apertura del Golfo y ha permitido diferenciar cuatro secuencias. Por eso, la cuenca Alfonso – El Carrizal tiene un sustrato que resulta de una actividad volcánica intensa relacionada con la fase de subducción que afectó el margen de Baja California. La secuencia S1 refleja una fase de subsidencia en respuesta a la subducción y está compuesta de depósitos de pro-delta. Caracteriza el inicio de la configuración del margen de Baja California en un futuro arco volcánico acompañado por un levantamiento progresivo del margen continental. La etapa de relleno de la cuenca de ante-arco en extensión está registrada por el depósito de la secuencia S2 (Mioceno medio-superior), compuesta de depósitos volcanoclásticos y volcánicos provenientes del volcanismo andesítico asociado a la subducción de la placa Farallón bajo la placa de Norte América. Esta secuencia S2 queda separada de la secuencia S1 por una discontinuidad (D0) marcando el fin de la subsidencia. También la secuencia S2 caracteriza el inicio de una tectónica de transformación de dirección NNW formando “horsts” y “grabens” en la región de La Paz. El estudio de las fábricas magnéticas por el método ASM aplicado sobre los depósitos proximales de tipo avalanchas de escombros y de los depósitos más distales del tipo riolítico ha permitido definir la existencia de una fuente volcánica situada a proximidad de la región de La Paz. Durante el Plioceno, una nueva etapa de transtensión ha permitido la apertura del Golfo de California y la formación y el desarrollo de la cuenca Alfonso – El Carrizal a lo largo de las fallas mayores de La Paz y El Carrizal que caracterizan el fin de la etapa de rifting caracterizado por la aparición de fallas transformantes y la formación de corteza oceánica en el Golfo de California después de 3.5 Ma. Esta última etapa está registrada por los depósitos de frente deltáico de la secuencia S3. Un periodo de erosión separa las secuencias S3 y S4 y corresponde al límite post-rift D2, marcado por una fase de basculamiento y de rotación de los bloques formados después de la fracturación de dirección NNW-SSE. Esta nueva disposición provoca la migración de los depocentros y el emplazamiento de la secuencia S4 en la parte NW de la cuenca. Esta secuencia está compuesta por sedimentos marinos formando terrazas marinas a lo largo de la costa de la Península. Esta secuencia post-rift transgresiva datada del Pleistoceno ha estado interpretada como un cortejo de alto nivel marino formando parte de la etapa de apertura que sigue hasta el Actual en el margen divergente oeste del Golfo de California.

Palabras-claves: cuenca ante-arco – subducción – golfo de California – ignimbrita – avalanchas de escombros volcánicas – rift.



## TABLE DES MATIERES

<b><u>PARTIE 1: INTRODUCTION</u></b>	9
<b>CHAPITRE 1. PROBLEMATIQUE, OBJECTIFS DU TRAVAIL</b>	11
1.1. Les traits majeurs de l'évolution de la Basse Californie	11
1.2. Objectifs du travail	13
<b>CHAPITRE 2. METHODOLOGIE</b>	15
2.1. Travaux sur le terrain	15
2.2. Méthode de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique	15
2.2.1. Présentation de la méthode utilisée	16
2.2.2. Matériels et méthodes	18
2.3. Méthode d'analyse sédimentologique de carottes	22
2.3.1. Analyse sédimentologique	22
2.3.2. Etude des tephra éventuels	23
<b><u>PARTIE 2: ETUDE GEOLOGIQUE</u></b>	25
<b>CHAPITRE 1. LA SUBDUCTION, SON VOLCANISME ET LES SEDIMENTS</b>	27
1.1. Histoire géologique	27
1.1.1. Evolution géodynamique	27
1.2. Historique des études géologiques	28
1.2.1. Socle tertiaire ; formation Tepetate	28
1.2.2. Formation San Gregorio	30
1.2.3. Formation San Isidro	32
1.3. Etude séquentielle des dépôts de la base du bassin : 1 <sup>ère</sup> séquence (S1)	33
1.3.1. Faciès de fan-delta	35
1.3.1.1. Environnement de front deltaïque	37
1.3.1.2. Environnement de front deltaïque distal	37
1.3.1.3. Environnement de pro-delta	38
1.4. Conclusions	39
<b>CHAPITRE 2. PHASE DE REMPLISSAGE DU SOCLE DU BASSIN D'AVANT-ARC</b>	43
2.1. Histoire géologique	43
2.1.1. Evolution magmatique néogène en Basse-Californie	43
2.2. Etude géologique de la formation Comondú	45
2.2.1. Analyse séquentielle de la formation Comondú : 2 <sup>ème</sup> séquence (S2)	45
2.2.1.1. Description et interprétation des faciès de fan delta (inter-	

éruptifs) : Mise en évidence du faciès dit «à plaquettes »	48
2.2.1.2. Environnement éolien	50
2.2.1.3. Environnement de chenaux distributaires en tresses	51
2.2.1.4. Environnement de front deltaïque	51
2.3. Description et interprétation des faciès éruptifs : les formations pyroclastiques	53
2.3.1. Les écoulements pyroclastiques denses dans la région de La Paz	54
i. <i>Répartition des dépôts</i>	54
ii. <i>Caractéristiques des dépôts</i>	55
2.3.2. Les dépôts de nuées ardentes	62
i. <i>Répartition des dépôts</i>	62
ii. <i>Caractéristiques des dépôts</i>	62
2.3.3. Mécanismes de mise en place et de dépôt des formations pyroclastiques	66
2.3.3.1. Les écoulements pyroclastiques	66
i. <i>Interprétations</i>	66
ii. <i>Corrélations des coupes stratigraphiques</i>	69
iii. <i>Mécanismes d'écoulement et de dépôt</i>	70
2.3.3.2. Les nuées ardentes	73
2.4. Etude des coulées de débris volcaniques : leurs processus et leur expression sédimentaire	74
2.4.1. Les avalanches de débris volcaniques	74
i. <i>Répartition des dépôts</i>	74
ii. <i>Résultats majeurs</i>	74
iii. <i>Caractéristiques de la fabrique interne des dépôts</i>	76
iv. <i>Imbrications des clastes</i>	79
2.4.2. Mécanismes de mise en place et de dépôt des avalanches de débris volcaniques	81
i. <i>Interprétations</i>	81
ii. <i>Mécanismes de mise en place</i>	82
2.4.3. Analyse des surfaces basales des dépôts ADV	84
2.4.3.1. Cas des filons clastiques	84
2.4.3.2. Cas de la pseudotachylite	86
i. <i>Répartition</i>	86
ii. <i>Description</i>	87
2.4.3.3. Mécanismes de mise en place et de dépôt de la pseudotachylite	91
i. <i>Zones à pseudotachylite</i>	91
ii. <i>Modèles de mise en place</i>	92

iii. <i>Conclusions</i>	93
2.5. Cas de la pépérite	93
2.5.1. Répartition et caractéristiques	94
2.5.2. Processus de formation	95
2.5.3. Mécanismes de mise en place et de dépôt de la pépérite	96
2.6. Conclusions	98
2.6.1. Associations des faciès et corrélations stratigraphiques	98
2.6.2. Modèles de remplissage du bassin au Miocène	100
<b>CHAPITRE 3. EXEMPLE DE REMPLISSAGE D’UN BASSIN D’OUVERTURE : LE BASSIN</b>	
<b>ALFONSO - EL CARRIZAL</b>	<b>103</b>
3.1. Morphologie du Golfe	103
3.2. Cadre géographique : localisation du secteur d’étude	104
3.3. Histoire géologique	105
3.3.1. Phase transition rifting-accrétion océanique : dépôt de la séquence S3	106
3.3.1.1. Environnement de front deltaïque distal	108
3.3.1.2. Environnement de chenaux distributaires en tresses : le conglomérat de Punta Coyote	108
3.3.1.3. Evolution séquentielle	109
3.3.2. Description des dépôts du Pléistocène : dépôt de la séquence S4	110
3.3.2.1. Les tidal flats : l’estrans évaporitique du Nord de Las Animas	111
i. <i>Descriptions</i>	111
ii. <i>Association des faciès</i>	113
iii. <i>Interprétations</i>	114
iv. <i>Signification paléo-pluviométrique</i>	117
v. <i>Signification paléo-environnementale</i>	118
3.3.2.2. Les terrasses fluviales du Pléistocène	118
3.3.2.3. Les terrasses côtières du Quaternaire	120
3.3.2.4. Les terrasses à coraux du Pléistocène	122
3.3.2.5. Evolution séquentielle	127
3.4. Le bassin Alfonso – El Carrizal Holocène – Actuel : Phase drift :	129
Phase d’ouverture du Golfe de Californie	
3.4.1. La sédimentation détritique : exemple du fan-delta de El Coyote	130
3.4.2. Les carbonates non-tropicaux du bassin Alfonso (Baie de La Paz)	132
3.4.3. La sédimentation du bassin Alfonso	133
3.4.3.1. Présentation du secteur d’étude	133
3.4.3.2. Résultats des analyses sédimentologiques des dépôts du bassin	

Alfonso	135
i. Les dépôts laminés	137
ii. Les dépôts non laminés	141
iii. Etude des séquences caractéristiques	141
iv. Distribution verticale et identification des tephra	142
3.4.3.3. Discussion : les processus sédimentaires dans la zone et l'enregistrement paléoclimatique	144
i. Remarques sur les teneurs en carbonates et réflectance	144
ii. Processus de transport et de sédimentation	148
iii. Origine et mise en place des dépôts laminés	149
iv. Mise en place des dépôts volcanoclastiques	152
3.5. Conclusions	153
<b><u>PARTIE 3 : METHODE ASM APPLIQUEE SUR LES FORMATIONS VOLCANOCLASTIQUES</u></b>	157
<b>CHAPITRE 1. ETUDE STRUCTURALE DU SOCLE DU BASSIN ALFONSO-EL CARRIZAL PAR LA METHODE ASM</b>	159
1.1. Etude structurale des coulées pyroclastiques de la région de La Paz	159
1.1.1. Echantillonnage	159
1.1.2. Etude de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique dans une ignimbrite : l'ignimbrite de La Paz et de San Juan de la Costa	159
1.1.3. Interprétation des données ASM – Directions des écoulements	163
1.2. Etude structurale des avalanches de débris du bassin Alfonso-El Carrizal par la méthode ASM	168
1.2.1. Echantillonnage	168
1.2.2. Etude de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique dans une avalanche de débris : l'avalanche de la région El Cajon	168
1.2.3. Interprétation des données ASM – Directions des écoulements	171
1.3. Etude structurale des surfaces basales des AVD : cas de la pseudotachylite	172
1.4. Conclusions : Localisation éventuelle de la source	177
<b><u>PARTIE 4 : ETUDE D'UN POINT DE VUE GEOMORPHOLOGIQUE</u></b>	179
<b>CHAPITRE 1. ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE DU GOLFE DE CALIFORNIE, CAS DU BASSIN ALFONSO - EL CARRIZAL</b>	181
1.1. Cadre géomorphologique :	181
1.1.1. Morphologie de la marge Est de la péninsule de Basse Californie du Sud	181

1.1.1.1. Relief côtier	182
1.1.1.2. Analyse morphométrique du bassin versant Alfonso-El Carrizal	183
<i>i. Réseau hydrographique</i>	183
<i>ii. Topologie</i>	185
<i>iii. Degré de développement du réseau</i>	186
1.2. Relief sous-marin : bathymétrie bassin Alfonso – Lobos – El Carrizal	190
1.2.1. Bassins et fossés	191
1.2.2. Plateaux	192
1.2.3. Structure	192
<b>CHAPITRE 2. ETUDE TECTONIQUE DE LA MARGE EST DE LA PENINSULE DE</b>	
<b>BASSE CALIFORNIE SUD, CAS DU BASSIN ALFONSO - EL CARRIZAL</b>	195
2.1. Cadre structural :	195
2.1.1. Les grands stades d'évolution d'une marge transformante active	195
2.1.2. Tectonique du bassin Alfonso – El Carrizal : études des structures majeures	196
2.1.2.1. Faille de La Paz	196
2.1.2.2. Faille de El Carrizal	199
2.1.3. Contrôle structural	200
2.1.3.1. Evolution tectonique de la région de La Paz pendant la phase de subduction	200
2.1.3.2. Evolution tectonique de la région de La Paz pendant la phase de remplissage de l'arc insulaire	201
2.1.3.3. Evolution tectonique de la région de La Paz pendant la phase d'ouverture du Golfe de Californie	206
2.1.4. Relation entre tectonique et sismique	210
2.2. Contrôle climatique	215
2.2.1. Aspects météorologiques et marqueurs océanographiques	215
2.2.2. Caractéristiques des conditions météorologiques extrêmes dans la région de la baie de La Paz	219
<b><u>PARTIE 5 : CONCLUSIONS</u></b>	223
<b>CHAPITRE 1. MODELISATION D'UN BASSIN VOLCANO-SEDIMENTAIRE, EN EXTENSION</b>	225
1.1. Notion de bassin volcano-sédimentaire	225
1.1.1. Intérêts des dépôts volcanoclastiques utilisés comme marqueurs	

géodynamiques	225
1.2. Evolution d'un bassin volcano-sédimentaire : de sa naissance à son stade de maturité	226
1.2.1. Phase de subduction : son enregistrement par le dépôt de la séquence S1	226
1.2.2. Phase de remplissage de bassin d'avant-arc par le dépôt de la séquence S2 (Miocène moyen –supérieur)	226
1.2.3. Phase accréition océanique Pliocène - Pléistocène : dépôt de la séquence S3 et de la séquence S4	228
1.3. Répartition des différentes séquences dans la zone d'étude et évolution séquentielle	229
<b>CHAPITRE 2. COMPARAISON AVEC D'AUTRES BASSINS VOLCANO-SEDIMENTAIRES SITUÉS LE LONG DU GOLFE DE CALIFORNIE</b>	233
<b>CHAPITRE 3. PERSPECTIVES</b>	237
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	241
<b>Liste des figures</b>	267
<b>Liste des tableaux</b>	271
<b>ANNEXES :</b>	
Annexes I : Sédimentologie : coupes et séquences de la région de La Paz (B.C.S., Mexique).	1
Annexes II : Microfaciès de la région de La Paz.	21
Annexes III : Sédimentologie : séquences du bassin Alfonso (Baie de La Paz, B.C.S., Mexique).	41
Annexes IV : Etude géophysique : ASM appliquée sur les formations volcanoclastiques de la région de La Paz.	49
Annexes V : Etude géomorphologique du bassin Alfonso – El Carrizal.	57

## Avant -propos

Ce projet de recherche s'inscrit dans l'accord de coopération international France-Mexique, ECOS-Nord/ANUIES n° M99-U03. Cet accord a déjà conduit à la thèse de R. MIRANDA-AVILÉS (2002) sur l'étude géologique comparée des bassins de Santa Rosalia (Basse Californie du Sud, Mexique) et de Mendibelza (Pyrénées, France).

La présente étude a reçu l'aide matérielle et financière du Laboratoire CIBAMAR, Université Bordeaux1, de l'Instituto Politecnico Nacional - CICIMAR et du Programme ECOS-Nord/ANUIES n° M 99 U 03, qui a permis le financement de trois missions de trois mois chacune, en Basse Californie du Sud, au Mexique.

Cet accord fait intervenir les laboratoires CIBAMAR, l'UMR "EPOC" 5805 du CNRS de l'Université Bordeaux 1 (France), et l'Instituto Politecnico Nacional - CICIMAR de La Paz en Basse Californie du Sud (Mexique).

Le thème principal de cette recherche est l'étude de la genèse DE BASSINS SEDIMENTAIRES EN CONTEXTE TRANSFORMANT, et des processus de TRANSFERT et de sédimentation dans des bassins sédimentaires en extension dans des conditions de cisaillement pur et de cisaillement simple.

La formation de ces bassins est provoquée par l'ouverture EN EXTENSION du Golfe de Californie, qui constitue un modèle actuel de rift océanique.



## PARTIE 1 : INTRODUCTION



## **CHAPITRE 1: PROBLEMATIQUE, OBJECTIFS DU TRAVAIL**

### 1.1. Les traits majeurs de l'évolution de la Basse Californie:

La marge continentale de Californie résulte de l'interaction de la plaque Pacifique et de la plaque Nord-américaine (Atwater, 1970). Elle a pris naissance et s'est développée depuis environ 30 Ma, lorsque la dorsale de l'Est Pacifique située sur la plaque Pacifique et la plaque Nord-américaine (liée celle-ci à l'expansion Atlantique) vinrent en contact, cette dorsale étant peu à peu absorbée au niveau du plan de subduction nord-américain. La subduction de cette dorsale provoque la naissance de mouvements de transformation sur la marge nord-américaine, qui était jusqu'alors une marge de subduction (Figure 1.1. 1).

Il existe trois phases majeures à l'origine des bassins sédimentaires que l'on trouve le long de la marge continentale de Californie et plus précisément en Basse Californie : (1) la première est due à la disparition par subduction d'une partie de la plaque Est Pacifique (appelée aussi « plaque Farallon ») sous le continent nord-américain (Atwater, 1970). Cette plaque Farallon n'est plus représentée actuellement que par deux éléments séparés : au nord, la plaque Juan de Fuca et au sud, la plaque Rivera-Cocos. Cette subduction de plaque est associée à un volcanisme alcalin et calco-alcalin qui forme la Sierra Madre Occidentale (la plus grande province volcanique du Mexique) et d'autres centres volcaniques (au Sonora ou en Basse Californie). Vers 10 Ma, la dorsale océanique de l'Est Pacifique (EPR) entre en contact avec la future péninsule de Basse Californie encore attachée au continent Nord-américain. (2) L'activité de la dorsale aurait alors cessé et elle serait abandonnée au large de la péninsule de Basse Californie. Parallèlement, le long de la péninsule de Basse Californie, la subduction du plancher océanique et le volcanisme associé cesseraient et la marge deviendrait décrochante (faille de Tosco-Abreojos) jusqu'à 4 Ma. C'est lors de cette deuxième phase que sont formés les substrats des futurs bassins sédimentaires. (3) La péninsule de Basse Californie est ensuite définitivement solidaire de la plaque Pacifique alors que débute l'ouverture du golfe de Basse Californie qui sépare la péninsule du continent Nord-américain.

On peut donc voir que l'origine des bassins sédimentaires qui se situent le long de la marge de Basse Californie est multiple :

- il y a des bassins créés avant l'apparition des mouvements de transformation récents (Atwater, 1970, Howell *et al.*, 1980) et représentant ainsi l'héritage d'une marge de subduction (avant 30 Ma),

- des bassins créés au fur et à mesure que cette marge en transtension se forme et qui vont évoluer avec cette marge, le Continental Borderland représente l'expression actuelle de cette marge,
- et des bassins créés par l'ouverture du golfe de Californie.

Il est important de déterminer l'origine et l'histoire d'un bassin afin de comprendre les processus de remplissage de celui-ci. De nombreuses études ont été menées le long de la marge de la péninsule de Basse Californie. Cependant, peu de travaux ont été effectués dans la région de La Paz qui semble être étroitement lié avec les autres bassins californiens.

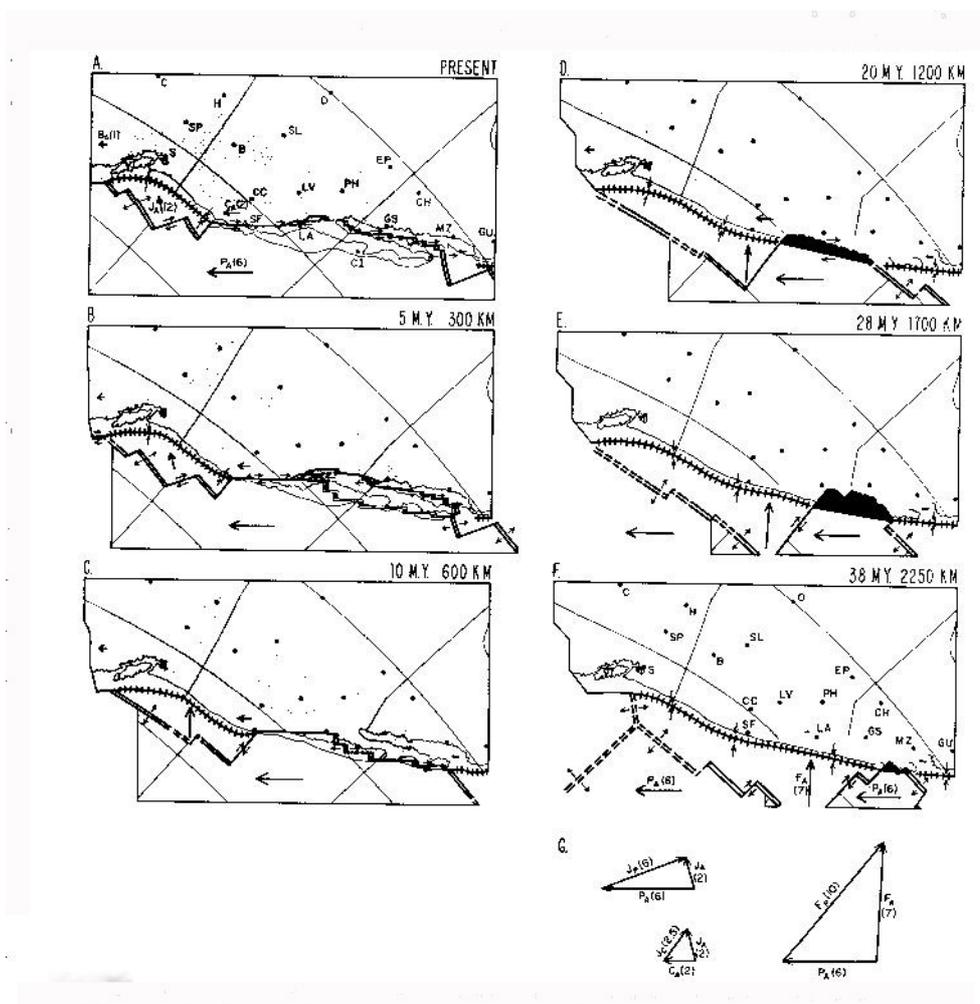


Figure 1.1. 1: Reconstitution de l'évolution et de la déformation des plaques lithosphériques Pacifique et Amérique-Nord depuis le Cénozoïque (d'après Atwater, 1970). Phase de subduction en D.E.F. avec en noir la représentation de l'arc de Comondú en début de migration vers le nord (D.). En C. notons que la Basse Californie est toujours rattachée au continent Nord-américain. L'ouverture du golfe de Californie débute vers 5 Ma (B.) et se poursuit de nos jours (A.).

## 1.2. Objectifs du travail :

Le but de ce travail consiste à comprendre comment les sédiments ont enregistré les différentes phases d'évolution de la Basse Californie et pour cela reconstruire l'origine, l'histoire et les processus de remplissage d'un bassin d'extension en étudiant l'exemple du bassin Alfonso – El Carrizal. Ce bassin se situe au sud-ouest de la marge du Golfe de Californie. Il est limité au Nord et à l'Ouest par une bordure linéaire formée par un relief miocène très accidenté (Sierra Las Tarabillas) qui forme la marge est de la péninsule de Basse Californie (Figure 1.1 2). Il comprend aussi toute la partie est immergée de la baie de La Paz dans laquelle se situe le bassin quaternaire Alfonso et s'étend vers le sud jusque dans la région de El Carrizal (partie émergée, délimitée par les failles La Paz et El Carrizal).

Cette étude est réalisée en trois temps :

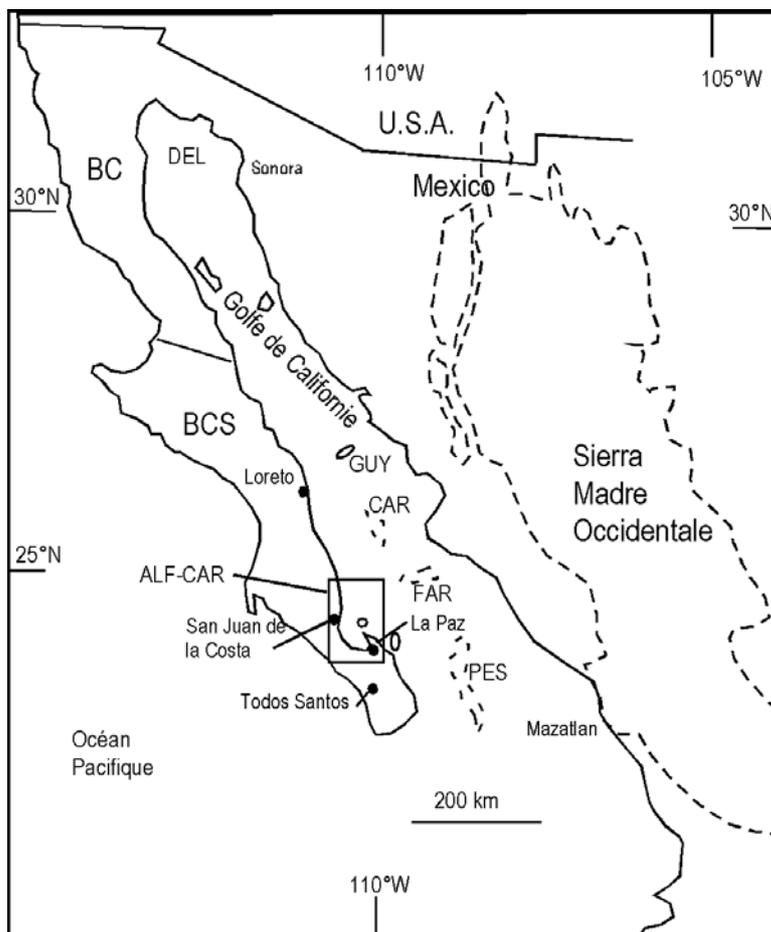
Dans un premier temps, on étudie les dépôts volcaniques et volcanoclastiques oligocènes associés à la phase de subduction qui affecte la marge de la Basse Californie. Cette étude est avant tout bibliographique puis descriptive avec l'étude des différentes formations qui vont constituer la base du bassin.

Dans un deuxième temps, on étudie l'origine, la composition et la structure du substrat du futur bassin. Ce substrat miocène s'est formé alors que la Péninsule de Basse Californie était toujours solidaire du continent nord-américain. Nous verrons donc l'influence de l'activité volcanique de la Sierra Madre Occidentale qui est à l'origine de la province rhyolitique la plus étendue au monde avec 1 km d'épaisseur (McDowell et Keizer, 1977 ; Clark et de la Fuente, 1978 ; Swanson *et al.*, 1978 ; McDowell et Clabaugh, 1979 ; Cameron *et al.*, 1980 ; Cameron et Hanson, 1982), sur la nature des dépôts qui constituent le substrat dans un bassin d'avant-arc. On étudie pour cela la formation Comondú qui affleure largement en Basse Californie principalement dans la région de La Paz et qui forme l'arc Comondú plus jeune que la Sierra Madre Occidentale et déjà actif (Hausback, 1984). Cette formation est donc contemporaine de la subduction de la dorsale Est Pacifique (EPR) qui est à l'origine de la formation de l'arc Comondú.

Dans un dernier temps, on étudie la genèse, la structure et les processus de remplissage du bassin Alfonso – El Carrizal nouvellement créé par l'ouverture du golfe de Californie (Figure 1.1 2).

Enfin, on reconstituera un modèle de sédimentation pour chacun des stades d'évolution de la position du bassin sur une marge de subduction, puis à son incorporation progressive à la marge de transformation sur la marge de Basse Californie. Cette

modélisation devra être applicable à d'autres bassins en extension qu'ils soient anciens ou récents.



Légende:

ALF-CAR: bassin Alfonso-El Carrizal

CAR: b. Carmen

GUY: b. Guaymas

FAR: b. Farallon

PES: b. Pescadero

DEL: b. Delfin

BCS : Basse Californie Sud

BC : Basse Californie

Figure 1.1 2 : Localisation du Golfe de Californie. Le rectangle noir correspond à la situation géographique du Bassin Alfonso – El Carrizal (ALF-CAR) qui se situe dans l'état de Basse Californie Sud (BCS). Notons que la partie nord, immergée du bassin correspond au bassin Alfonso et que la partie sud émergée correspond au bassin El Carrizal.

## **CHAPITRE 2 : METHODOLOGIE**

### 2.1. Travaux sur le terrain

Nous avons donc plusieurs problèmes à résoudre. Il faut reconstituer pour chaque stade d'évolution (phase subduction, phase arc insulaire, phase ouverture) de la marge de Basse Californie un modèle de sédimentation. Pour cela nous avons choisi d'étudier un exemple de bassin en extension situé sur cette marge et qui est maintenant solidaire à la péninsule de Basse Californie du Sud et constitue un modèle actuel. Les travaux que nous avons effectués sont, premièrement, faire une synthèse bibliographique sur la géologie de la marge de Basse Californie qui nous permet de mieux comprendre le contexte général. Puis nous avons procédé aux études suivantes :

1/L'analyse sédimentologique des formations géologiques effectuées lors des missions scientifiques ECOS-Nord en Basse Californie du Sud (Mexique).

2/ La cartographie de l'ensemble des formations va nous permettre de détailler la carte géologique de la région de La Paz (au 1/250 000è). Elle nous permet aussi de déterminer les limites de la zone d'étude qui sont vérifiées avec les images satellite et les photos aériennes.

3/ L'analyse structurale nous permet de reconstituer l'évolution dynamique de la marge grâce à son enregistrement par les sédiments. Cet enregistrement peut être d'origine tectonique et/ou sismique. Cette analyse est complétée par une méthode géophysique (ASM) qui nous renseigne sur les modes de déformation qui ont affecté ces formations géologiques (voir présentation de la méthode ASM ci-dessous). Cette méthode ASM a été effectuée au laboratoire de Géophysique de l'Université de La Rochelle (France).

Le traitement des données sédimentologiques, structurales et géophysiques est effectué à l'aide de logiciels comme Excel, Canvas 6, SUFAR et ArcView GIS 3.2.

### 2.2. Méthode de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM)

Lors de leur mise en place au niveau de la marge de Basse Californie, les dépôts volcanoclastiques acquièrent une pétrofabrique, témoin des conditions de leur dépôt. La détermination de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) va nous permettre de déterminer cette pétrofabrique, c'est-à-dire la fabrique magnétique non visible des dépôts. Cette aimantation est très bien enregistrée par les minéraux ferro-magnésiens contenus dans les roches volcaniques. De plus, elle nous permet de reconstituer un modèle de mise en place

des dépôts à l'échelle de la marge, du futur bassin et ainsi peut-être permettre de localiser le ou les centre(s) d'émission.

### 2.2.1. Présentation de la méthode utilisée

Les mesures de la susceptibilité magnétique peuvent donner une estimation rapide du caractère ferromagnétique de la roche. Les atouts majeurs de cette technique sont la sensibilité, la rapidité d'acquisition des données et la simplicité de mise en œuvre. Une mesure permet de moyenniser l'orientation préférentielle de  $10^3$  à  $10^9$  grains, qui peuvent être des grains ferromagnétiques (magnétites, hématites, sulfures de fer), paramagnétiques (argiles, silicates) ou diamagnétiques (calcites, quartz).

#### *L'anisotropie magnétique et la fabrique magnétique à l'échelle de l'échantillon :*

L'aimantation induite, mesurée sous champ faible, et l'aimantation rémanente, acquise sous un champ plus ou moins important, peuvent prendre des valeurs différentes suivant l'orientation de l'échantillon par rapport au champ appliqué. Dans ce cas, l'échantillon présente une anisotropie magnétique. Dans le cas de l'ASM, l'aimantation induite peut être exprimée par l'équation :

$$M = k \cdot H$$

Pour un corps présentant une anisotropie magnétique, le moment magnétique induit  $M$  ne sera pas nécessairement parallèle au champ appliqué  $H$ . Ainsi, l'équation ci-dessus, où  $k$  est un simple scalaire, ne permettra pas de définir sa susceptibilité magnétique. Dans un repère orthonormé  $xyz$ , un champ magnétique appliqué dans la direction  $x$  va induire une aimantation non seulement selon  $x$ , mais aussi selon  $y$  et  $z$ , d'où la nécessité de définir  $k$  comme un tenseur, avec une matrice  $3 \times 3$ . on aura ainsi :

$$\begin{aligned} M_x &= k_{xx}H_x + k_{xy}H_y + k_{xz}H_z \\ M_y &= k_{yx}H_x + k_{yy}H_y + k_{yz}H_z \\ M_z &= k_{zx}H_x + k_{zy}H_y + k_{zz}H_z \end{aligned}$$

ou,

$$M_i = k_{ij}H_j \quad (i, j = 1, 2, 3)$$

$K_{ij}$  est la susceptibilité mesurée dans la direction  $i$  pour un champ appliqué dans la direction  $j$ . La diagonalisation de cette matrice nous permettra d'obtenir des vecteurs propres et des valeurs propres définissant un ellipsoïde.

La forme de l'ellipsoïde sera soit planaire (*oblate*) soit linéaire (*prolate*) suivant les rapports entre  $K_1$ ,  $K_2$  et  $K_3$ . Différents facteurs sont utilisés pour définir la forme des ellipsoïdes. Il existe, à partir de ces paramètres, deux types de représentations graphiques définissant la géométrie de l'ellipsoïde. Soit on utilise les paramètres  $L$  et  $F$ , et l'on représente ces deux paramètres dans un diagramme de Flinn (Flinn, 1962 ; Ramsay et Huber, 1983) où  $L = f(F)$ ,  $L$  traduisant la linéation,  $F$  la foliation. Soit on utilise les paramètres  $T$  et  $P'$ , représentés dans un diagramme de Jelinek (1981),  $T$  traduisant l'allongement ( $-1 < T < 0$ ) ou l'aplatissement ( $0 < T < 1$ ) de l'ellipsoïde,  $P'$  son degré de sphéricité.

Nous choisirons, dans notre étude d'utiliser ces derniers, qui ont l'avantage de prendre en considération les 3 valeurs principales de la susceptibilité.

Quand le champ magnétique appliqué est faible (de l'ordre du champ magnétique terrestre, soit environ  $50.10^{-6}$  T) la relation entre le champ appliqué dans l'espace et l'aimantation mesurée peut être décrite par un tenseur symétrique de rang deux. Nous associons l'anisotropie ainsi déduite de la mesure de l'aimantation à l'orientation préférentielle des axes de facile aimantation (si l'anisotropie intrinsèque est magnétocristalline), ou à des directions de facile aimantation (si l'anisotropie intrinsèque est liée à la forme).

La fabrique magnétique est la distribution des axes d'anisotropie du tenseur mesuré sur une population d'échantillons (plus de 300 échantillons dans notre étude). On représente les axes de la fabrique magnétique dans un diagramme stéréographique equi-aire en projection sur l'hémisphère inférieur. Trois axes perpendiculaires deux à deux sont ainsi représentés : l'axe maximum ( $k_1$ ), intermédiaire ( $k_2$ ), minimum ( $k_3$ ). On retrouve donc des marqueurs familiers telles que la linéation magnétique (axes maximum) et la foliation magnétique (dont le pôle est l'axe minimum). Ces marqueurs sont directement comparés et très souvent coaxiaux à la pétrofabrique de la roche. Une moyenne tensorielle permet de calculer un tenseur moyen qui précise l'homogénéité de la fabrique à l'échelle de plusieurs échantillons.

L'ASM appliquée sur les dépôts pyroclastiques et plus spécialement sur les ignimbrites et les avalanches de débris va nous permettre de reconstituer leur fabrique et les directions d'écoulement afin de pouvoir localiser les sources de ces dépôts. Cependant, l'ASM n'a pas été spécialement prévue au départ pour les avalanches de débris. Ceci est certainement dû à l'hétérogénéité des dépôts, les particules de composition différente et les tailles peuvent interférer magnétiquement ou avoir une influence importante sur cette méthode. Toutefois, cette méthode a été appliquée une première fois sur des avalanches de

débris au Japon (Mimura *et al.*, 1982) et la deuxième fois sur les avalanches de débris du Cantal (Schneider et Fisher, 1998) où les résultats obtenus ont permis de déterminer les directions de transport et l'existence de mouvements rotationnels à l'intérieur de la matrice au cours du transport.

De plus, les fabriques magnétiques (ou leur remaniement suivant leur localisation) nous permettent de caractériser différentes phases tectoniques, compatibles avec les directions structurales mesurées sur le terrain (phase d'extension, formation de plis, linéations de transport, etc...).

### 2.2.2. Matériels et méthodes

Notre étude a porté sur 27 sites d'échantillonnage sur lesquels environ 6 à 7 échantillons ont été prélevés et leur orientation (azimut et pendage) a été mesurée. Pour cela, une foreuse nous a été prêtée par l'Universidad Autónoma de México (UNAM).

Les mesures ASM ont été effectuées sur un susceptibilimètre Kappabridge KLY-4S, à l'Université de La Rochelle (laboratoire de Géophysique), de type *spinner*, qui travaille en champ alternatif faible (300 A/m, 0,5 Hz), avec une sensibilité de l'ordre de  $2 \cdot 10^{-8}$  SI.

La version KLY-4S est la plus sensible et très facile à utiliser. Les échantillons à mesurer sont fixés sur le *rotator* (axe au bout duquel une mâchoire rotative entraînée par une courroie). L'échantillon tourne avec une vitesse faible de l'ordre de 0,5 t.p.s. autour de chaque axe (X<sub>1</sub>, X<sub>2</sub> et X<sub>3</sub>).

Les échantillons utilisés pour ce type d'analyse requièrent une préparation rigoureuse au préalable. Une fois extraite de l'affleurement (site d'échantillonnage) chaque carotte est marquée de la manière suivante : une flèche indiquant le haut et le plongement vers le fond de l'échantillon sur l'affleurement (X<sub>1</sub>) et qui est ensuite prolongée dans le sens de la hauteur (X<sub>3</sub>), et un numéro d'échantillon suivant une suite logique comme par exemple 1-2A (1- pour le site ASM numéro 1, 2 pour déterminer le nombre de carottes sur ce même site, et A pour préciser la position du cylindre selon l'axe X<sub>3</sub>). Chaque carotte va ensuite être sectionnée en petits tronçons cylindriques (à surfaces régulières) dont le diamètre ne dépassera pas 25,4 mm et la hauteur 22 mm et sur lesquels seront inscrits à nouveau les mêmes symboles (flèche vers la haut marquant le plongement de l'échantillon). Le marquage de ces petits cylindres est très important pour la suite de la manipulation, en effet, nous utilisons cette flèche (X<sub>1</sub>) pour déterminer les deux autres axes (X<sub>2</sub> et X<sub>3</sub>) qui vont nous permettre de déterminer la fabrique magnétique de chaque échantillon.

Les échantillons sont positionnés sur le *rotator* suivant 3 positions (Figure 1.2. 1) :

La position 1 est définie par la flèche indiquant l'axe  $X_3$  (fond de l'échantillon) et caractérisera l'axe d'anisotropie maximum  $k_1$ .

La position 2 est définie indique l'axe  $X_2$  et correspondra à l'axe d'anisotropie intermédiaire  $k_2$ . La position 3 ( $X_1$ ) elle, correspondra à l'axe minimum  $k_3$ .

Le KLY-4S Kappabridge utilise pour la méthode de mesure d'anisotropie de susceptibilité magnétique le logiciel informatique SUFAR. Il transcrit les données mesurées sous forme de fichiers ASCII, sous la forme de plusieurs paramètres dérivés comme les tenseurs de susceptibilité et les orientations des directions des principales susceptibilités dans des systèmes de coordonnées variés. Pour cela une étape importante doit être réalisée, c'est celle du calibrage de l'appareil de mesure.

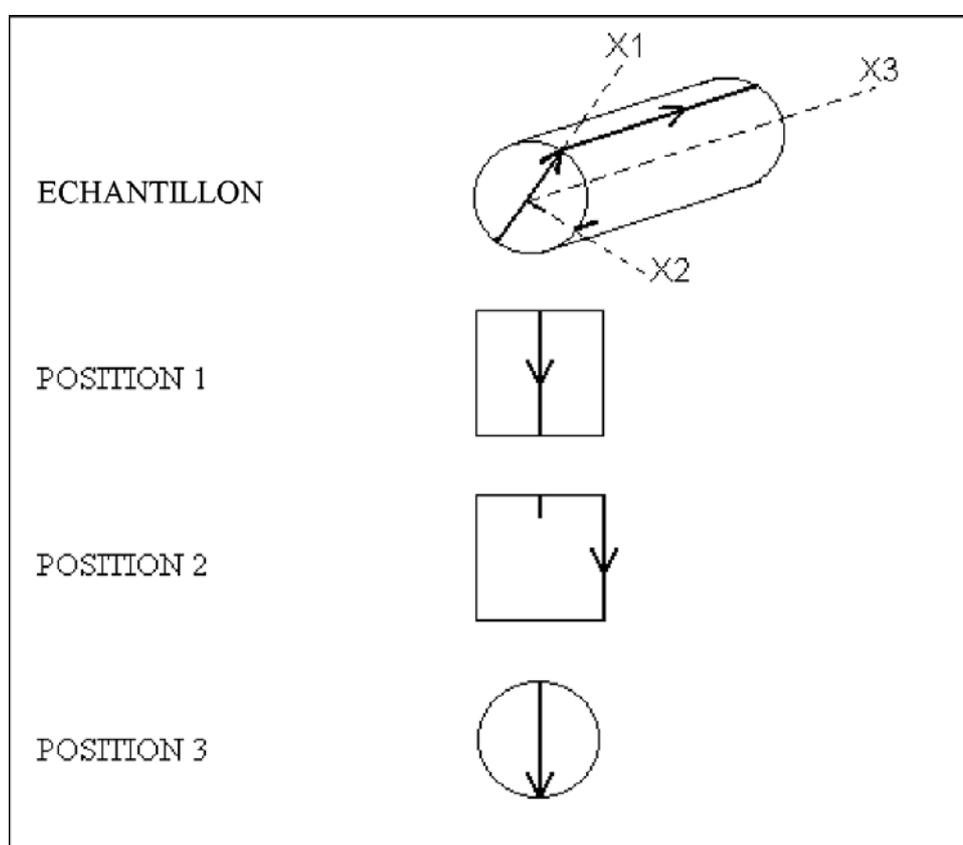


Figure 1.2. 1: Principales positions d'un échantillon à analyser au susceptibilimètre (User's Guide, AGICO, 2004).

Calibrage de l'appareil :

Les paramètres utilisés pour le calibrage de cet appareil sont de plusieurs types :

-paramètres d'orientation :

P1 : 12

P2 : 90

P3 : 12

P4 : 0

-principaux facteurs d'anisotropie magnétique :

Linéation magnétique : L :  $k_1/k_2$

Foliation magnétique : F :  $k_2/k_3$

Degré d'anisotropie magnétique : P :  $k_1/k_3$

Facteur de forme : T:  $(2n_2-n_1-n_3)/(n_1-n_3)$

Degré d'anisotropie corrigé : P' :  $\exp\{\sqrt{2((n_1-n)^2+(n_2-n)^2+(n_3-n)^2)}\}$

-autres facteurs (secondaires) :

Q :  $(k_1-k_2)/[(k_1+k_2)/2-k_3]$

E:  $(k_2^2)/(k_1*k_3)$

U:  $(2k_2-k_1-k_3)/(k_1-k_3)$

R:  $\sqrt{[k_1-k]^2+(k_2-k)^2+(k_3-k)^2}/3\}/k$

Ces différents paramètres utilisés pour définir la forme des ellipsoïdes d'anisotropie sont calculés à partir des valeurs principales  $k_1$ ,  $k_2$  et  $k_3$ , qui sont respectivement les axes principaux maximal, intermédiaire et minimal obtenus à partir de la diagonalisation du tenseur de susceptibilité.

### **TRAITEMENT des données :**

Le logiciel SUFAR permet de calculer les susceptibilités principales normalisées, de déterminer les valeurs des facteurs d'anisotropie (valeurs positives), les orientations géographiques (directions principales) et les intensités (tenseurs normalisés) des axes de l'ellipsoïde d'ASM ( $k_1 > k_2 > k_3$ ).

On représente les axes de l'ellipsoïde d'ASM dans un diagramme stéréographique de Schmidt à aire conservée en projection sur l'hémisphère inférieur.

La fabrique magnétique des différents sites est ainsi caractérisée par une linéation magnétique parallèle à  $k_1$  et une foliation magnétique (plan  $k_1k_2$ ), représenté par la perpendiculaire  $k_3$ .

Les valeurs de susceptibilité moyenne (moyenne =  $K_m = (k_1 + k_2 + k_3)/3$ ) sont de 1,000 SI.

Les foliations magnétiques (F) mesurées et les linéations magnétiques (L) sont assez bien réglées mais montrent des plongements variables à comparer avec les observations de terrain.

## Chapitre 2 : Méthodologie

Les paramètres scalaires utilisés pour exprimer la symétrie de la fabrique magnétique sont P' et T : calculés à partir des valeurs de  $k_1$ ,  $k_2$  et  $k_3$ , ils représentent respectivement le degré d'anisotropie corrigé (P' variant de 1 à  $+\infty$ ) et le paramètre de forme de l'ellipsoïde ( $-1 < T < 0$  correspondant à un ellipsoïde linéaire et  $0 < T < 1$  à un ellipsoïde planaire). Le diagramme T-P' montre ces caractéristiques pour chaque site.

La Figure 1.2. 2 montre un exemple de diagramme de projection stéréographique des axes de l'ellipsoïde d'ASM avec le diagramme T-P' lui correspondant. Le tableau récapitule les différents paramètres mesurés et calculés par le susceptibilimètre KLY-4S.

### Changement de repère

Orientation échantillon		Orientation des sections			
azimut	<b>0,0</b>		XZ	XY	YZ
pendage	<b>0,0</b>	azimut	90,0	0,0	0,0
pitch ligne	<b>0,0</b>	pendage	0,0	90,0	0,0

		1-1a		
<b>Ellipsoïde</b>		<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>
		<b>1,019</b>	<b>1,011</b>	<b>0,971</b>
	<b>intensité</b>	<b>1,01854</b>	<b>1,01038</b>	<b>0,97121</b>
tenseur moyen	<b>azimut</b>	206,9	300,5	54,2
	<b>pendage</b>	20,6	9,6	67,1
	Average	1,000		
	A / C	<b>1,049</b>	Flinn	<b>0,2</b>
L	A / B	<b>1,008</b>	P'	<b>1,05226</b>
F	B / C	<b>1,040</b>	T	<b>0,66198</b>
		<b>azimut</b>	<b>pend.</b>	<b>pitch</b>
	<b>Foliation</b>	<b>144,2</b>	<b>22,9</b>	<b>115,4</b>
	<b>Linéation</b>	<b>206,9</b>	<b>20,6</b>	
Directions trigonométriques		<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>
dispersion vecteurs	<b>trend</b>	208,9	303,1	53,8
	<b>plunge</b>	22,1	9,5	66,5
	Ecart-type	<b>2</b>		
	Confiance	<b>0,87683</b>	<b>0,89328</b>	<b>0,96063</b>
	□1	± 36,28°	± 36,23°	± 19,31°
	□□	± 18,65°	± 11,49°	± 12,18°
			14	échantillons

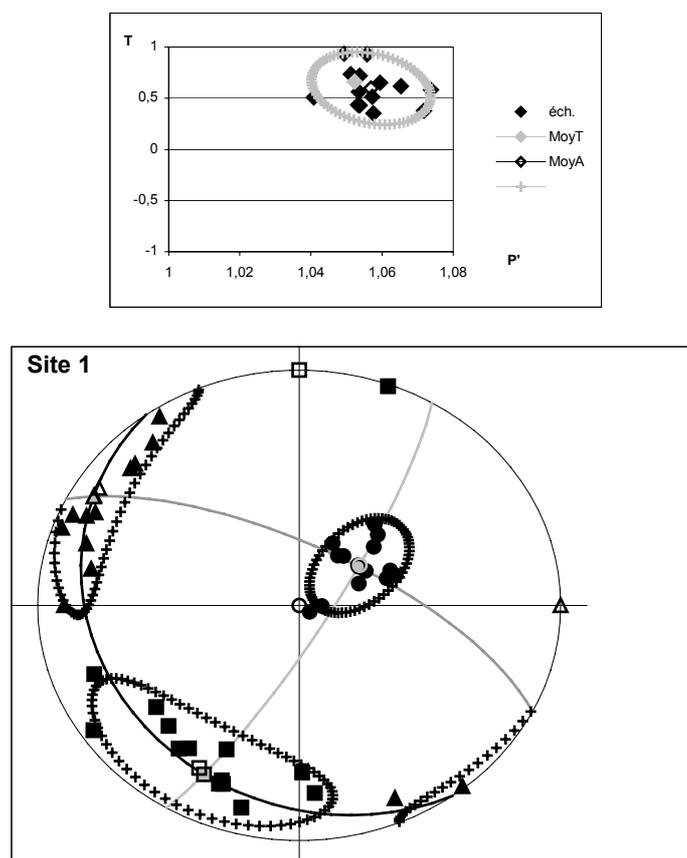


Figure 1.2. 2: Résultats obtenus après traitement des données par le logiciel SUFAR (voir Annexes IV pour légende de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique).

### 2.3. Méthode d'analyse sédimentologique de carottes

#### 2.3.1 Analyse sédimentologique

L'analyse des carottes (carottier à piston Calypso) a été faite à bord du N/O Marion Dufresne 2 lors de la mission MONA, puis à l'Université Bordeaux 1. Le protocole d'étude de ces carottes est basé sur des méthodes d'analyses classiques utilisées en sédimentologie.

Dans un premier temps, une description détaillée des faciès et des séquences constituant les dépôts du bassin, ceci en vue d'une interprétation en terme de processus dynamiques de dépôts et d'origine des apports. L'analyse et le traitement d'images en radioscopie rX, les analyses microgranulométriques (Malvern) et l'étude des composants sur frottis vont nous permettre de caractériser les processus sédimentaires à l'origine de ces apports. Dans un deuxième temps nous aborderons l'organisation verticale de ces lamines et leurs compositions spécifiques en termes d'émissions volcanoclastiques afin de différencier

les niveaux à tephra éventuels issus de retombées aériennes de ceux remobilisés par des écoulements gravitaires sous-marins.

### 2.3.2. Etude des tephra éventuels

La méthode de préparation des échantillons utilisée implique le tamisage humide de la fraction  $> 45 \mu\text{m}$  d' $1 \text{ cm}^3$  de sédiment. La fraction de débris volcaniques est estimée grâce à des frottis étudiés au microscope optique. On fait donc le postulat que les débris volcaniques de granularité  $> 45 \mu\text{m}$  sont représentatifs du matériel originel produit et sont directement liés à la production de magma.

1 – détermination de niveaux susceptibles d'être des tephra et des niveaux intermédiaires supposés homogènes et servant de référence, grâce aux images rX et aux paramètres granulométriques et physiques disponibles ;

2 – prélèvement de matériel (jusqu'à  $1 \text{ cm}^3$ ) ;

3 – tamisage humide pour séparer la fraction à  $45 \mu\text{m}$  ( $45 \mu\text{m}$  représente une coupure-seuil quant au temps de résidence des particules volcaniques dans l'atmosphère. La fraction inférieure ne se dépose pas de façon « instantanée » et ne peut donc former de niveau à tephra isochrone et synchrone d'une éruption (Lacasse, 2001)) ;

4 – séchage des deux fractions supérieure et inférieure à  $45 \mu\text{m}$  ;

5 – réalisation de frottis avec une partie du matériel de granularité supérieure à  $45 \mu\text{m}$  ;

6 – identification au microscope optique de la totalité des grains de chaque lame et détermination de la fraction volcanogène vitreuse (verres mafiques (verres colorés en brun de composition basaltique) et verres felsiques (verres incolores de composition rhyolitique à dacitique).



## PARTIE 2 : ETUDE GEOLOGIQUE



## **CHAPITRE 1. LA SUBDUCTION, SON VOLCANISME ET LES SEDIMENTS**

### 1.1. Histoire géologique

#### 1.1.1. Evolution géodynamique

Au cours du Mésozoïque et du Tertiaire, la marge ouest de l'Amérique du Nord fonctionne comme une limite de plaque convergente en subduction, avec la plaque Farallon subductée sous la plaque Nord-Amérique (Atwater, 1970 ; Gastil *et al.*, 1981). D'après Atwater (1989), Lonsdale (1991) et Stock et Lee (1994), une subduction continue s'est produite de l'Eocène à l'Oligocène ayant pour conséquence la formation d'un des plus important complexe magmatique au Monde le long de la Sierra Madre Occidentale au Mexique. De l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur, le front volcanique migre vers l'Ouest, pour former deux ceintures de roches d'arc volcanique parallèles à la marge continentale, dont la plus ancienne et la plus orientale est représentée par des rhyolites et des ignimbrites de l'Oligocène (-34 à -27 Ma). Cet arc, appelée arc de Comondú, a été très actif entre 24 et 11 Ma en Basse Californie Sud (Sawlan et Smith, 1984), comparé au Nord de la Basse Californie où seuls des points isolés de cette activité volcanique sont présents entre 21 et 16 Ma (Martin-Barajas *et al.*, 2000). Des segments de la dorsale Est-Pacifique (EPR) ont été entraînés par subduction vers 28,5 Ma sous la Californie à la latitude du Point de Concepcion, définissant le point triple de Rivera (Figure 2.1. 1). Le point de contact de la dorsale avec la marge est reporté plus au Sud jusqu'à la latitude de la péninsule de Vizcaino (Mammerickx et Klitgord, 1982 ; Lonsdale, 1991), pour être abandonné vers 12,9 Ma entre 29°30' et 23°30' N au niveau de la Basse Californie. Le nouveau point de contact entre la dorsale et la marge reste dans une position relativement stable entre 10 Ma et 4 Ma. Au nord de ce point triple, la subduction conduit à la formation d'une « fenêtre asthénosphérique » (*slab window*), sous la Californie et une partie du Nord de la Basse Californie (Dickinson et Snyder, 1979 ; Dickinson, 1997). D'après Bourgois et Michaud (2002), un phénomène similaire a pu avoir lieu au Sud de la Basse Californie. Après 12,9 Ma, la subduction s'est arrêtée le long de l'ensemble de la péninsule de Basse Californie (Mammerickx et Klitgord, 1982 ; Lonsdale, 1989, 1991 ; Nicholson *et al.*, 1994). La marge convergente devient alors coulissante le long d'un grand décrochement dextre, la faille de Tosco-Abreojos (Spencer et Normark, 1979) jusqu'à 5,5 Ma, où la limite transformante pénètre dans le Golfe de Californie.

## 1.2. Historique des études géologiques

La Basse Californie du Sud a fait l'objet d'études géologiques et minières très utiles pour la reconstruction de l'évolution tectonique de la marge ouest du continent Nord-américain. La géologie du Sud de la péninsule de Basse Californie a débuté par des études stratigraphiques de dépôts marins faites par Gabb (1882), Darton (1921), Heim (1922) et Beal (1948). Les différents dépôts rencontrés ont été nommés en fonction de la localité dans laquelle ils ont été étudiés, par exemple les formations Tepetate, San Isidro et Comondú (Heim, 1922) et San Gregorio (Beal, 1948) portent le nom des villages ou des régions de Tepetate, Isidro et Comondú (Figure 2.1. 2). Ces études ont montré l'existence d'un socle pré-tertiaire de composition granitique, en Basse Californie Sud (Gastil *et al.*, 1978). Ce socle a été étudié dans la région sud de la péninsule de Basse Californie, appelé la province de Los Cabos (McFall, 1968, Gastil *et al.*, 1978). Des précisions et des réinterprétations ont été apportées à ces dernières études, par Hausback (1984), en particulier sur les dépôts volcaniques de Basse Californie Sud, de la formation Comondú, situés dans la région de La Paz. C'est ce travail qui a servi aux études ultérieures et qui sert encore de base aux études récentes, dont la nôtre. Depuis les années quatre-vingt dix, de nouveaux travaux sont réalisés par Lonsdale (1989, 1991), Fletcher et Munguia (2000) sur la géologie et l'histoire tectonique du Golfe de Californie et sur la géodynamique des failles, par Ortlieb (1981, 1991) sur les mouvements verticaux quaternaires.

### 1.2.1. Socle tertiaire ; formation Tepetate

La formation Tepetate, étudiée pour la première fois par Arnold Heim (1922) sur des affleurements situés dans la région du ranch El Tepetate dans l'arroyo Colorado à l'Ouest de la Baie de La Paz en Basse Californie du Sud et par la suite dans les régions de San Hilario et l'île Santa Margarita. Cette formation est composée d'arénites indurées, stratifiées et riches en foraminifères du genre *Discocyclina*, Gumbel, 1870, et repose sur le socle pré-tertiaire granitique de Basse Californie. Cette formation Tepetate qui a une épaisseur de 1 000 m, a été déposée dans un environnement néritique où la présence de *Discocyclina*, Gumbel, 1870 a permis à Knappe (1974) de déterminer un âge éocène.

Des auteurs ont décrit lithostratigraphiquement la formation Tepetate (Knappe, 1974 ; Lozano-Romen, 1975 ; Fulwider, 1976 ; Minch et Leslie, 1979 ; Galli-Olivier *et al.*, 1986 ; Lopez-Ferreira *et al.*, 1991 ; Vazquez-Garcia *et al.*, 1995 ; Vazquez-Garcia, 1996) ainsi que paléontologiquement (Squires et Demetron, 1991, 1994 ; Perrilliat, 1996). Cependant, la

majorité de ces travaux ne présente pas de sections stratigraphiques complètes, des épaisseurs détaillées, un contrôle stratigraphique précis, les limites inférieures et supérieures et leurs relations latérales sont mal connues.

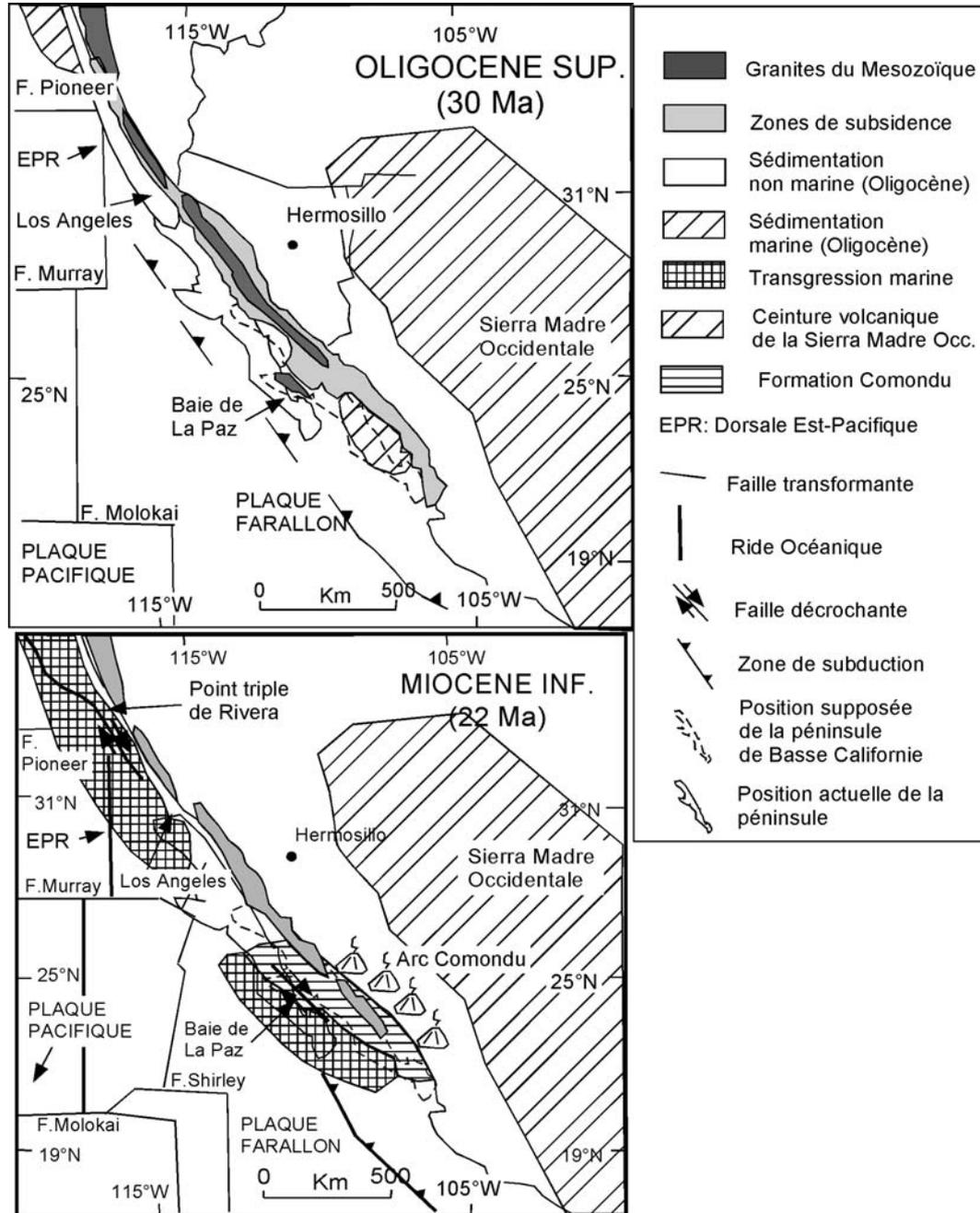


Figure 2.1. 1: Reconstruction de l'évolution sédimentaire associée à la tectonique des plaques Pacifique / Amérique du Nord à l'Oligocène (30 Ma) et au Miocène inférieur (22 Ma), d'après Helenes et Carreño (1999), modifié. Les longitudes et latitudes sur les cartes sont actuelles.

Une analyse détaillée des foraminifères, ostracodes de la formation Tepetate provenant de la localité de l'arroyo Colorado, Basse Californie Sud, a été faite en 2 000, par Carreño *et al.*. Grâce à l'étude des foraminifères néritiques, ils ont pu reconnaître les zones à *Acarinina pentacamerata*, Subbotina, 1947 et *Hantkenina nuttalli*, Tourmakine, 1981 datés de l'Eocène inférieur et Eocène moyen, indiquant respectivement un âge de 51,2 à 48,4 Ma pour la formation étudiée. Les foraminifères de la formation Tepetate sont identiques à ceux trouvés dans les niveaux du Penutiano à Nariziano établis pour la Haute Californie par Mallory (1959).

La limite supérieure de la formation Tepetate a été définie dans la région de San Hilario comme discordante (Carreño *et al.*, 2000). Elle n'est pas visible dans la région de San Juan de la Costa (limite ouest de notre zone d'étude).

### 1.2.2. Formation San Gregorio

La formation San Gregorio (Beal, 1948) qui repose sur la formation Tepetate à l'Ouest de la Baie de La Paz, a été étudiée pour la première fois, en Haute Californie par Darton (1921) Heim (1922) Mina (1957) Escandon (1978) et Ojeda (1979). L'épaisseur de cette formation varie en Basse Californie Sud, où elle atteint 100 m dans la région de San Hilario (Ojeda, 1979), 127 m à San Juan de la Costa (Escandon, 1978) et environ 72 m dans la zone de La Purisima au Nord de la Basse Californie du Sud (Figure 2.1. 2). Dans la région de San Juan de la Costa, cette formation contient principalement des grès riches en particules volcanoclastiques, diatomées, ostracodes, et des pellets phosphatiques contenant fréquemment des dents de requins du genre *Carcharias taurus*, Rafinesque, 1810. La présence d'ostracodes, d'après Pokorny (1978), indique un environnement estuarien dans le Sud de la Basse Californie du Sud. Alors que dans le Nord de la Basse Californie du Sud, dans la région de La Purisima, l'étude réalisée par Mc Lean, Barron, et Hausback (1984) indique que la formation San Gregorio a été déposée en milieu marin à des profondeurs supérieures à 1 500-2 000 m.

Les conglomérats de la formation San Gregorio à San Juan de la Costa contiennent des clastes d'origine volcanique et volcanoclastique (Hausback, 1984). L'origine de ces conglomérats a été étudiée par Hausback (1984). Ils proviennent de la Sierra Madre Occidentale et sont transportés vers l'Ouest sur le plateau continental de Basse Californie. Les cendres volcaniques retrouvées dans la formation San Gregorio par Mc Dowell et Keizer

(1977) et McDowell et Henry (1983) sont issues d'un arc volcanique qui se situe dans la Sierra Madre Occidentale. Cet arc volcanique était actif de 32 à 23 Ma.

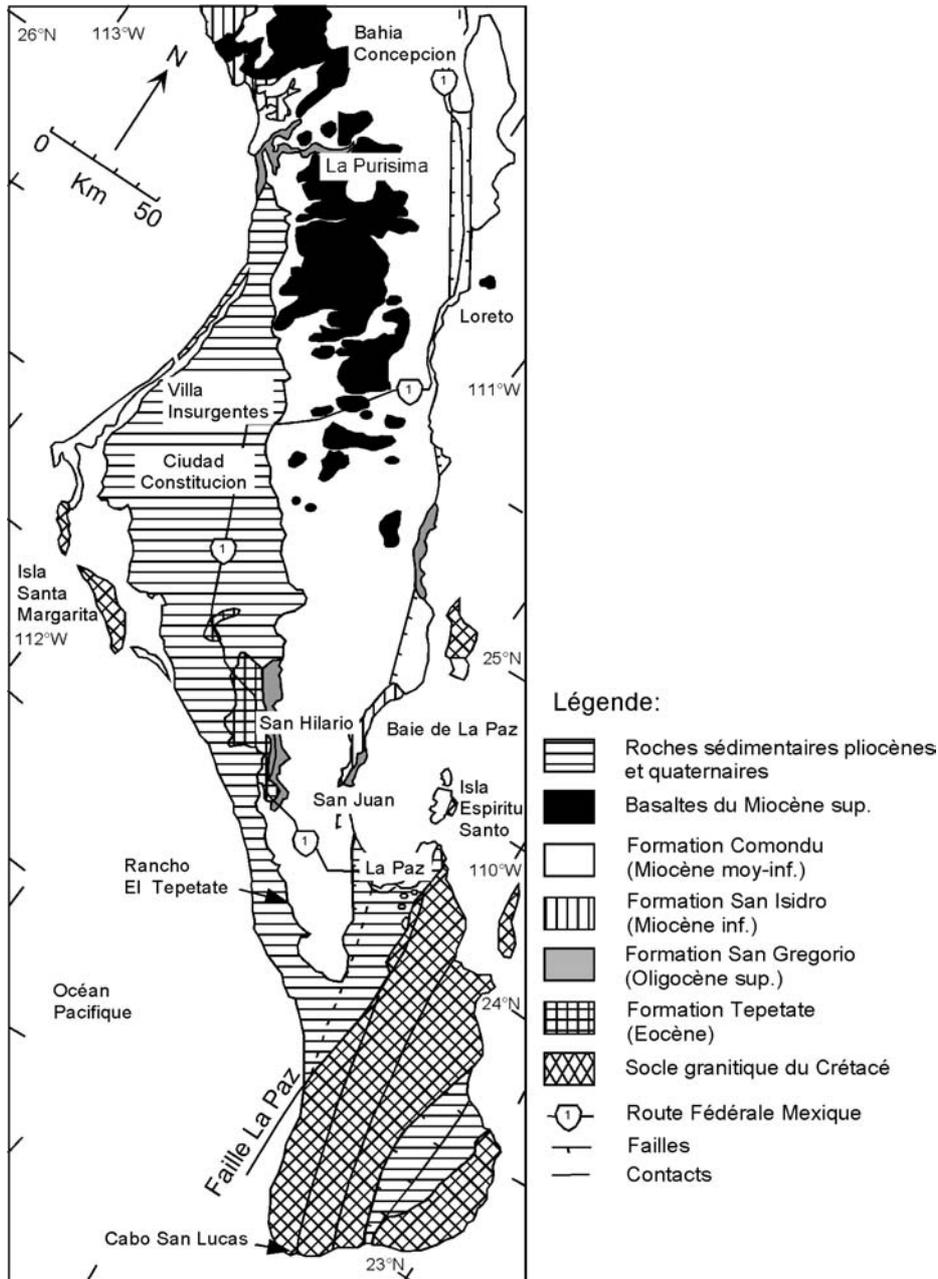


Figure 2.1. 2: Carte géologique de la Basse Californie du Sud, d'après Hausback (1984), modifié.

L'âge de la formation San Gregorio est de l'Oligocène supérieur à Miocène inférieur (Hausback, 1984 ; Kim, 1987). Il a été déterminé par Hausback (1984) dans l'arroyo San Hilario en Basse Californie du Sud sur des biotites (issues d'un niveau de tuf intercalé) de la formation San Gregorio qui ont donné un âge (K-Ar) de 25,5 Ma. (Oligocène supérieur) et

confirme les résultats trouvés par Bukry (1982) qui, dans le même arroyo San Hilario, a daté des coccolithes du genre *Cyclicargolithus abisectus* (Müller, 1970) et *Dictyococcites bisectus* (Hay *et al.*, 1966), d'âge Oligocène supérieur.

### 1.2.3. Formation San Isidro

D'après Heim (1922), le dépôt de la formation San Isidro marque le début d'une intensification du volcanisme de subduction dans l'est de la Basse Californie pendant le Miocène inférieur, qui se caractérise par une augmentation de la concentration en cendres volcaniques dans la formation San Isidro.

Dans la région de San Juan de la Costa (au Sud de la Basse Californie du Sud), cette formation de 37 m d'épaisseur est composée par des limons, sables coquilliers, principalement des coquilles d'huîtres (*Ostrea* sp.), conglomérats et tufs verts (Hausback, 1984). La particularité de cette formation est sa couleur verte, très fréquente dans la région, et qui d'après Montgomery (1981), serait due à la présence de clinoptilolite (silicate alcalin et alumineux riche en eau), contenu dans les grains. Pour Gidde (1992), la couleur est due à la présence de céladonite (proche des micas et de la glauconie), qui a été aussi retrouvée dans le cas de notre étude.

Dans la région de La Purisima, la formation San Isidro est composée de tufs arénitiques jaunes à marrons de plus de 80 m d'épaisseur. D'après les travaux de Smith, (1992), une stratification plane à lamines obliques et la présence de fossiles tels que des lamellibranches, des gastéropodes et des barnacles indiquent probablement un environnement de dépôt lagunaire.

La limite entre la formation San Isidro et la formation Comondú est transitionnelle (Hausback, 1984) et difficile à déterminer. Elle a été datée du Miocène inférieur entre 25,4 et 22 Ma dans la région de la Baie de La Paz, et du Miocène inf. à moyen, entre 23,4 et 14,5 Ma. dans la région de La Purisima (Hausback, 1984). La formation San Isidro est d'après Hausback (1984) l'équivalent de la partie marine de la formation Comondú. Cependant, notre étude a montré que la formation San Isidro correspond à la paraséquence la plus marine dont le contact inférieur entre les formations San Gregorio et San Isidro est progressif.

1.3. Etude séquentielle des dépôts de la base du bassin : 1<sup>ère</sup> séquence (S1)

Afin d'obtenir une analyse complète et plus précise des coupes levées et à l'image des travaux de R. Miranda-Avilés (2002), on a pu établir une classification générale de lithofaciès pour l'étude de la base du bassin. Cette analyse des dépôts correspondant aux formations décrites précédemment nous permettra aussi d'établir une étude comparative avec d'autres études réalisées dans le Golfe de Californie comme celle de R. Miranda-Avilés (2002) faite sur le bassin de Santa Rosalia. La classification en termes de lithofaciès pour cette étude a été résumée à l'aide d'un code dont la première lettre (majuscule) qualifie la granulométrie et les lettres suivantes (minuscules), les structures ou traces observées. Ces résultats sont contenus dans les tableaux suivants, selon des équivalences des classifications de Mc Pherson *et al.*, (1987), Postma, (1990) et Miall, (1996) :

CLASSIFICATION DE LITHOFACIES				Equivalents dans les classifications de		
Bassin de La Paz-El Carrizal	Lithofaciès	Structures et figures sédimentaires	Interprétation des processus de transport	Mc Pherson, <i>et al.</i> , (1987)	Postma, (1990)	Miall, (1996)
	Olistolites	Sans organisation, slumps	Chute de blocs, glissements			
Bi	Brèches à intraclastes	Intraclastes et faiblement organisé	Glissements, courants gravitaires			
B	Brèche inorganisée	Sans organisation	Courants gravitaires non cohésifs			
Bm	Brèche inorganisée monogénique	Sans organisation	Courants gravitaires non cohésifs			
Gmm	Conglomérat à galets non jointifs sans structure	Faible granoclasement vertical	Coulée de débris aqueuse		Gmm	Gmm
Gmg	Conglomérat à galets non jointifs avec granoclasement	Granoclasement inverse à normal	Coulée de débris aqueuse		Gg	Gmg
Gcm	Conglomérat à galets jointifs	Granoclasement normal et inverse	Charge de fond ( <i>bed load</i> ) dominante. Parfois influencée par des forces dispersives	Gms	Gms	Gci
Gm	Conglomérat à galets jointifs sans structure	Sans organisation	Coulée de débris pseudo plastique (charge de fond ( <i>bedload</i> ) écoulement turbulent)	Gm	Gm	Gcm
Gh	Conglomérat à galets jointifs stratifiés	Stratifications horizontales, imbrications	Charges de fond par écoulement fluviatiles (comparable à l'écoulement laminaire ou par écoulement turbulent)	Gh	Gh	Gh

			de haute densité (Postma, 1990)			
Gt	Conglomérat à stratifications obliques en auges	Stratifications obliques en auges	Remplissage de chenaux-courants de traction	Gt	Gt	Gt
St	Sable fin à grossier stratifications obliques	Stratifications en auges isolées ou groupées	Dunes hydrauliques (3D) à crêtes sinueuses ou lingoïdes (bas régime d'écoulement)	St	St	St
Sp	Sable à stratifications obliques planes	Stratifications obliques planes isolées ou groupées	Bancs transverses et lingoïdes (dunes hydrauliques 2D) régime d'écoulement faible	Sp	Sp	Sp
Sr	Sable très fin à grossier à rides	Laminations obliques de rides	Rides (faible régime d'écoulement)		Sr	Sr
Sh	Sable très fin à grossier avec graviers	Laminations horizontales, stries longitudinales ( <i>parting lineations</i> )	Écoulement laminaire, régimes d'écoulement fort à faible	Sh	Sh	Sh
Sl	Sable très fin à grossier avec graviers	Stratifications obliques à angle faible (< 15°)	Écoulement laminaire (fort et faible régimes d'écoulement) parfois turbulent. Erosion et remplissage, antidunes		Shc	Sl
Ss	Sable très fin à grossier avec graviers	Chenaux d'érosion	Chenaux d'érosion ( <i>scour &amp; fill</i> )		Ss	Ss
Sm	Sable très fin à grossier	Massif, sans structure	Dépôt par courants gravitaires, coulées de grains		Sm	Sm
Fl	Sable très fin ou silt à laminations parallèles ou obliques	Laminations fines, rides très petites	Dépôt des particules en suspension et par charge de fond. Dépôt d'inondation, de chenaux abandonnés		Fl	Fl
Fsm	Silt massif	Massif ou avec laminations	Dépôt des particules en suspension		Fsc	Fsm
Fm	Silt massif avec fentes de dessiccation	Massif avec fentes de dessiccation	Dépôt d'inondation ou de chenaux abandonnés		Fm	Fm
Fr	Silt massif, traces de racines	Massif, racines, bioturbations	Sol, couches de racines		Fr	Fr
C	Charbon, silt charbonneux	Plantes	Dépôts de marécage avec végétation ou peu profond avec végétation		C	C
P	Paléosol carbonate, calcrète (calcite, siderite)	Formes pédogénétiques	Sol avec précipitation chimique		P	P
Gy	Gypse	Laminations	Précipitation chimique			

Tableau 2.1. 1: Classification des lithofaciès d'après les travaux de R.Miranda-Avilés (2002).

Les 4 séquences principales identifiées dans le bassin Alfonso – El Carrizal contiennent 5 associations de faciès (Tableau 2.1. 2). La description détaillée de chaque association de faciès est faite d'une façon dynamique pour chacune des étapes d'évolution du bassin Alfonso – El Carrizal. Si l'on applique les notions de stratigraphie séquentielle au bassin Alfonso – El Carrizal, nous observons que les unités lithostratigraphiques comme les formations San Gregorio et San Isidro sont constituées de plusieurs séquences. La séquence (S1) correspond aux dépôts de la formation San Isidro où le contact entre la formation San Isidro et la formation Comondú constitue une discontinuité de nature érosive (D0).

### 1.3.1 : Faciès de fan-delta

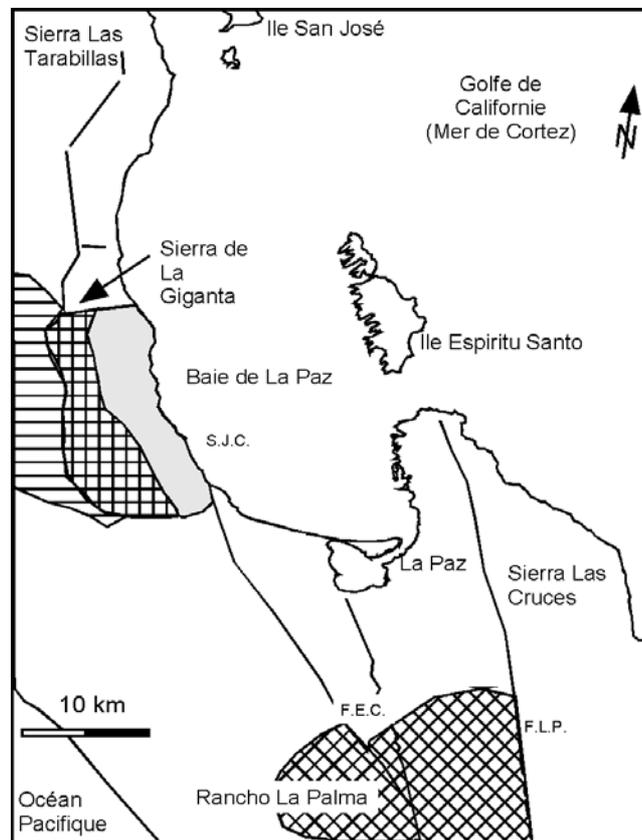
Des coupes litho-stratigraphiques ont été levées sur le terrain, dans les régions de San Juan de la Costa et de La Paz (Tableau 2.1. 2, Annexes I). Pour chacune d'elles, l'étude et la détermination de la texture ont été réalisées pour chaque changement de lithologie (Annexes I). Sont représentés aussi, les paléoenvironnements caractéristiques rencontrés dans le bassin étudié. Ces éléments nous permettent d'évaluer les variations d'énergie hydrodynamique des environnements.

Ces coupes ont permis de définir la terminaison d'une 1<sup>ère</sup> séquence, S1, de 3<sup>e</sup> ordre. Il existe quatre discontinuités ou discordances majeures au sein du bassin Alfonso – El Carrizal. Ces discontinuités correspondent aux limites des séquences dont la limite inférieure de la 1<sup>ère</sup> séquence n'a pas pu être étudiée dans notre bassin. La 1<sup>ère</sup> séquence est un cortège de 2 paraséquences clastiques des formations San Gregorio et San Isidro, et s'est déposée en discordance sur les dépôts de la formation Tepetate (non visible sur notre zone d'étude), d'après Hausback (1984) et Fischer *et al.* (1995). La première paraséquence est considérée comme Oligocène et la seconde comme Miocène inférieur-Miocène moyen.

La séquence S1, de 3<sup>e</sup> ordre, répartie à l'Ouest et au Sud du bassin Alfonso – El Carrizal, a une épaisseur dans cette zone de 100 à 150 m (Figure 2.1. 3). Elle est constituée de deux paraséquences principales strato- et granodécroissantes ou, de bas en haut, paraséquence 1 et paraséquence 2. Les deux paraséquences sont constituées de faciès de fan-delta décrits ci-dessous.

Tableau 2.1. 2: Principales coupes étudiées dans la région de La Paz pour l'étude de la séquence S1.

Nom coupe	Coordonnées		Lieu	Association lithofaciès	Observations
	N	W			
Coupe 1	24°31'44''	110°44'02''	Las Animas	A - B	Dépôts de tempête Turbidites
Coupe 2	24°27'16''	110°42'5''	Las Animas	C	Traces d'activité hydrothermale Fossiles
Coupe 3	24°27'15''	110°42'5''	San Juan Costa	A - B	
Coupe 4	24°25'3''	110°41'8''	San Juan Costa	C - A - B	Bioturbations
Coupe 5	24°58'12''	110°12'53''	Rancho La Palma	A1 - A	Niveau fossilifère (ossements de baleines)



Légende:

-  Dépôts de front deltaïque (Oligocène - Miocène inférieur)
-  Dépôts de front deltaïque distal (Oligocène - Miocène inférieur)
-  Dépôts de pro-delta (Oligocène - Miocène inférieur)
-  Dépôts de la formation Tepetate (Eocène)

Figure 2.1. 3: Répartition des dépôts oligocènes et miocènes inférieurs dans le bassin Alfonso – El Carrizal (S.J.C. : San Juan de la Costa, F.E.C : Faille El Carrizal, F.L.P : Faille La Paz).

### 1.3.1.1 : Environnement de front deltaïque

Les lithofaciès prédominants dans l'association des faciès C (coupe 2 et 4, Annexes I) sont les sables fins à grossiers avec graviers à stratifications obliques (SI) allant de 50 à 55%, avec des conglomérats à galets jointifs arrondis (Gcm) polygéniques d'origine volcanique et métamorphique, dont la taille ne dépasse pas quelques centimètres (la taille maximum mesurée est de 3,5 cm). Ces conglomérats ont de 5 à 20 % de matrice sableuse et on peut trouver localement des lithofaciès de conglomérats stratifiés Gh. Le rapport conglomérats/grès est cependant inférieur à 1. L'épaisseur de l'association de faciès à conglomérats est de 3 à 5 m et se situe dans la partie inférieure de chaque séquence. La base de l'association est érosive et les lithofaciès montrent des imbrications de galets, ce qui a permis de déterminer la direction de paléocourants, NE. Cette association de faciès est interprétée comme un milieu de front deltaïque où les stratifications obliques, les clastes jointifs et l'imbrication de galets permettent de conclure à un transport dominant par charge de fond. Ces conglomérats très jointifs contiennent des macro fossiles comme des fragments remaniés d'ossements de baleines d'environ une dizaine de centimètres de long (Figure 2.1. 4.A). Les associations renfermant ce type de fossile montrent à leur base une surface d'érosion. L'orientation des lithoclastes est très diffuse, ne permettant pas la caractérisation d'un courant unidirectionnel. Ces séquences montreraient donc des dépôts de plage associés à ceux de rivières ou des dépôts de cône alluvial remaniés.

On observe aussi dans cette association des stratifications obliques, et obliques en auge avec des épaisseurs de 1 à 1,5 m. Ces sables moyens constituent des cortèges de bas régime se terminant par des sables très fins à laminations parallèles (F1). Ces laminations fines correspondant à des rides très petites traduisent des dépôts de particules en suspension et par charge de fond. On peut même rencontrer des dépôts d'inondation ou bien de chenaux abandonnés.

### 1.3.1.2 : Environnement de front deltaïque distal

Il correspond à l'association de faciès B (coupe 1, 3 et 4, Annexes I) et présente des lithofaciès de sables fins à grossiers, à graviers, à stratifications obliques, St (36%) et de sables très fins à laminations horizontales, Sh (14 à 31%). Les sables fins à laminations obliques, Sr (14%) et Sp (7%) sont rares. L'épaisseur de l'association de faciès B est variable, allant de 3,5 à 12 m. Des sables massifs fins à grossiers (Sm), sans structure, mais riches en débris de coquilles de lamellibranches, de balanes alternent avec des niveaux

argileux moins épais. Les bioclastes sont issus de milieu marin de haute énergie où l'apport en nutriment était important. L'association B présente une couleur jaune ocre (Figure 2.1. 4.B). Des traces de bioturbations sont aussi visibles à la base de séquences homogènes. Elles traduisent un environnement de front deltaïque distal soumis à une forte subsidence.

Des sables phosphatiques bien classés à grain fin, principalement composés de grains volcanoclastiques (feldspaths, quartz) et de glauconie dont les plus gros ont un axe maximum de 50  $\mu\text{m}$  (éch. D2, Annexes II) à 10  $\mu\text{m}$  (éch. D3, Annexes II) et de grains phosphatiques entre 20 et 10  $\mu\text{m}$  (environ 15 %), sont très fréquents dans cette association. Quelques grains proviennent de roches plutoniques et métamorphiques. Plusieurs de ces grains sont sans structure interne. En conclusion, les grains phosphatiques ont probablement été formés au cours d'une transgression ou dans un environnement calme.

#### 1.3.1.3 : Environnement de pro-delta

L'association de faciès A est constituée de lithofaciès de silt cendreux à laminations parallèles ou obliques, Fl, et silt cendreux massif, Fsm. Elle présente des épaisseurs qui varient entre 6 et 10 m (coupe 1, 3, 4 et 5, Annexes I). L'association de faciès de pro-delta se présente à la base de chaque paraséquence et présente une couleur jaune, ocre et rouge. On y observe aussi une séquence à base érosive et composée d'intervalles à lithoclastes (ponces de 5 cm de long axe) d'origine volcanique et volcano-sédimentaire provenant d'un cône deltaïque proche de la baie, et d'une matrice carbonatée contenant des gastéropodes et des lamellibranches. Ceux-ci provenant d'un milieu plus profond (-20 m) ont été transportés et remaniés avec des morceaux de coraux (*Porites*) vers l'intérieur de la baie. Ces dépôts sont caractéristiques de milieux de très haute énergie (dépôts de tempêtes). Cette coupe montre aussi des figures sédimentaires réalisées par l'action des vagues, par exemple les rides de courant. Elles sont très fréquentes dans l'association de faciès A de la coupe 1 (Annexes I), où elles alternent avec des silts massifs pour donner alors des dépôts de courants de turbidité.

Cette association de faciès peut atteindre une épaisseur de 30 m comme dans la région de Rancho La Palma où elle est composée de tufs arénitiques clairs (Figure 2.1. 4. C). La nature des minéraux suggère une prolifération du matériel venant d'une zone volcanique active mais venant aussi de matériaux plutoniques et métamorphiques.

C'est dans cette association A, que des ossements de colonnes vertébrales de cétacés ont été retrouvés fossilisés dans des silts (< 10  $\mu\text{m}$ ) riches en cendres volcaniques vert foncé. L'épaisseur maximum de la strate est environ de 1 m. Les silts sont laminés (la lamination est

partiellement visible). A la base des silts on trouve des lentilles sableuses riches en phosphates et, localement, des intercalations de tufs clairs, riches en micas noirs.

D'un point de vue paléontologique, les ossements de colonnes vertébrales de cétacés trouvés dans cette coupe y ont été bien préservés. Tous les spécimens présentent une orientation similaire Est-Ouest, probablement due à l'action des vagues. Cependant, le fait que les restes, déposés sur le fond, soient peu dissociés nous montre l'absence de courants significatifs dans cet environnement, mais également une vitesse d'accumulation des cendres volcaniques importante, provoquant l'enfouissement rapide des cadavres. Une étude faite par Gonzalez-Barba (1995) a montré qu'un de ces spécimens serait une espèce très primitive de Cetotheriidae. Les caractéristiques morphologiques principales de ce spécimen (Annexes I) sont : une petite taille (6 m de long), un crâne relativement petit, un grand système de coronoïdes, des mandibules et un condyle mandibulaire transverse compressé (Gonzalez-Barba, 1995 ; Schwennicke *et al.*, 1996). Cette étude des caractéristiques morphologiques a montré un niveau typique d'évolution inférieur des cétacés de l'Oligocène supérieur ou du Miocène inférieur (Gonzalez-Barba, 1996). La présence d'un tel nombre d'ossements de cétacés fossilisés et bien conservés pourrait être en relation avec l'augmentation de l'intensité volcanique de l'arc Comodú, enregistrée par l'enrichissement en cendres volcaniques des dépôts de fan-delta de la région. Cependant il peut exister une autre origine possible à ces cendres, celle-ci serait liée à un volcanisme plus lointain, au niveau de la Sierra Madre Occidentale.

Une restriction de la bioturbation est visible dans cette association. Les traces de fossiles (Figure 2.1. 4. C), préservées comme *endichnia*, Martinsson, 1970, sont des tubes courbés irréguliers de quelques millimètres de diamètre, et quelques-uns ont des ramifications. Les tubes n'ont pas d'orientation précise.

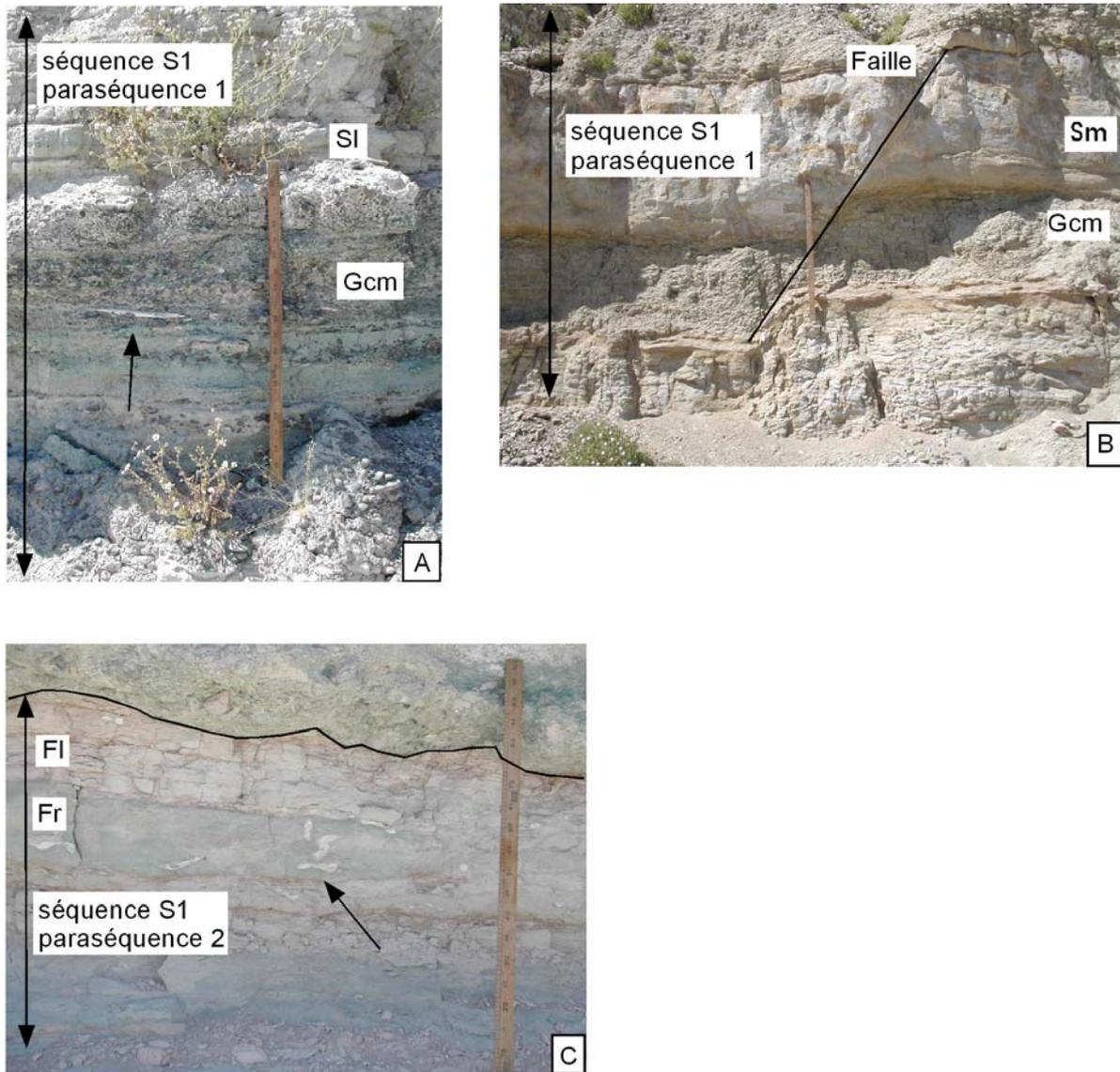
#### 1.4. Conclusions

Le Tableau 2.1. 3 résume les différents environnements de dépôt des formations San Gregorio et San Isidro présents dans le bassin Alfonso – El Carrizal. Cette séquence de 3<sup>ème</sup> ordre, S1, identifiée dans le bassin Alfonso – El Carrizal contient 3 associations de faciès qui forment des paraséquences progradantes de fan-delta. La séquence S1 se répartit tout au long de la marge est de la région de La Paz, avec une épaisseur de 100 à 150 m. Elle est constituée de deux paraséquences principales qui, de bas en haut, ont été appelées paraséquence 1 (association C et B) et paraséquence 2 (association B et A).

La paraséquence 1 varie d'épaisseur, de 70 à 125m, et se trouve dans la partie SO et O du bassin. Les sédiments de fan delta ont été transportés vers l'Ouest et distribués en forme d'éventail. La paraséquence 2 se répartit elle, dans la même portion et dans la partie S. Elle présente des épaisseurs de 0 à 40 m. Elle caractérise l'accélération de la subsidence et l'approfondissement de l'environnement vers un environnement de pro-delta. Cette paraséquence 2 marque aussi une fréquence plus rapprochée du volcanisme lié à la subduction de la plaque Pacifique. Cette activité volcanique se situe au niveau de l'arc volcanique en cours de formation dans la Sierra Madre Occidentale, à l'Est de la Basse Californie. L'évolution séquentielle de ces paraséquences est reprise dans le chapitre 1 de la partie 5.

Association de faciès	Lithofaciès dominants	Géométrie, structures sédimentaires	Rapport Conglomérat/Grés	Processus de transport	Environnements de dépôt
C	Gcm Gh Sl St Fl	Paraséquence 3-5 m Stratifications obliques en auge Bioturbations Laminations obliques en mamelons	0,27 à 0,8	Dépôt des particules en suspension et par charge de fond	Front delta
B	Sr Sh Sm Sp Fsm	Paraséquence 3-12 m Stratifications obliques, lamination horizontale, bioturbations occasionnelles Slumps, micro-failles et plis synsédimentaires Chenaux à intraclastes	0 à 0,11	Courants gravitaires en masse et par charge de fond	Front deltaïque distal
A	Fsm Fl Fr	Paraséquences 6-10m Laminations parallèles et massives	0	Dépôts des particules en suspension coulées de débris	Pro-delta

Tableau 2.1. 3: Association des faciès utilisés pour l'étude des dépôts sédimentaires de la région de La Paz (d'après Miranda-Avilés R., 2002). Les paraséquences de ce tableau correspondent aux associations de faciès A, B et C.



Séquence S1

A: faciès de front deltaïque avec les lithofaciès Gcm et SI (la flèche montre un ossement de baleine fossilisé, remanié par les courants de marée), l'échelle est donnée par la règle de 1m.

B: faciès de front deltaïque distal avec une déformation synsédimentaire métrique, et des lentilles conglomératiques.

C: faciès de pro-delta avec les lithofaciès FI et Fr (la flèche montre les ichnofaciès *endichnia*) intercalés avec des tufs volcaniques.

Figure 2.1. 4: Principaux lithofaciès des formations San Gregorio et San Isidro (séquence S1)



## **CHAPITRE 2 : PHASE DE REMPLISSAGE DU SOCLE DU BASSIN D'AVANT-ARC**

### 2.1. Histoire géologique

#### 2.1.1. Evolution magmatique néogène en Basse Californie

L'évolution magmatique de la Basse Californie est fortement liée à l'évolution géodynamique présentée ci-dessus. Alors que la péninsule de Basse Californie est toujours rattachée au continent Nord-américain, l'arc volcanique actif formé le long de la marge nord-ouest du continent continue sa migration vers l'Ouest (Ferrari *et al.*, 1999). C'est au cours du Miocène supérieur (Figure 2.2. 1) que la péninsule s'intègre à la plaque Pacifique par des processus de transformation et est contrôlée par une tectonique en extension associée à l'ouverture du Golfe de Californie. Pendant le Miocène supérieur, cet important arc volcanique donnant un volcanisme calco-alkalin est progressivement remplacé par d'autres types de volcanisme (calco-alkalin, alcalin). En Basse Californie du Nord, des séries volcaniques ont été interprétées comme résultant d'un volcanisme syn-rift (Sawlan et Smith, 1984 ; Sawlan, 1991). D'après Saunders *et al.* (1987) la mise en place des basaltes magnésiens, des andésites (« bajaites ») est liée à la subduction d'une jeune lithosphère océanique ou à l'ouverture d'une « fenêtre asthénosphérique » (*asthenospheric window*), (Bourgeois et Michaud, 2002, Calmus *et al.*, 2002). Celle-ci s'est formée lorsque la dorsale océanique encore chaude s'enfonçait dans le manteau chaud et n'engendre donc pas la formation d'un plancher océanique par refroidissement le long de celle-ci. En Basse Californie du Sud, les plus jeunes andésites magnésiennes ont été mises en place vers 9,7 à 8,8 Ma à l'Est et Nord-Ouest de La Purisima, et vers 5,5 Ma à l'actuel, au voisinage de San Jose Comondú (Aguillon-Robles *et al.*, 2000). Plusieurs types de dépôts volcaniques sont considérés comme ayant été mis en place au-dessus d'une fenêtre asthénosphérique probablement liée à la subduction de segments de la dorsale Est-Pacifique (Aguillon-Robles *et al.*, 2001) ou *slab tearing/breakoff* (Calmus *et al.*, 2002). Les auteurs s'accordent sur l'existence de deux sources mantelliques distinctes, les éléments traces et la composition isotopique des "OIB" (*Ocean Island Basalts*) indiqueraient une source asthénosphérique sans relation avec la subduction (Wallace *et al.*, 1992; Moore *et al.*, 1994). De nombreux auteurs suggèrent comme explication une déchirure dans la plaque plongeante ou « break in the slab » (Allan, 1986; Rigther et Carmichael, 1992; Wallace et Carmichael, 1992 ; Rigther *et*

al. 1995, DeMets et Traylen, 2000) pour une région située plus au Sud de la marge mexicaine (zone de Jalisco).

La Basse Californie est le siège de quelques centres volcaniques Plio-Quaternaire tholéïtiques avec les « basaltes d'Esperanza » dans le Sud de la Basse Californie, entre les latitudes de San Ignacio et de Loreto (Rojas-Beltrán, 1999) ou intermédiaire entre tholéïtique et calco-alcalin se développant avec l'ouverture du Golfe de Californie (Sawlan et Smith, 1984). Dans le sud, des édifices calco-alcalins ont été mis en place pendant le Pliocène (Los Mancenares au Sud-Est de Mulege), et le Quaternaire (La Reforma et Las Tres Virgenes, volcan actif au Nord-Ouest de Santa Rosalia).

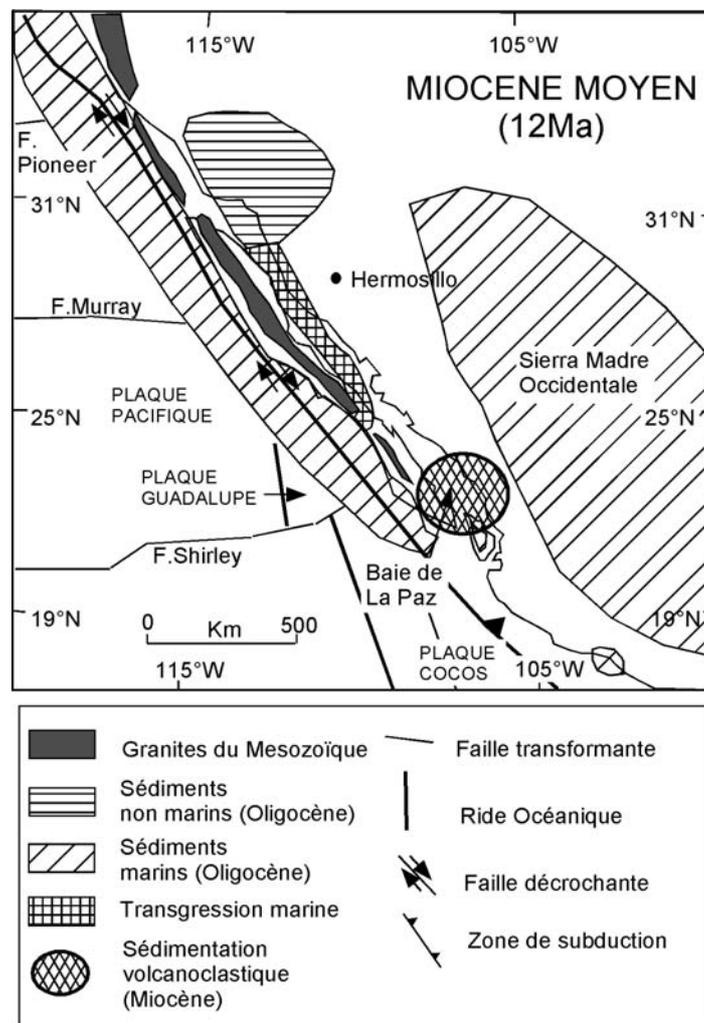


Figure 2.2. 1: Reconstruction de l'évolution sédimentaire associé à la tectonique des plaques Pacifique / Amérique du Nord au Miocène (12 Ma), d'après Helenes et Carreño (1999), modifié.

## 2.2. Etude géologique de la Formation Comondú

La formation Comondú constitue la formation géologique la plus répandue de la Basse Californie du Sud. Elle s'étend jusqu'au Sud de la ville de La Paz et affleure continuellement jusqu'au Nord du 28<sup>ème</sup> parallèle, en Basse Californie du Nord, dans l'Est de la Haute Californie et de l'Arizona (Glazner et Supplee, 1982). La formation Comondú est décrite dans ce travail, en détail, pour la région de la Baie de La Paz (Figure 2.2. 3).

La formation Comondú a été définie et étudiée pour la première fois par Heim (1922) dans le canyon du village de Comondú à l'Ouest de Loreto. Beal (1948) puis Mina (1957) ont utilisé le nom de Comondú pour l'ensemble des dépôts volcaniques et volcano-clastiques datés du Miocène dans la région de la Sierra de la Giganta. Cette étude restreint l'acception de formation Comondú aux dépôts associés à la phase d'arc insulaire du Miocène moyen formé le long de la marge nord-ouest du continent Nord-américain, issus d'un volcanisme de composition calco-alkaline. Les dépôts volcaniques et volcanoclastiques de cette formation Comondú ont formé la Sierra de la Giganta qui se situe dans la partie ouest du bassin mais cette formation exclut le Miocène supérieur et les coulées de basalte récentes associées au rifting post-arc qui affleurent dans cette région (Figure 2.2. 2).

### 2.2.1. Analyse séquentielle de la Formation Comondú : 2<sup>ème</sup> séquence (S2)

La formation Comondú coïncide, elle aussi, avec une même séquence, la séquence S2. La limite de la séquence S1 et de la séquence S2 est une discordance simple appelée D0. La séquence S2 est attribuée au Miocène inférieur à moyen (25 à 14,5 Ma) et a été déposée dans des bassins d'avant-arc en cours de formation sur la marge ouest du continent nord-américain. La séquence S2 constitue des faciès de fan delta qui montrent des conglomérats passant à des faciès plus distaux de grès fins où viennent s'intercaler des faciès volcaniques traduisant l'influence et le contrôle de l'activité volcanique dans la région de La Paz. La séquence S2 a une épaisseur de 100 à 450 m. L'étude de cette séquence S2 a permis de réinterpréter cette formation Comondú et d'établir une histoire plus précise sur les conditions de mise en place des dépôts dans leur environnement.

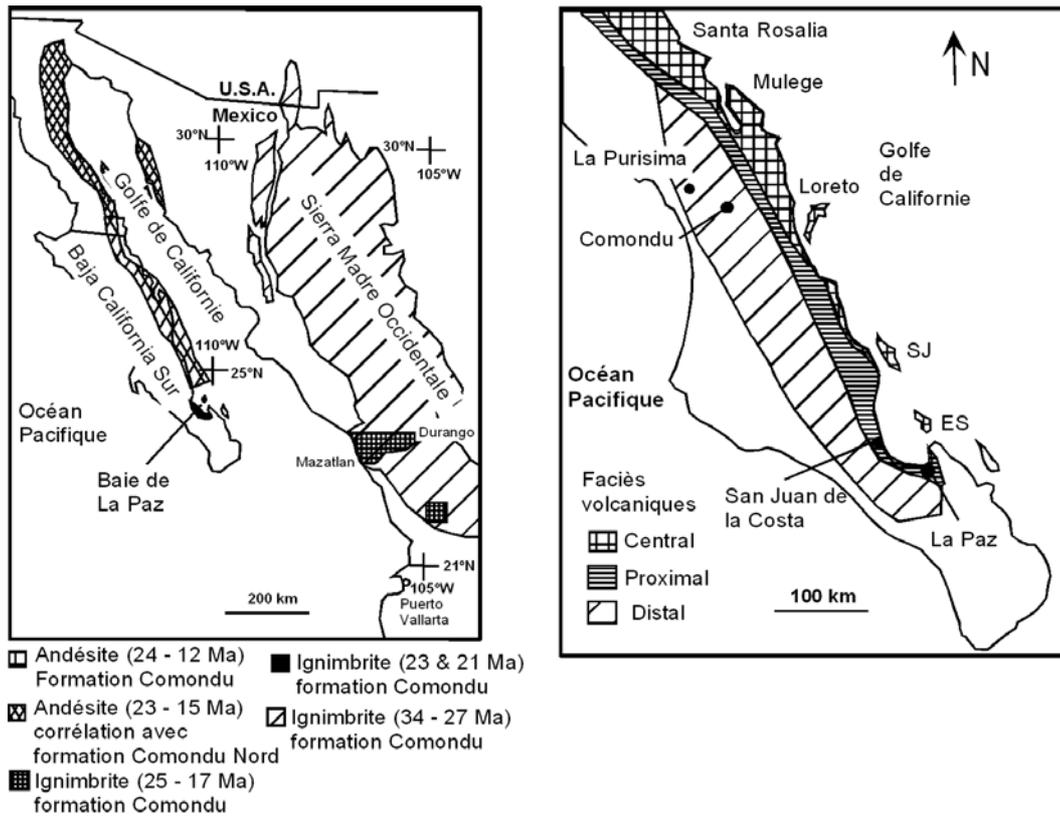
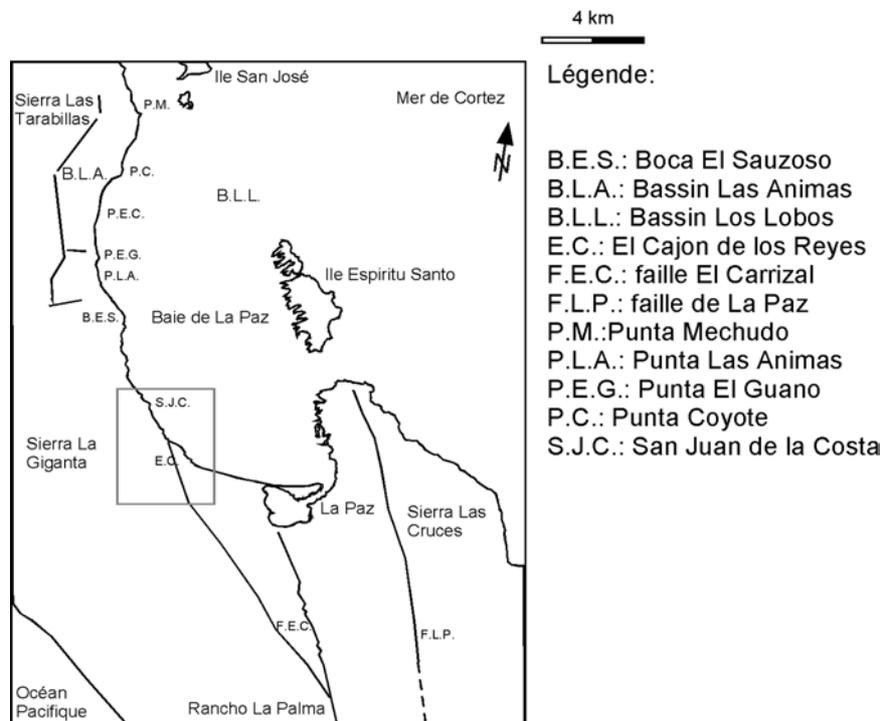
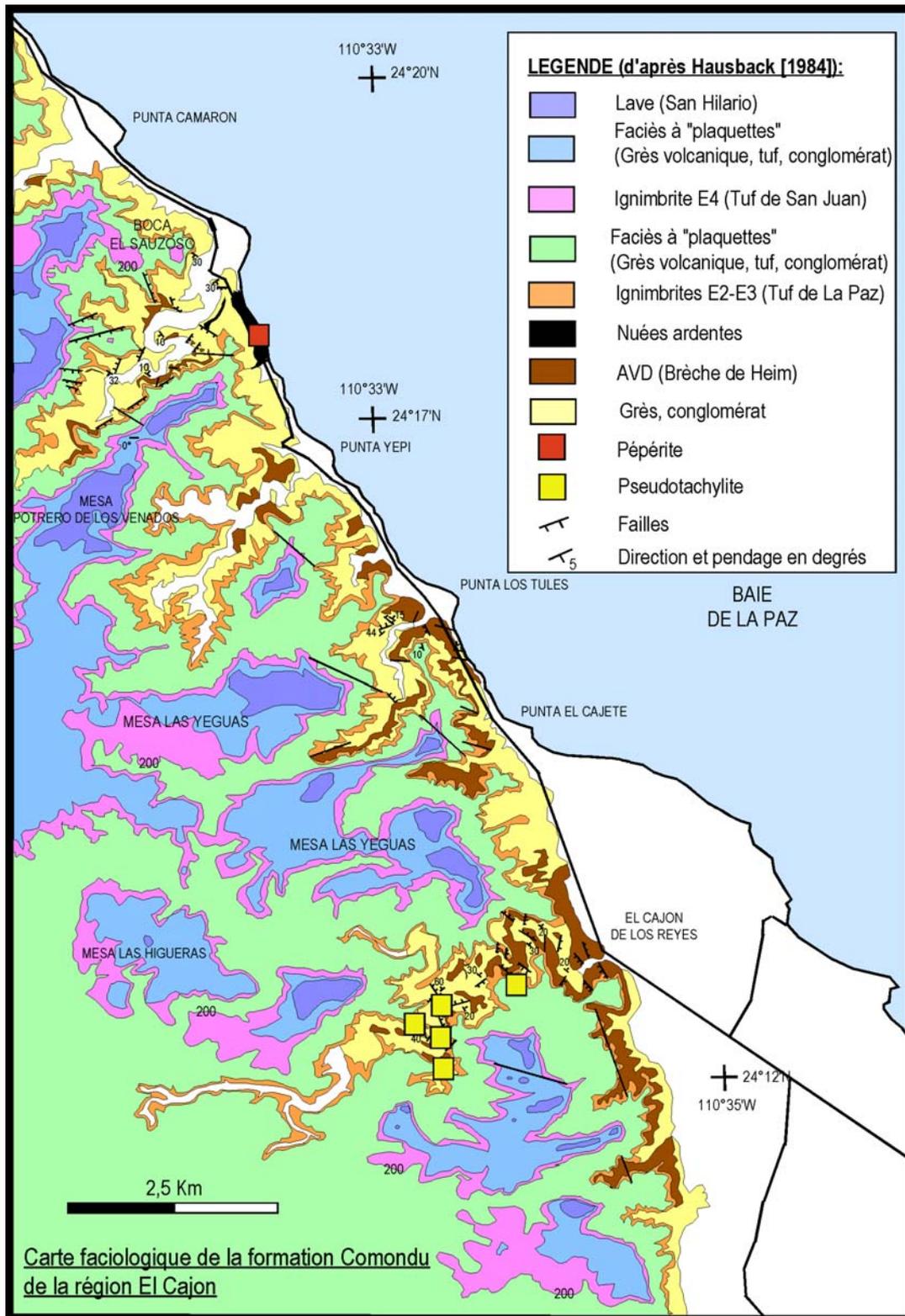


Figure 2.2. 2: Carte du Nord-Ouest du Mexique (à gauche) et carte du Sud-Est de la péninsule de Basse Californie, région de La Paz (à droite), d'après Umhoefer *et al.*, (2001), modifié.



A. Carte générale de la région de La Paz (rectangle gris : localisation de la région El Cajon de Los Reyes, voir détail de la carte en page suivante)



B.

Figure 2.2. 3: Carte faciologique de la formation Comondú dans la région El Cajon de los Reyes, d'après Hausback, (1984), modifié.

2.2.1.1. Description et interprétation des faciès de fan delta (inter-éruptifs) : Mise en évidence du faciès dit « à plaquettes »

Les dépôts inter-éruptifs de la séquence S2, étudiés dans le bassin Alfonso-El Carrizal sont caractérisés par un faciès très répandu dans cette zone d'étude. Ce faciès présente les caractéristiques suivantes :

- forme des dépôts : les sédiments déposés le long des marges de chenaux et forment des bancs dont les toits sont plans. Ces bancs peuvent atteindre plusieurs mètres de largeur et être épais de quelques mètres. Ils peuvent avoir jusqu'à 0,5 m d'épaisseur, et sont irrégulièrement espacés.

- surface des dépôts : des clastes de grande taille (25 cm max. de long d'axe), montrent une forme légèrement émoussée, de nature volcanoclastique ou volcanique (appelées aussi volcanoclastites) issues de l'arc volcanique formé à l'Ouest de la Sierra Madre Occidentale, le plus souvent à texture ponceuse, émergent de la surface des dépôts de certains bancs. Ils peuvent ressortir des sables ou être en grande partie enfouis. Les traces d'affouillement et d'érosion autour de ces clastes sont peu observées, suggérant ainsi que la vitesse de l'écoulement était faible. De minces lits de ponces flottées à *une structure ouverte* peuvent être observés à la surface.

- sédimentologie des dépôts : le dépôt des volcanoclastites se fait par accréation des clastes, par charriage et traction. La distribution granulométrique des clastes, le tri, le granoclassement et la stratification donnent cette structure caractéristique à ces types de dépôts.

- distribution granulométrique des dépôts : la taille moyenne des particules contenues dans ces dépôts varie entre les fractions des sables moyens à grossiers (0,25 à 2 mm), bien que les particules puissent être de la taille des particules grossières dans l'axe du chenal. Ce type de dépôt montre que la fraction grossière n'a pas été triée et déposée par un processus différent de celui à l'origine de la sédimentation des fractions plus petites. Dans ce cas, soit la mise en place des sédiments s'est faite par décantation ou par traction seule ou encore par ces deux mécanismes, capables de prendre en charge des sédiments de tailles similaires.

- faciès des dépôts : les dépôts étudiés révèlent deux faciès typiques.

(1) – un faciès très riche en conglomérats (Gcm, Gmg, Gt) dans les sections inférieures des dépôts, le long de l'axe du chenal, appelé *faciès de thalweg* ;

(2) – un faciès plus fin, surtout sableux (Sp, Sh, Sm, Ss, St), localisé à l'écart de l'axe du chenal et devenant de plus en plus fin avec l'éloignement au thalweg appelé *faciès latéral*.

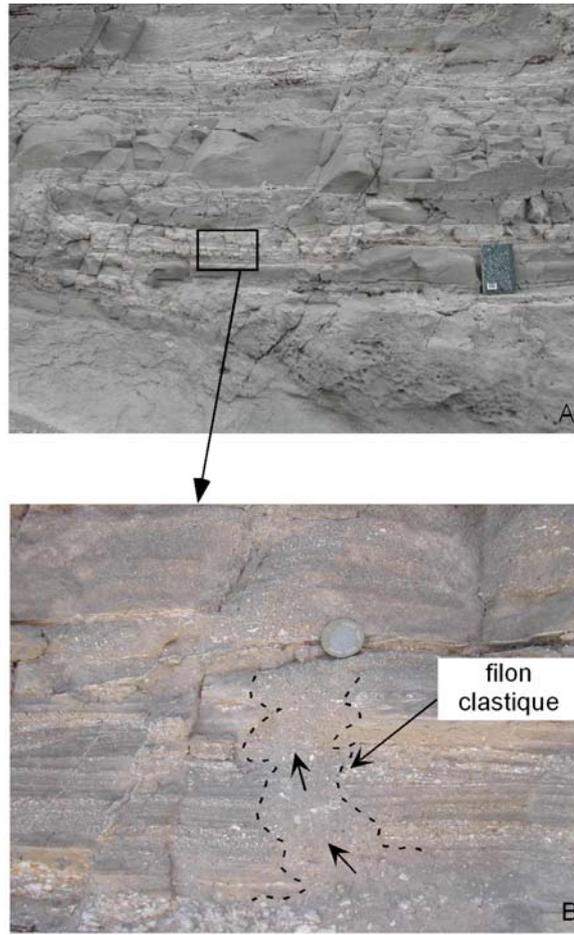
La transition entre ces deux faciès est marquée par un granoclassement inverse bien marqué. Les dépôts présentant le faciès (2) tendent à être stratifiés et mieux triés.

- stratification : les dépôts sont finement stratifiés avec des contacts graduels si les sédiments sont homogènes. Les ponces sont concentrées au toit des dépôts à cause d'un effet accru de flottabilité. Toutefois, comme ils apparaissent sous la forme de lentilles et qu'ils peuvent être recouverts par les dépôts suivants, en coupe, ils prennent la forme de lentilles ou de lits discontinus. Les strates peuvent varier en épaisseur de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Elles sont horizontales (Sh) et peuvent se poursuivre latéralement sur plusieurs mètres, voire plusieurs dizaines de mètres.

Ces observations décrivant des strates exclusivement horizontales (lames et lits), des surfaces d'érosion internes rares et des dépôts massifs, suggèrent que la mise en place des dépôts se fasse par une aggradation rapide et ininterrompue et que les figures sédimentaires (structures à stratification oblique ou en dunes) ne se produisent pas ou ne sont pas préservées.

Les particules de gros diamètre sont communes dans les dépôts sableux lités ou massifs, plus particulièrement près de l'axe du chenal d'écoulement où elles roulent pendant l'écoulement. A l'intérieur du dépôt, ces gros éléments s'individualisent bien et n'apparaissent pas sous forme de lentilles. Le litage est ininterrompu au contact de ces grosses particules, les structures d'érosion et autres marques de perturbation sont rares. Cela amène l'idée que la mise en place des dépôts se fait par deux mécanismes : (1) une mise en place par traction et (2) une mise en place des sables à partir d'une suspension.

- le granoclassement : les changements longitudinaux des faciès sont bien marqués et les dépôts laissés par cette transition indiquent un granoclassement inverse bien marqué. Le granoclassement inverse résulte probablement d'un effet de dilution au front de l'écoulement hyperconcentré.



A: dépôts inter-éruptifs caractérisant le faciès type "à plaquettes"  
B: agrandissement de la photo A

Figure 2.2. 4: Faciès à « plaquettes » très répandu dans le Bassin Alfonso-El Carrizal. On observe en B, le faciès à « plaquettes » recoupé par un filon clastique accompagné par une remontée de lithiques.

#### 2.2.1.2. : Environnement éolien

Les faciès les plus fins de la séquence S2 sont les sables fins à stratifications obliques planes avec des laminations obliques planes Sp, où l'on observe une alternance de couleur rouge/jaune clair. Cet ensemble de lithofaciès atteint 20 m d'épaisseur (voir coupe 7 et 9 en Annexe I). Ces dépôts formés par cimentation (du fait de la précipitation de calcite) d'anciennes accumulations dunaires, correspondent à des dépôts de type éolien (certainement une éolianite), et sont constitués de fins débris de coquilles, de tests de foraminifères (en particulier des Miliolés) et des oolites calcaires. Les directions mesurées dans cette

association de faciès B correspondent aux directions des vents de l'époque, qui semblent être de N145° E.

Ces dépôts appartiendraient d'après Hausback (1984) à la formation appelée: « Salinas member » (25 à 23 Ma). Cela correspond aux roches les plus anciennes de la formation Comondú dans la région de la Baie de La Paz.

#### 2.2.1.3. : Environnement de chenaux distributaires

La base de la séquence S2 est constituée de conglomérats à galets jointifs de lithofaciès Gm et Gt, à stratifications obliques en auge (voir coupe 6 et 10 en Annexe I). Ces conglomérats ont de 5 à 10% de matrice sableuse et passent latéralement à des sables fins à grossiers avec des stratifications obliques St. Le rapport conglomérats/grès varie de 0,21 à 3 en tenant compte du pourcentage moyen de 17 à 48%, des conglomérats contenus dans cette association. Les clastes de natures volcanoclastiques et volcaniques arrondis dont les plus gros (20 cm de long d'axe) sont sub-arrondis. Des ponces très localisées et peu nombreuses dans ces dépôts n'atteignent pas plus de 5 cm de long d'axe. Cette distribution très présente dans la région ouest du bassin, avec une épaisseur de 2 à 20 m, forme des lentilles décamétriques ; leur base est érosive. L'ensemble de ce dépôt montre le phénomène d'aggradation dans un environnement de type chenal. La direction des paléocourants montre une direction de N106° E.

Cette succession de lithofaciès caractérise le passage d'un transport des éléments par charge de fond dominante au début puis par coulée de débris pseudo-plastiques à écoulement turbulent, pour enfin se terminer par un écoulement laminaire à régime moyen à faible. Ces conditions de transport des sédiments ne peuvent se réaliser que sur de longues périodes.

L'association de faciès D de conglomérats est interprétée comme un milieu de chenaux distributaires en tresses, qui passe vers l'ouest du bassin à des faciès plus distaux qui font partie du front deltaïque.

#### 2.2.1.4. : Environnement de front deltaïque

Les principaux lithofaciès de la base de la séquence S2 présents à l'Ouest du bassin sont des sables fins à stratifications obliques planes Sp, et des sables très fins à grossiers avec des graviers, à laminations horizontales Sh. Les structures obliques planes (cross-bedding, Sp) vont traduire la baisse du régime. La direction générale mesurée des

écoulements à partir de ces structures, est NE-SW (voir coupes 6, 7 et 10 en Annexes I). L'épaisseur de l'ensemble varie de 3 à 7 m. Cette association de faciès présente des sables très fins à grossiers plus massifs Sm et des brèches d'origine volcanique, Bm, qui ont des tailles très variables (du centimètre à 90 cm), anguleuses, enregistrant un flux de direction moyenne de N48° NE. L'ensemble des lithofaciès Bm atteint 3 m d'épaisseur et est généralement mono-lithologique. Le sommet de cet ensemble pyroclastique présente une couche boueuse montrant une reprise en milieu aquatique et se finit par un contact transitionnel avec le dépôt de sables à stratification oblique plane isolée, d'orientation N330°.

On peut aussi y remarquer un niveau de ponces flottées présentant un granoclassement inverse, ce qui pourrait traduire un remaniement. Ces ponces blanches, sub-arrondies ont été formées dans le conduit d'un édifice volcanique, et présentent aussi des imbrications bien marquées. Ces niveaux très riches en ponces composés d'un tuf très mal classé s'intercalent avec les séquences à conglomérats et montrent une orientation préférentielle des bulles dans les ponces, on parle de phénomène de fragmentation magmatique liée à l'explosion. Les directions de courants mesurées indiquent un écoulement général de l'Est vers l'Ouest avec cependant des changements de direction d'écoulement vers le haut de la séquence (N160°). Cela correspond à un système anastomosé (superficiel) à écoulement en nappe.

Cette association de faciès C, dite aussi faciès à « plaquettes » (Figure 2.2. 4), semble être affectée par endroit de filons clastiques dont la direction est identique aux accidents tectoniques régionaux (failles N82°), et présente des figures de liquéfaction traduisant probablement un événement sismique (Figure 2.2. 4).

Des niveaux fins de cendres volcaniques (de quelques millimètres d'épaisseur à surfaces planes) s'intercalent avec les lithofaciès (Sh) tabulaires. Ces sables moyens traduisent la faible énergie dans la partie interne du chenal, ou la partie distale du même environnement de dépôt.

Tous ces environnements de dépôt sont bien développés dans notre zone d'étude (Figure 2.2. 5), mais sont sous le contrôle de l'activité volcanique de l'arc en cours de migration vers l'ouest, vers la marge californienne. Il est donc important maintenant d'étudier l'influence de cette activité sur la sédimentation et l'environnement de dépôt, son contrôle et ses conséquences.

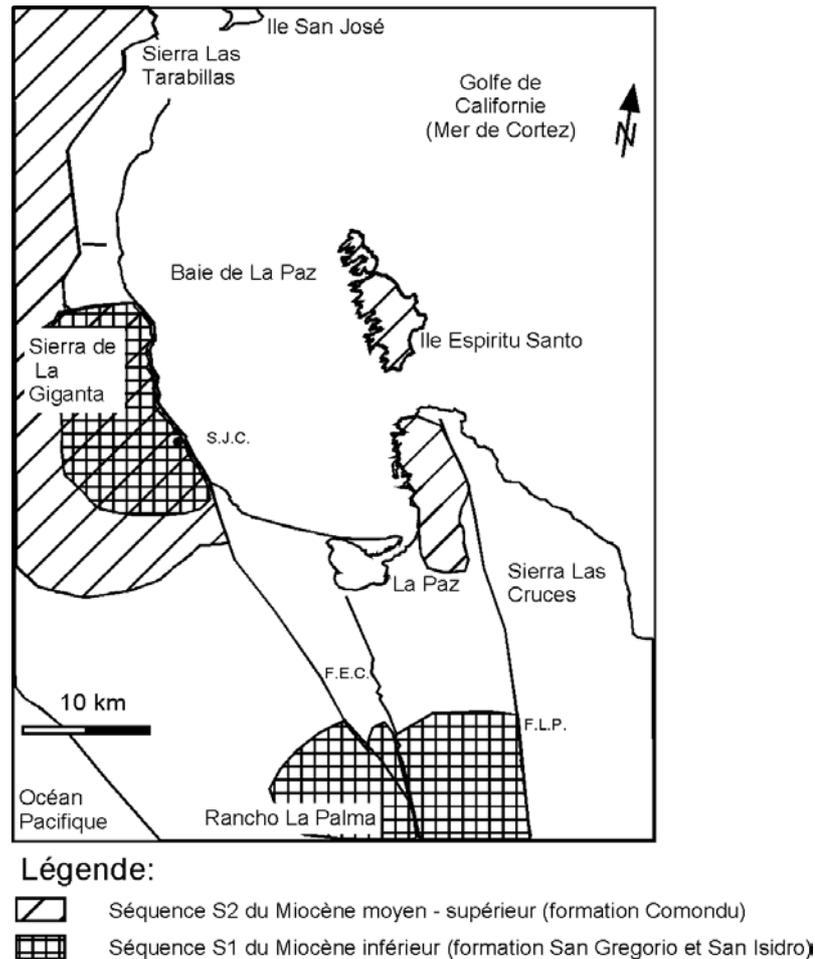


Figure 2.2. 5: Répartition de la séquence S2 dans le bassin Alfonso – El Carrizal.

### 2.3. Description et interprétation des faciès éruptifs (formations pyroclastiques)

L'activité volcanique peut être la source d'une intense sédimentation. Dans la région de La Paz, il y a eu au Miocène une interaction entre le volcanisme et la sédimentation : on parle alors de sédimentation volcanoclastique. Cette sédimentation volcanoclastique va se superposer à la sédimentation de l'environnement de dépôt étudié auparavant ou, à plus grande échelle, du bassin d'avant-arc formé. Le développement des faciès résultera de ces interactions et sera influencé par deux facteurs essentiels. D'une part, les taux de sédimentation sont très élevés en raison de la production importante et rapide des matériaux volcanoclastiques au cours des périodes éruptives. D'autre part, les transformations d'écoulement engendrent une grande variété de faciès qui évoluent rapidement vers les domaines distaux de sédimentation.

L'influence volcanique sur la sédimentation peut être directe ou indirecte et l'enregistrement du volcanisme se fera suivant des modalités extrêmement variables. D'autre

part, l'organisation faciologique des dépôts dans l'espace va être principalement guidée par leur proximité relative des sources volcaniques. Du fait d'un enregistrement discontinu de l'activité volcanique et de son enregistrement sédimentaire, il importe donc de proposer un découpage stratigraphique particulier pour l'analyse des formations volcano-sédimentaires.

C'est donc pendant les périodes éruptives (activité volcanique intense) que se mettent en place d'importants volumes de matériaux volcaniques et volcanoclastiques (Schneider, 1998). La durée d'une période éruptive s'échelonne de l'heure au millier d'années. Cette partie sera consacrée à la mise en place primaire du matériel volcanoclastique, où nous présenterons deux formations appartenant à la séquence S2 qui enregistrent des phénomènes volcaniques primaires et le devenir sédimentaire du matériel volcanoclastique associé aux instabilités des pentes des appareils volcaniques.

Le premier exemple concerne les formations pyroclastiques dont l'analyse des dépôts révèle la grande diversité des faciès et donc des mécanismes de mise en place. Les faciès pyroclastiques témoignent de la croissance du cône central du volcan. Dans cet exemple, nous réalisons l'étude de formations rhyolitiques par une analyse de terrain complétée d'une analyse structurale et paléomagnétique, qui permettra la reconstitution de l'évolution de ces formations.

Le deuxième exemple se rapporte aux formations volcanoclastiques dont l'analyse a montré qu'il s'agit de phénomènes catastrophiques traduisant l'évolution géomorphologique d'un édifice volcanique. Ces déstabilisations de flancs sont des conséquences de l'histoire magmatique du volcan dont elles sont contemporaines.

### 2.3.1. Les écoulements pyroclastiques denses dans la région de La Paz

Les écoulements pyroclastiques denses (coulées de ponces et nuées ardentes) sont, pour l'essentiel, des mélanges partiellement fluidifiés de gaz et de particules qui, dès leur émission, se déplacent sous la forme d'un écoulement gravitaire généralement non turbulent (Schneider, 1998). Ils peuvent se caractériser par leur couleur rose à orange pour les ignimbrites, par leur épaisseur pour les nuées ardentes (environ 200 m d'épaisseur dans la région de Balandra).

#### *i. Répartition des dépôts*

Les dépôts des coulées pyroclastiques denses sont constitués de particules pyroclastiques (cristaux, échardes de verre, ponces et fragments lithiques) dont les proportions respectives varient fortement. Ces dépôts composent 75 % de la colonne

volcanoclastique de l'île Espiritu Santo, 20 % à San Juan de la Costa. Les dépôts de coulées pyroclastiques peuvent varier en épaisseur de 6 à 77 mètres environ, comme c'est le cas dans la région de San Juan de la Costa. Le volume des dépôts est extrêmement variable : pour le Tuf de San Juan (l'un des plus importants dépôts de coulées pyroclastiques de cette région et nommé ainsi par Hausback en 1984), il a été calculé un volume de 47 km<sup>3</sup> environ, dans la région de San Juan de la Costa. Les volumes des différentes coulées pyroclastiques sont résumés dans le tableau suivant :

Nom de la coulée pyroclastique (d'après Hausback, 1984)	Superficie estimée (km <sup>2</sup> )	Épaisseur de la coulée mesurée sur le terrain en m	Volume calculé(km <sup>3</sup> )
Tuf de San Juan A San Juan de la Costa	937,5	50	47
Tuf de La Paz A San Juan de la Costa	925	15	14
Tuf de San Juan A l'île Espiritu Santo	79	108	8,5
Tuf de La Paz A La Paz	45	37,5	1,7
Tuf de Coromuel A La Paz	40	33,3	1,3

Tableau 2.2. 1: Estimation des volumes des coulées pyroclastiques dans la région de La Paz en fonction des épaisseurs mesurées.

Les coulées de volume important et riches en ponces, résultant de la vidange de la partie supérieure d'une chambre magmatique lors de la formation d'une caldéra conduisent au dépôt des ignimbrites.

#### ii. *Caractéristiques des dépôts*

Les ignimbrites occupent de très larges surfaces et s'accumulent sur des épaisseurs importantes (plusieurs dizaines de mètres) comme c'est le cas sur l'île Espiritu Santo, où elles atteignent 108 m d'épaisseur (tuf de San Juan). Elles ont une couleur rose orangée à rose clair.

Les ignimbrites de volume important s'organisent en séquences et présentent des caractéristiques constantes (Figure 2.2. 6) qui vont nous permettre de différencier les unités pyroclastiques qui ont été déposées au cours du Miocène.

Les observations de terrain faites dans la zone d'étude ont montré au travers de coupes la présence d'une variété de faciès.

Dans la région de La Paz, au lieu dit « La Marina » (24°11'25'' N, 110°18'12'' W), environ 2 km à l'Est de la ville, une ignimbrite d'environ 37 m d'épaisseur (Figure 2.2. 6-B)

présentant une unité pyroclastique composée à sa base par des dépôts de retombées formant une couche de 75 cm d'épaisseur. Le sommet de ces dépôts de retombées qui présentent un litage plan continu, est caractérisé par une structure sédimentaire en dôme. Ces dépôts correspondent à des dépôts de déferlantes de fond et sont enrichis en cristaux et en éléments lithiques.

Au-dessus de ces dépôts de retombées, on a un intervalle caractérisant une unité d'écoulement qui renferme des lithiques montrant des sauts hydrauliques dans les 10 premiers centimètres et l'absence de soudure caractérise la base d'un écoulement sous une température inférieure à 550°C. Cette unité pyroclastique forme un tuf massif de 6 à 7 m d'épaisseur. Des figures d'échappement de gaz appelées aussi « pipes de dégazage » sont très fréquentes dans cette unité (Figure 2.2. 6 ; Figure 2.2. 7 / 7.2.B et C). On peut en trouver juste à 20 cm au-dessus de la base de cette couche où ils atteindront 20 cm de long, formant un conduit vertical avec une base beaucoup plus large ou bien 1 à 1,5 m de long comme c'est le cas vers le haut de cette couche. Ces structures sont donc élancées vers le toit du dépôt, elles contiennent de fines particules bien triées. Les zones d'expulsion des gaz n'ont pas pu être analysées (emplacement trop élevé dans la section) mais on peut dire que cette expulsion s'est faite sous de fortes pressions.

Le sommet de cette unité de dépôt est caractérisé par une forte concentration de ponces très déformées (allongées et aplaties) à 1,5 m du sommet, et montrant un granoclassement inverse.

Cette unité se termine par une nouvelle phase inter-éruptive montrant le faciès « à plaquettes » étudié au chapitre 2.2.1.1. (Figure 2.2. 4) sur une épaisseur de plus de 2 mètres.

La série la plus diversifiée d'un point de vue faciologique a été étudiée sur l'île Espiritu Santo au niveau de Punta Ballena (24°24'38'' N, 110°20'10'' W). Dans ce secteur, trois unités pyroclastiques sont superposées. De la base au sommet (Figure 2.2. 6 C) on observe :

Une unité pyroclastique inférieure qui correspond à un tuf ponceux ne présentant pas d'indice de soudure. Epais de 5 à 6 m, il est composé à sa base par des dépôts de retombées formant une couche de 30-40 cm d'épaisseur. Les dépôts de retombées drapent les blocs des dépôts pyroclastiques sur lesquels ils reposent. Une nouvelle couche de dépôts de retombées, présentant un litage oblique de direction N60°, vient coiffer cette unité. La base de la seconde unité d'écoulement montre une lamination fruste caractérisant l'écoulement. Ces unités renferment des éléments lithiques de lave à texture microlitique dans une matrice riche en

cristaux de feldspath et de clinopyroxène de grande taille avec quelques amphiboles. Aucune structure d'échappement de gaz de type « pipe » n'a été observée. Cette unité pyroclastique forme un tuf massif de 15-20 m d'épaisseur et est très répandue sur l'ensemble de l'île Espiritu Santo.

La deuxième unité pyroclastique correspond, elle aussi, à un tuf ponceux (3 à 5 m d'épaisseur) moins riche en lithiques, ne montrant aucune orientation préférentielle. La base de cette unité est marquée par la présence d'un tuf laminé qui présente des indices de soudure. Il renferme de lithiques de lave à texture microlitique dans une matrice riche en cristaux de feldspath et de clinopyroxène de grande taille. Les limites des lithiques sont plus estompées. L'autre partie de l'unité a les mêmes caractéristiques que la première unité pyroclastique présentée ci-dessus.

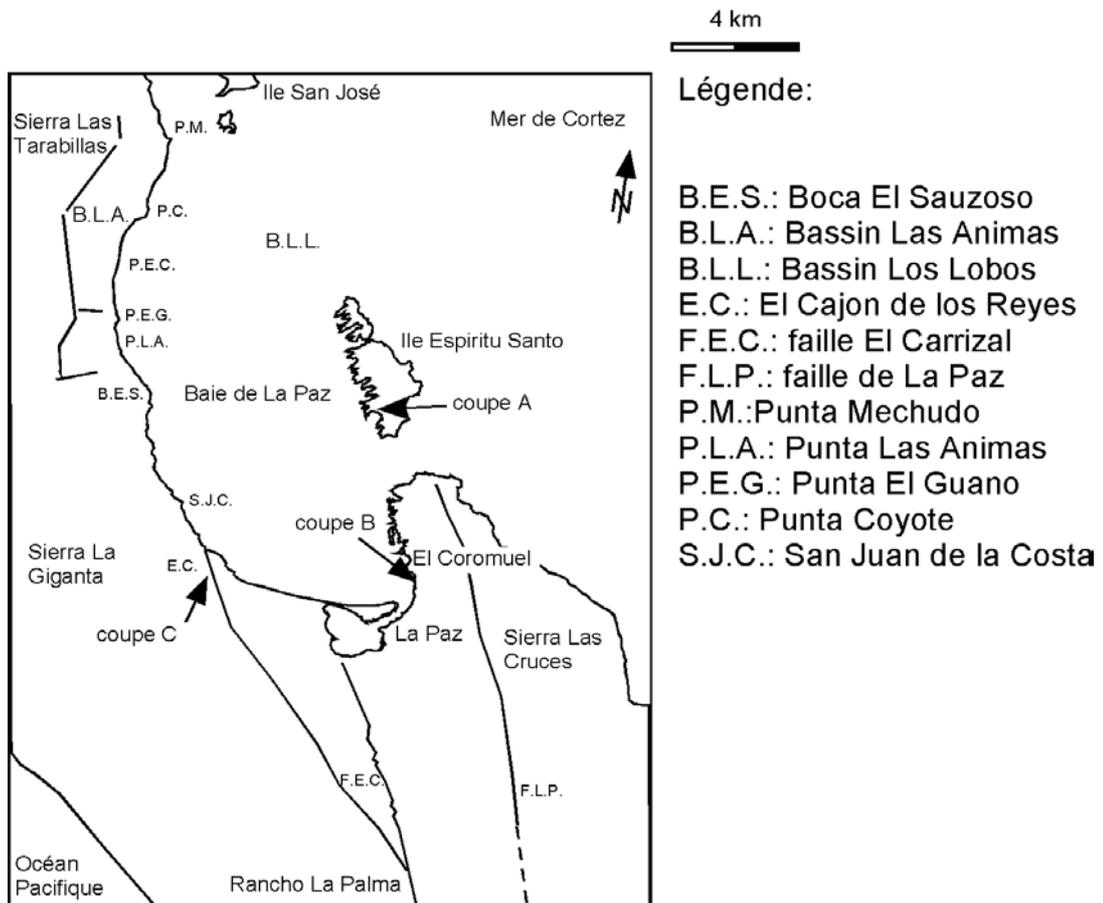
Enfin, une troisième unité vient coiffer la série de l'île Espiritu Santo. Elle est marquée par un vitrophyre de 2 à 4 m d'épaisseur (Figure 2.2. 6 C et Figure 2.2. 7 /7.1.), de couleur caractéristique noire ou rose-orangé. Fortement soudé, il renferme de très nombreux phénocristaux automorphes de plagioclase et d'amphibole (Annexes II, échantillon 63). L'examen microscopique révèle l'importance de la déformation liée à une compaction à haute température (Figure 2.2. 7 /7.1 ; Annexes II, échantillon 63). A l'affleurement, la roche présente un dense réseau de diaclases (joints) dont l'orientation est principalement perpendiculaire à la surface basale. Les indices de soudure y sont très marqués de par la présence de « fiamme » pouvant même montrer une imbrication à certains endroits de l'affleurement du fait de l'effet du rhéomorphisme (déformation pendant la compaction).

L'altération des ponces non encore soudées laisse des vides (Figure 2.2. 7 /7.1). En effet, l'orientation des ponces écrasées et la disposition de structures de compaction parallèlement au litage des dépôts ne sont pas associées au développement d'une schistosité qui est totalement absente dans les dépôts encaissants. Ce type de dépôt est très répandu dans cette zone d'étude et est très important pour la compréhension de la mise en place des dépôts pyroclastiques issus du volcanisme calco-alcalin de la région de La Paz.

La dernière série étudiée dans la région « El Cajon de los Reyes » (24°13'16'' N, 110°35'14'' W), à 35 km de la ville de La Paz (Figure 2.2. 6-A), présente elle aussi une ignimbrite relativement épaisse et contenant les mêmes caractéristiques que celle étudiée à Coromuel (présentée ci-dessus en figure 2.2. 6-B). Cette ignimbrite a une épaisseur de 5 m à l'affleurement et correspond à une partie de l'ensemble du dépôt. On peut y trouver des « pipes », verticaux, de 1 à 1,5 m de long situé plus précisément sur la partie sommitale du dépôt (Figure 2.2. 7 -/7.2.B), très peu de lithiques sont observés dans cette partie du dépôt,

quelques ponces blanches et aplatis. Une grande concentration de lapilli formés par accrétion ou aggradation de cendre (lapilli accrétionnés) comme des lamines autour d'un nucleus dont la taille est comprise entre 2 et 64 mm (Figure 2.2. 7 /7.2.A). Les observations de terrain ont montré une imbrication des cristaux de biotite vers l'Ouest. Ce dépôt massif correspond donc pour l'essentiel à un tuf à lapilli grossier riche en ponces.

Au-dessus de cette unité (E3) de dépôt on peut voir sur la coupe un passage très riche en ponces et où la part de lithiques devient très faible. Ces ponces présentent un sens d'écoulement fluide et donc la présence d'eau dans cette coulée ; certaines ponces de grande taille sont trouvées dans celle-ci. Cette nouvelle unité de dépôt est donc remaniée et présente une imbrication des ponces et donc des directions de transport qui traduisent un écoulement vers l'Ouest.



Carte de localisation des coupes étudiées dans la région de La Paz

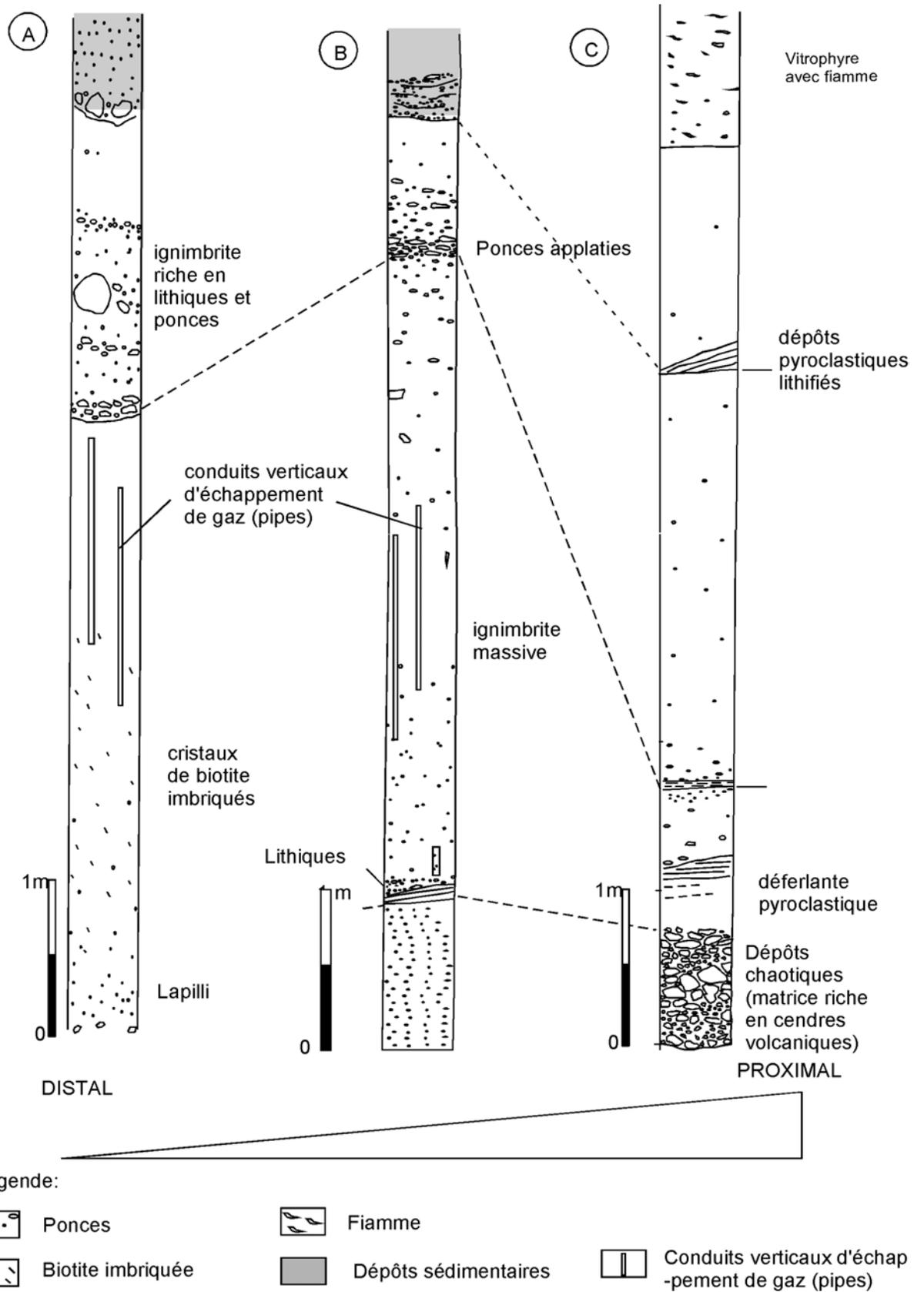
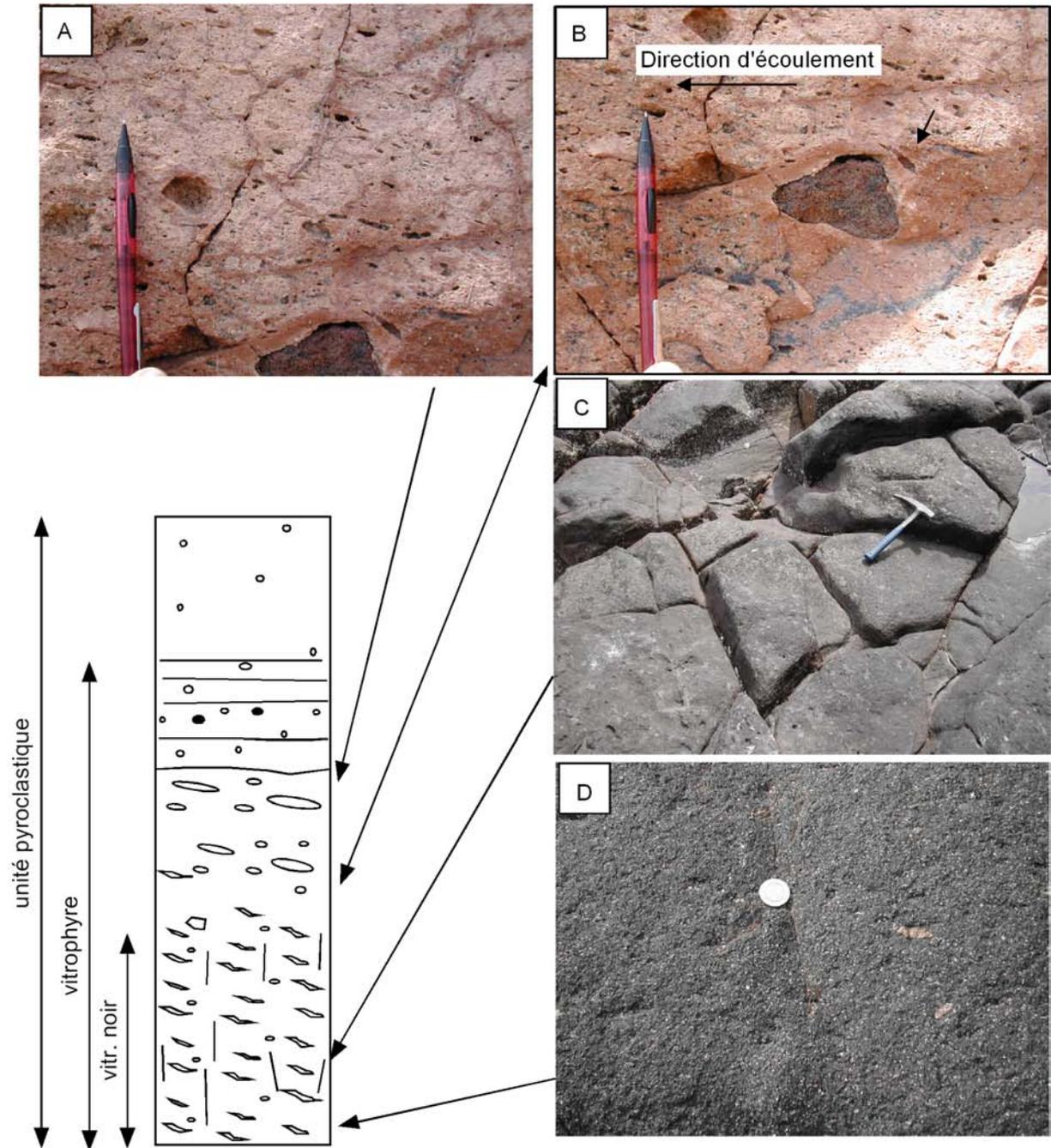


Figure 2.2. 6: Coupes stratigraphiques des coulées pyroclastiques étudiées dans la région de La Paz. (A) zone de El Cajon de los Reyes, (B) zone de Coromuel et (C) zone de l'Ile Espiritu Santo.

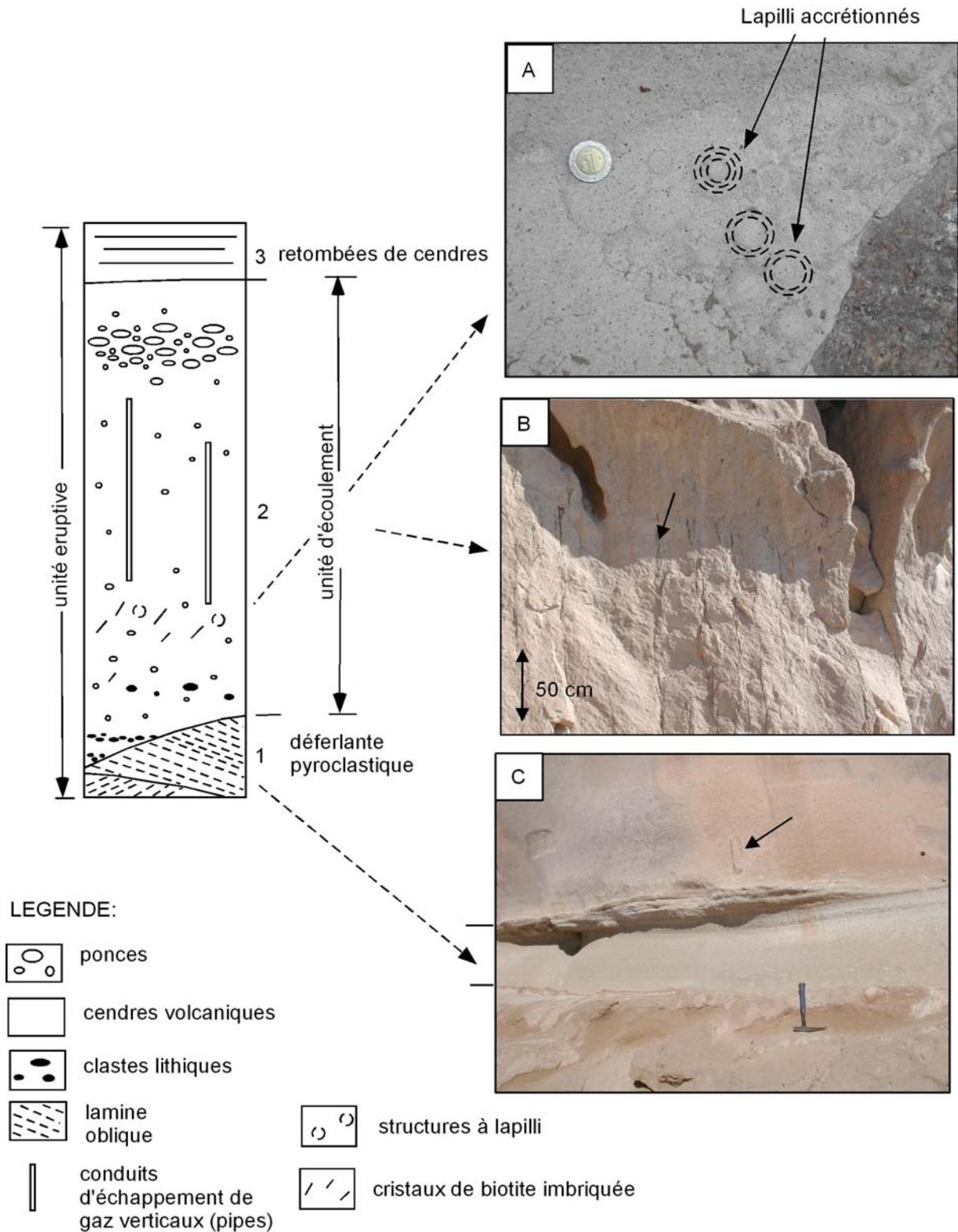


LEGENDE:

- |   |                     |   |                            |
|---|---------------------|---|----------------------------|
|  | ponces              |  | microfissuration verticale |
|  | cendres volcaniques |  | structures à fiamme        |
|  | clastes lithiques   |   |                            |



7.1. Faciès de vitrophyre



7.2

Figure 2.2. 7 : 7.1. Faciès de vitrophyre, 7.2. Séquence-type d'ignimbrites de la région de La Paz, d'après Sparks et Walker (1973).

### 2.3.2. Les dépôts de nuées ardentes

#### *i. Répartition des dépôts*

L'étude des dépôts pyroclastiques, et plus particulièrement celle des différents faciès rencontrés dans la région de La Paz, a permis de différencier un deuxième type de dépôts correspondant à un mélange fluidifié de gaz et de particules denses, dans lequel le gaz constitue la phase continue, transportant des éléments solides en suspension : les nuées ardentes. Après la mise en place, les nuées ardentes, qui voient leur gaz s'échapper, s'effondrent sur elles-mêmes. Elles laissent de dépôts gris très hétérogènes, de plusieurs mètres d'épaisseur, constitués de blocs contenus dans une matrice cendreuse. Leur répartition géographique est limitée par rapport à celle des autres écoulements étudiés et présentés ci-dessus.

Les dépôts de nuées ardentes se trouvent principalement dans les régions de Balandra (24°19'45'' N, 110°19'39'' W), Tecolote pour la zone est de la Baie de La Paz et la région de Boca El Sauzoso pour la zone Ouest (Figure 2.2. 3).

#### *ii. Caractéristiques des dépôts*

Ils forment un relief montrant des structures en dôme de coulées stratifiées, différentes, remplissant un paléorelief (Figure 2.2. 8 B et C). Ils constituent une brèche andésitique épaisse d'environ 200 m qui présente des clastes homolithologiques et une organisation très chaotique avec une reprise en milieu aquatique dans la partie supérieure de la brèche de Balandra. Une forte concentration de ponces est observée dans la matrice au niveau de Tecolote, ainsi que des bombes vésiculeuses traduisant une forme en « croûte de pain » due à un gonflement isotrope lors de la vésiculation (Figure 2.2. 8 A, coupe 14). Des structures non laminaires (convolutées) montrent une pseudo stratification du dépôt. Des clastes de lave de grande taille (~ 90 cm) où l'on peut encore voir des plis conservés à l'intérieur qui traduit une lave encore plastique reprise au moment du passage de la nuée et qui montre alors que les lithiques étaient chauds à ce même moment ou bien que les plis aient été formés avant la fragmentation. Les nuées ardentes sont généralement produites lors de l'effondrement gravitaire de dômes de laves (comme à Montserrat actuellement).

A la base du dépôt de nuée ardente, des niveaux gréseux riches en tuf, parallèles, présentent des injections de matrice riche en tuf traduisant un écoulement du haut vers le bas, comme des conduits d'échappement de liquide. Le dépôt reste très fracturé à ce niveau-là.

On a pu établir une séquence-type des dépôts de nuées ardentes avec une base massive, comprenant en grande majorité des clastes de grande taille sans granoclassement net, et appauvrie en cendres fines. Le corps principal du dépôt montre deux parties différentes : la partie inférieure est massive et présente un pseudo-granoclassement normal alors que la partie supérieure, elle, est laminée, avec une stratification parallèle et oblique.

Des mesures de direction d'écoulement (Figure 2.2. 9) ont été effectuées en 4 points différents : Coromuel (24°11'26'' N, 110°18'11'' W), El Tesoro (24°15'29'' N, 110°18'47'' W), Balandra (24°19'19'' N, 110°19'37'' W) et Tecolote (24°20'09'' N, 110°19'27'' W).

L'étude des directions d'écoulement des dépôts de nuées ardentes montre une tendance générale d'un écoulement dirigé vers le Sud (Figure 2.2. 9). Les écoulements peuvent varier en fonction de la paléotopographie de la région ce qui expliquerait les changements de SW (Tecolote) à SE (El Tesoro). On peut aussi remarquer que 69 % des clastes de long axe compris entre 20 et 40 cm ont été transportés assez loin si l'on considère un flux général vers le Sud dont la source se situerait à l'Est, en direction de la région de la Sierra Madre Occidentale. Ceci pourrait être expliqué par la formation d'un mélange fluidifié de gaz et de particules non turbulent. Les régions les plus au Nord présentent, elles, des valeurs moyennes ; c'est-à-dire une répartition homogène des clastes dans les dépôts.

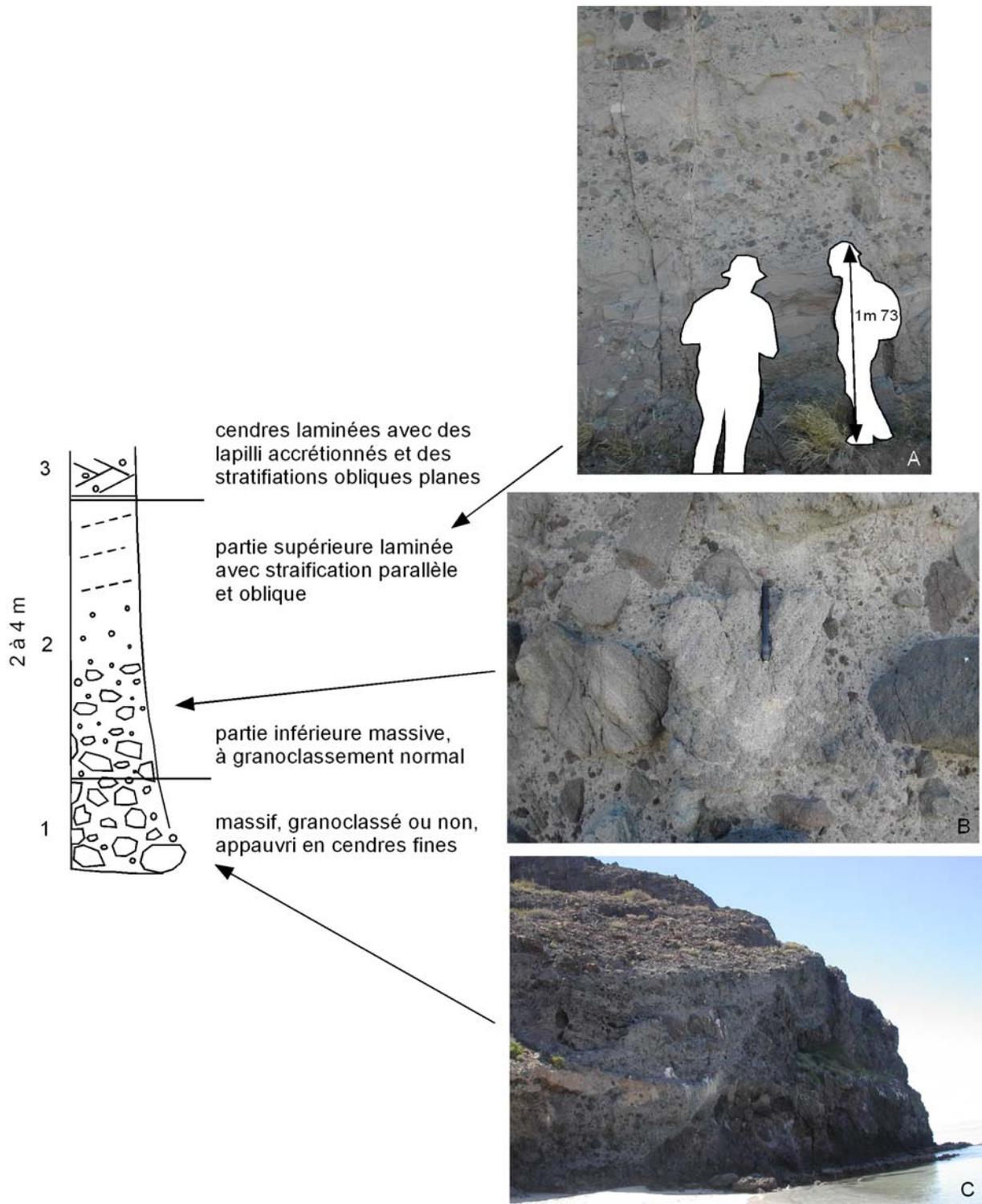


Figure 2.2. 8: Séquence-type des dépôts de nuées ardentes dans la région de La Paz, Balandra.

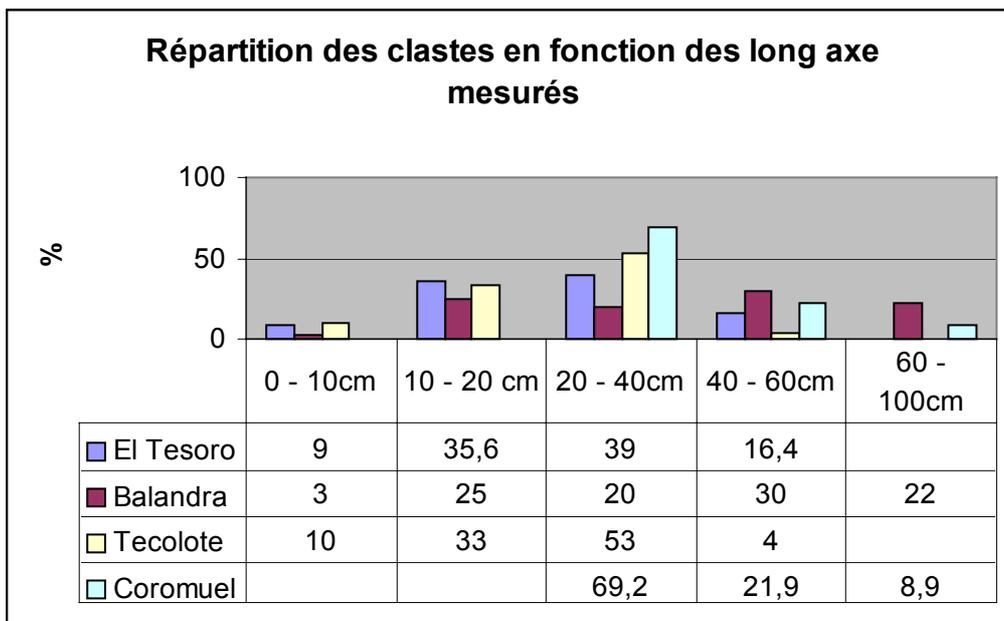
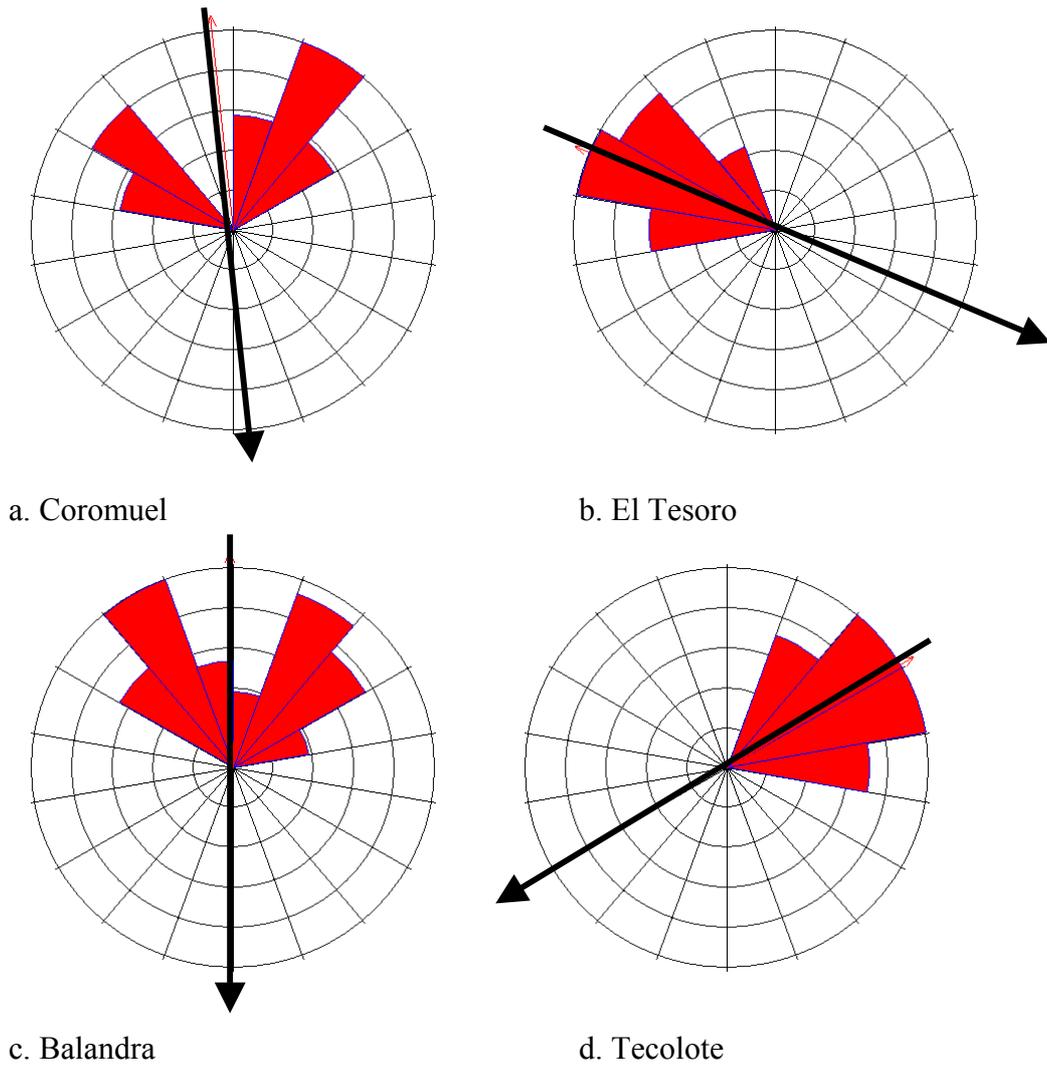


Figure 2.2. 9: Imbrications des clastes du dépôt de nuée ardente dans la région au Nord de La Paz.

2.3.3. Mécanismes de mise en place et de dépôt des formations pyroclastiques et des coulées de débris volcaniques

2.3.3.1. Les écoulements pyroclastiques

*i. Interprétations*

Nous avons observé, grâce aux dépôts présents dans la région de La Paz, que ces ignimbrites pouvaient s'organiser en séquences présentant soit les mêmes caractéristiques (constantes) et qu'elles résultaient donc des mêmes mécanismes de mise en place ou bien des caractéristiques particulières qui expliqueraient alors leur position physiographique en fonction de l'association des faciès contenus. Pour cela nous allons établir deux séquence-types pour chaque domaine afin d'établir une hiérarchie stratigraphique typique des domaines volcaniques.

<i>Séquence-type d'après Sparks et Walker (1973)</i>	<i>Séquence-type après observations de terrain (2004) Faciès</i>	<i>Dynamique de l'écoulement (Interprétations)</i>
<p><b>Téphra de retombées pyroclastiques</b></p> <p><b>Dépôt de cendres fines : 3</b>  <b>Dépôt coulée de ponces : 2b</b>                      - granoclassement normal des lithiques et inverse des ponces                      - pipes</p> <p><b>Dépôt coulée de ponces : 2a</b>                      - granoclassement inverse des ponces et lithiques</p> <p><b>Déferlante pyroclastique :</b>                      - stratifiée                      - structure en dôme (dunes dissymétriques)</p>	<p><b>Téphras de retombées pyroclastiques :</b>                      - litage plan très continu                      - variation de la granulométrie</p> <p><b>Ignimbrite:</b>                      - niv. remaniement avec très forte lamination                      - grano-cl. inverse des ponces                      - massif                      - pipes, lapilli</p> <p><b>Ignimbrite (base) :</b>                      - grano-cl. inverse des ponces et lithiques                      - sauts hydrauliques</p> <p><b>Déferlante pyroclastique (40-70 cm):</b>                      - litage oblique                      - sommet lenticulaire (structure en dôme)</p>	<p>Décantation gravitaire Influence du vent</p> <p>Ségrégation des ponces par flottaison Écoulement gravitaire Fluidification gazeuse Phénomène d'élutriation Écoulement concentré Dépôt en masse</p> <p>Vitesse maximale</p> <p>Augmentation de l'intensité avant éruption Incorporation d'air au front Turbulence importante</p>

Tableau 2.2. 2: Comparaison entre les séquence-types établies par Sparks et Walker (1973) et cette étude.

Le Tableau 2.2. 2 montre que la séquence-type établie à partir des études faites dans le Bassin de La Paz, présente quelques caractéristiques faciologiques différentes à celles présentées par Sparks et Walker (1973).

Par exemple, la base de la séquence est caractérisée par des dépôts de déferlantes pyroclastiques (faciès 1, déferlante de fond) qui correspondent à des suspensions polydispersées faiblement concentrées de particules, de gaz et d'eau qui s'écoulent rapidement de manière turbulente (Cas et Wright, 1987 ; Wright *et al.*, 1980 ; Sigurdsson *et al.*, 1987 ; Valentine, 1987). Ce sont des nuages de forme annulaire qui se développent à la base des colonnes éruptives (Moore, 1967) et qui sont très semblables aux déferlantes « nucléaires » (Schneider, 1997). Elles peuvent être libérées à la base (déferlante de base) comme c'est le cas dans la région de La Paz et/ou au sommet (déferlante de nuage de cendres) d'un écoulement pyroclastique dense (Schneider, 1997). Ce sont les déferlantes pyroclastiques qui correspondent à des écoulements chauds et « secs » (Schneider, 1997). La surface de répartition des dépôts de déferlantes est beaucoup plus restreinte que celle des écoulements pyroclastiques denses en raison de leur volume plus réduit et de leur dispersion turbulente (perte rapide de leur capacité d'écoulement par « dilution » dans l'air (Kieffer, 1981 ; Wilson et Walker, 1982). Les dépôts sont peu épais (10 cm à 1,20 m), finement laminés et pauvres en particules fines. Ils ne sont jamais soudés du fait de leur faible température. Les dépôts associés aux explosions (blasts) sont généralement peu épais en raison de la forte dispersion du matériel au cours de l'écoulement (Fisher *et al.*, 1987). D'après Valentine (1987), l'énergie de l'écoulement provient à la fois de la gravité et de l'expansion des gaz présents dans la suspension. Le maintien des particules en suspension au cours du transport est assuré par une turbulence importante (Schneider, 1997). La fluidification gazeuse, si elle existe, ne joue qu'un rôle mineur (Valentine, 1987), et, de plus, à certains niveaux de l'écoulement. Dans le cas des déferlantes de fond, elle pourrait résulter de l'incorporation d'air au front des coulées de ponces (Wilson et Walker, 1982), mais il a également été suggéré que ces déferlantes pourraient se former par l'effondrement précoce de la colonne éruptive, la déferlante précédant alors la coulée de ponces (Fisher, 1979).

Au-dessus de ce premier faciès se trouve le faciès 2, ignimbrite riche en ponces et lithiques, le plus répandu dans notre zone d'étude. Il est caractérisé par la présence de lithiques et de ponces qui sont disposés d'une manière très précise. En effet, à la base du dépôt on observera un granoclassement inverse des ponces et de lithiques alors que le granoclassement sera normal pour les lithiques et inverse pour les ponces au sommet du dépôt. Les lithiques d'origine volcanique sont des laves à la texture microlitique contenus dans une matrice riche en cristaux de feldspaths, clinopyroxène et amphiboles. Leur composition varie suivant leur localisation : dans les zones proximales ce sera une composition de type andésite ou andésite basaltique avec des clinopyroxènes, de la magnétite

et des cristaux ferro-magnésiens, alors que dans les zones plus distales ce sera un nouveau faciès, le faciès 3, avec une composition trachytique ou porphyrique avec des plagioclases et de la hornblende. Ce dernier faciès, qui correspond à une ignimbrite riche en lapilli accrétonnés, est caractérisé par la présence de lapilli très concentrés vers le haut de la séquence. Ces lapilli accrétonnés se forment dans la colonne éruptive et sont liés à la mise en place d'une caldeira. Ils sont accompagnés d'une forte concentration de cristaux de biotite imbriqués, ici, vers l'Ouest. Ce nouveau faciès, lui, contient peu de lithiques et quelques ponces aplaties.

Toutes les caractéristiques des ignimbrites suggèrent un dépôt à haute température (> 550°C en milieu aérien où la nature de la mise en suspension est due au gaz très chaud associé à l'air) et elles peuvent conserver cette température élevée qui va favoriser la déformation plastique des éléments vitreux au cours de la compaction, voire leur soudure mutuelle pour donner des ignimbrites soudées après leur dépôt.

Les ignimbrites soudées (faciès 4) marquent la base de l'unité pyroclastique et sont caractérisées macroscopiquement par leur couleur (noire à rose-orangé), la présence d'un réseau de diaclases (joints) suggère l'existence d'une prismation d'origine thermique et la disposition des structures de compaction parallèlement au litage des dépôts. Ce phénomène de compaction peut s'accompagner également d'un écoulement secondaire, rhéomorphique, caractérisé par l'imbrication des fiamme (Ross et Smith, 1960 ; Schneider, 1998). Le problème posé par ce type de dépôt est de déterminer les conditions de formation de cette soudure. Les analyses microscopiques révèlent l'importance de cette déformation liée à la compaction sous haute température. Les lames minces que nous avons étudiées montrent une texture principalement faite par fusion de verre, déposé parallèlement au litage macroscopique du vitrophyre. La plus grande particularité de ces ignimbrites soudées est la quasi-absence de phénocristaux et la présence de sphérolites fibro-radiés issus de la recristallisation du verre. Cette texture sphérolitique est seulement observable au microscope et est présente uniquement à la base du vitrophyre.

La superposition d'ignimbrites, ainsi que la présence d'un vitrophyre, suggèrent la succession d'au moins deux épisodes explosifs dans un bref intervalle de temps, provenant soit d'une même source volcanique, soit de deux sources différentes.

<i>Séquence-type après observations de terrain (2004)</i> <i>Faciès</i>	<i>Dynamique de l'écoulement</i> <i>(interprétations)</i>
<b>Vitrophyre (tuf soudé) :</b> - rhéomorphisme - fiamme (indices de soudure) - joints - altération des ponces	Déformation plastique accompagnant la compaction Température élevée (> 550°C) Débit prismatique (orgues)

Tableau 2.2. 3: Caractéristiques principales d'un vitrophyre étudié dans la région d'Espiritu Santo au niveau de Punta Ballena.

### ii. *Corrélation des coupes stratigraphiques*

L'étude stratigraphique des coulées pyroclastiques de la région de La Paz a permis de mettre en évidence différentes séquences pyroclastiques caractérisant des épisodes éruptifs successifs (Figure 2.2. 10). On a ainsi pu différencier l'existence de cinq épisodes éruptifs qui ont marqué la région de La Paz. Chaque épisode contient donc une séquence pyroclastique et des caractéristiques particulières qui vont nous permettre d'établir une corrélation. L'étude faite dans cette même région par Hausback (1984) a mis en évidence l'existence de trois tufs qui ont été appelés : Tuf de San Juan caractéristique de la région de San Juan de la Costa, Tuf de La Paz et Tuf de Coromuel pour la partie Est.

Notre étude, complétée par une étude géophysique (ASM), va donc nous permettre de préciser pour chacun de ces tufs les séquences et les caractéristiques qui les différencient.

Nous avons mis en évidence l'existence de cinq épisodes qui sont : la première séquence pyroclastique, non étudiée par Hausback (1984), que l'on appellera E1 (premier épisode éruptif), E2 et E3 qui correspondent au Tuf de La Paz, E4 et E5 au Tuf de San Juan avec une différence à noter : E4 est appelé Tuf de Coromuel par Hausback pour la coupe de La Paz alors que nous avons retrouvé les mêmes caractéristiques dans notre coupe établie à l'Ile Espiritu Santo où la base du Tuf de San Juan correspondrait, elle au Tuf de Coromuel c'est-à-dire à E4. Cet épisode E4 a aussi été retrouvé sur la coupe de San Juan de la Costa (El Cajon de los Reyes).

Des modifications seront donc apportées à l'étude faciologique d'Hausback (1984) et ainsi une corrélation peut être faite entre les coupes stratigraphiques. La Figure 2.2. 11 montre donc ces corrélations après identification des différentes séquences pyroclastiques. On peut y voir la succession des différents épisodes éruptifs qui ont eu lieu dans la région de La Paz et remarquer pour autant que ces épisodes n'ont pas été enregistrés de la même

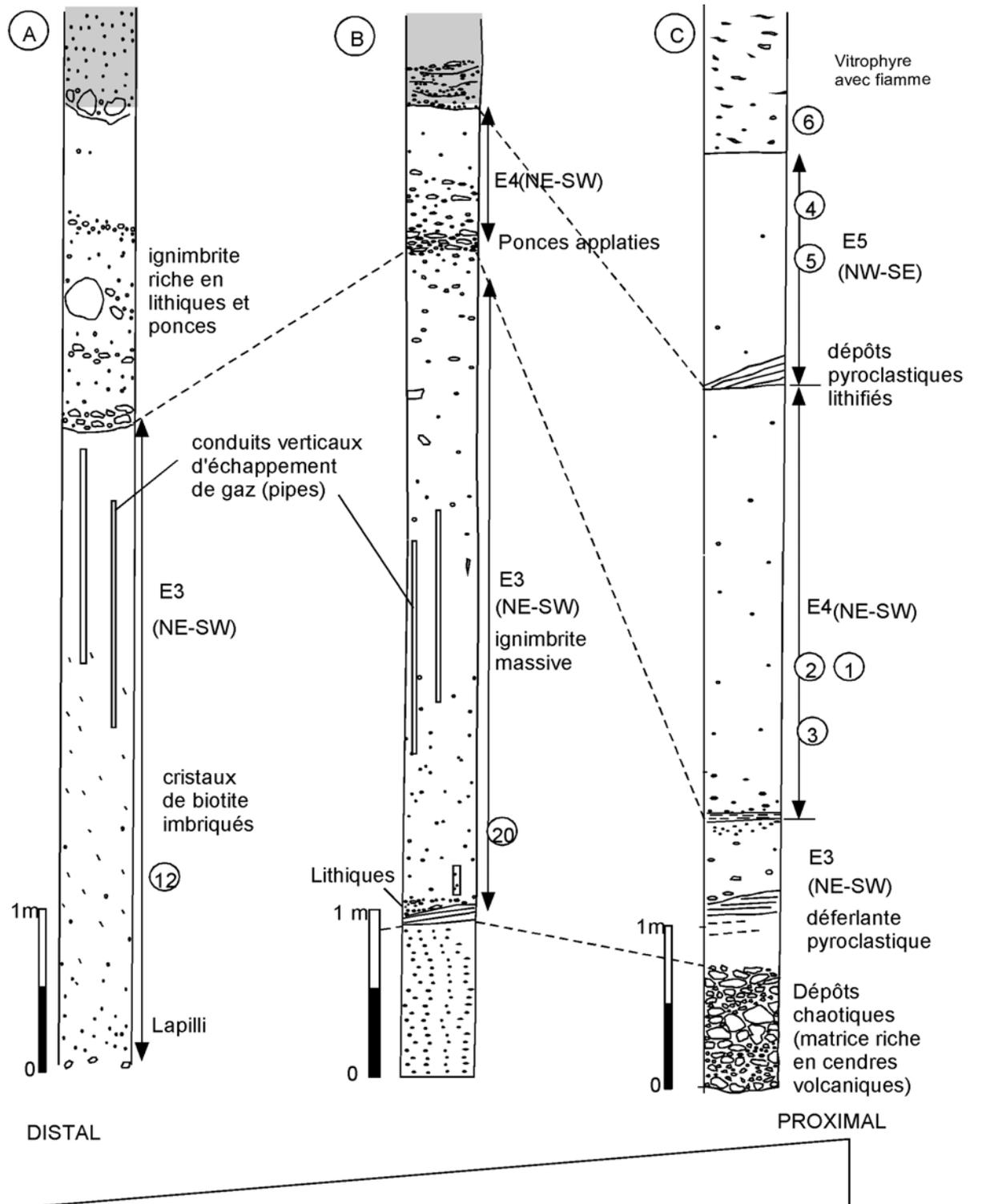
manière. Par exemple, la région de San Juan de la Costa et celle d'El Cajon montrent bien l'enregistrement chrono-stratigraphique de ces 5 épisodes montrant des variations d'épaisseurs qui traduisent les variations d'intensité de l'événement éruptif, alors qu'au niveau de l'île Espiritu Santo ces mêmes épisodes montrent des épaisseurs plus grandes.

*iii. Mécanismes d'écoulement et de dépôt*

La gravité est le moteur principal du déplacement des écoulements pyroclastiques denses qui est contrôlé par la topographie (Schneider, 1997). Ces coulées présentent une mobilité remarquable qui leur permet de passer des barrières topographiques de plusieurs centaines de mètres de dénivelé (Fisher *et al.*, 1993). Des mesures effectuées à la base de ces dépôts montrent une paléotopographie très accidentée, formée de horsts et grabens très bien marqués dans la région de El Cajon (voir chapitre 2, partie 4), formant un ensemble de blocs de quelques mètres à une centaine de mètres, pouvant être affectés par un phénomène de rotation (déterminée vers le Nord-Ouest) due à la mise en place d'un réseau de failles transversales au niveau de la marge californienne.

Au début de l'écoulement, la vitesse est maximale et de l'ordre de 100-300 m.s<sup>-1</sup> (Sparks *et al.*, 1978) et proportionnelle à la hauteur de la colonne éruptive. Puis elle décroît en fonction de la friction qui se produit à la base et dans la coulée (interactions grains-à-grains). Ainsi, pour une vitesse initiale de 310 m.s<sup>-1</sup> par exemple, une coulée aura encore une vitesse de l'ordre de 100 m.s<sup>-1</sup> à une distance de 60 km de la source (Sparks *et al.*, 1978).

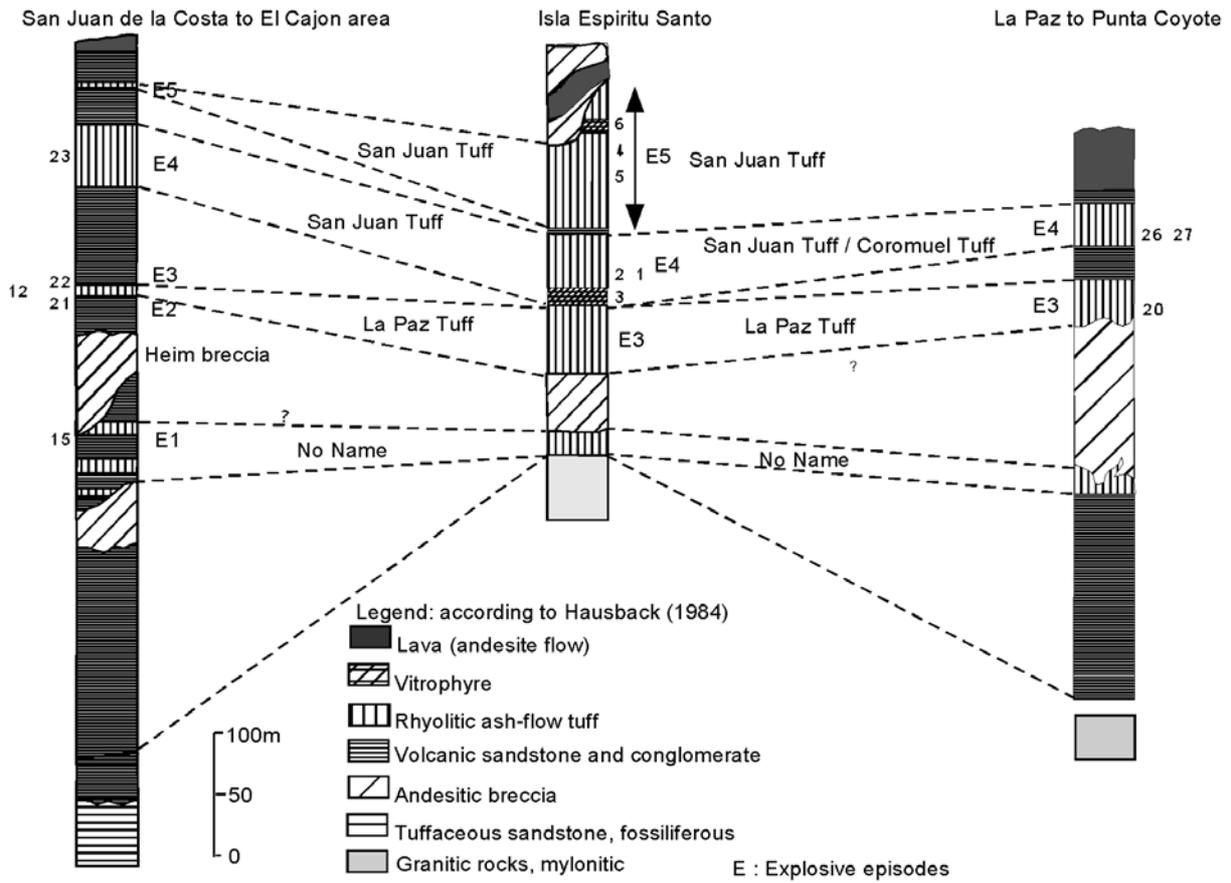
La turbulence ne semble pas être un mécanisme prépondérant dans le déplacement des coulées pyroclastiques denses. En revanche, la fluidification gazeuse observée fréquemment dans notre zone d'étude est un mécanisme possible pour le maintien en suspension des particules (Wilson, 1984). Par le mouvement ascendant des gaz interstitiels à travers la masse granulaire, les particules peuvent être momentanément séparées les unes des autres, et donc susceptibles de mouvements relatifs. Les gaz assurant la fluidification proviennent du dégazage du magma au cours de son ascension, d'une libération progressive au cours de l'écoulement de gaz magmatiques piégés dans les ponces (Sparks, 1979), ou encore d'une incorporation d'air au front de la coulée pendant son déplacement (Schneider, 1997). Les gaz se déplacent verticalement au cours de l'écoulement (Wilson, 1984) et peuvent être drainés par des conduits au sein de la masse granulaire.



Légende:

- |   |  |   |
|---|--|---|
| ⑥ Localisation des sites ASM  |  Pumices              |  Fiamme  |
|  Biotite imbriquée |  Dépôts sédimentaires |  Conduits verticaux d'échappement de gaz (pipes) |

Figure 2.2. 10: Corrélations stratigraphiques et mise en évidence des différents épisodes éruptifs.



Rhyolitic ash-flow tuff name (according to Hausback, 1984)	Explosive episode name	Principal direction (following AMS study)	Age (m.y.) (according to Hausback, 1984)
San Juan Tuff Coromuel Tuff	E5	NW-SE	
	E4	NE-SW/ NW-SE (paleotopographic changes)	19.8 bio 20.0 glass 18.0 plag
La Paz Tuff	E3	NE-SW	18.7 glass 20.6 glass
	E2	NW-SE	
(no named)	E1	NE-SW	21.0 bio 21.5 glass 21.2 bio

Figure 2.2. 11: Essai de corrélations des colonnes stratigraphiques étudiées par Hausback (1984), d'après notre étude et les datations bibliographiques réalisées par Hausback (1984).

Au niveau de ces conduits, les gaz entraînent les particules fines qui s'échappent pour former un nuage dilué qui s'épanche au-dessus de la coulée ; c'est le phénomène d'élutriation (Schneider, 1997). De même, la remontée des gaz induit une ségrégation des ponces par flottaison en raison de leur faible densité, et leur concentration vers le sommet de la coulée. D'après Sparks (1976), les phénomènes de fluidification supposent que les coulées sont peu expansées.

Les structures symptomatiques d'une fluidification gazeuse (conduits de dégazage, élutriation, niveaux enrichis en ponces vers le sommet des séquences de dépôt) peuvent également résulter de la décantation normale d'une suspension polydispersée concentrée (Druitt, 1995), ce qui pourrait être le cas des ignimbrites de la région de La Paz. D'autre part, l'absence de classement important des particules dans les dépôts de faible volume témoigne également du caractère concentré de l'écoulement et de son dépôt en masse, mais n'est pas forcément lié à un écoulement turbulent.

#### 2.3.3.2. Les nuées ardentes

Nous avons vu que ces dépôts se situaient dans une zone bien précise à proximité de l'île Espiritu Santo, au Nord de la ville de La Paz dans les régions de Tecolote et de Balandra. Les caractéristiques de ces dépôts ont montré des structures en dôme de coulées stratifiées, des clastes monolithologiques et des directions d'écoulement du Nord vers le Sud avec quelques variations certainement dues à la paléotopographie contrôlée par une activité tectonique (zone de cisaillement). Ces clastes sont finement pulvérisés par des explosions particulièrement violentes, comme le montre le paramètre granulométrique. Ce type de dépôts caractérise l'importante explosivité de l'éruption due à la richesse en gaz et à la viscosité du magma. Associés aux dépôts d'ignimbrites, ils pourraient aussi indiquer la proximité de cette source et la présence d'un relief topographique dans cette zone lors de la mise en place de ces dépôts.

Ils confirment bien la situation de notre région d'étude sur un talus volcanoclastique et donc à proximité de la source. La notion de talus volcanoclastique fut introduite par Menard (1959) pour les îles volcaniques océaniques et élargie aujourd'hui aux édifices volcaniques aériens ou entourant la caldéra centrale (Palmer et Walton, 1990 ; Waresback et Turbeville, 1990).

## 2.4. Etude des coulées de débris volcaniques : leurs processus et leur expression sédimentaire

### 2.4.1. Les avalanches de débris volcaniques

#### *i. Répartition des dépôts*

On rencontre d'importants volumes de brèches d'âge miocène de San Juan de la Costa à Las Animas et dans la région de El Cajon à 35 km au Nord de la ville de La Paz. Ces dépôts étaient interprétés comme résultant d'écoulements pyroclastiques ou de l'autobréchification de coulées de laves (Hausback, 1984). Cependant, notre étude a montré qu'une grande partie au moins de ces brèches correspond à des dépôts d'avalanches de débris.

La source volcanique, érodée, aurait été entaillée par des vallées radiales. Les bords de ces vallées qui constituent le paysage actuel de la région de La Paz, permettent l'observation des dépôts d'avalanches de débris sur toute leur épaisseur en certains endroits, ainsi que de leurs contacts inférieurs avec le substratum. L'âge relativement ancien des dépôts a permis une induration suffisante favorable à l'analyse des faciès en lames minces et à la détermination de leur fabrique interne par la recherche de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique. L'étude détaillée des dépôts d'avalanches de débris a été limitée au secteur Ouest-Sud-Ouest (région sud de San Juan de la Costa, lieu dit «Arroyo El Cajon », Figure 2.2. 3).

#### *ii. Résultats majeurs*

L'analyse des formations volcanoclastiques dans le secteur Ouest-Sud-Ouest de la région de La Paz a permis de mettre en évidence l'existence d'un grand dépôt d'avalanche de débris appelé aussi « Brèche de Heim », présentant des faciès différents. Nous avons choisi cette dénomination de « Brèche de Heim » en mémoire à Arnold Heim (1922) qui étudia la péninsule de Basse Californie au début du XXème siècle lors d'une expédition scientifique suisse, mais aussi en mémoire à Albert Heim (1932), qui avait beaucoup travaillé sur les avalanches de débris non volcaniques (= sturzstroms) avec Hsü en 1978. Cette série de brèches résulte d'un épisode d'effondrement d'une partie du cône central d'un édifice volcanique.

La brèche, qui peut atteindre une épaisseur de plus de 40 m est hétérolithologique. Les dépôts sont très mal classés. Les éléments sont anguleux, de taille plurimétrique, dispersés au sein d'une matrice fine dont les constituants ont un diamètre millimétrique à

infra-millimétrique, montrant souvent une fracturation interne intense à différentes échelles suivant une organisation de type « jig-saw » (Ui *et al.*, 1986, Schneider et Fisher, 1998). A la base, les dépôts sont souvent caractérisés par 1) la présence d'une fine couche arénitique à granoclassement inverse, par 2) une orientation préférentielle des clastes suivant des structures en rampes inclinées vers l'amont, ou encore par 3) une cataclase importante du substratum. La fabrique de certains dépôts étudiés est mieux organisée dans les domaines distaux ; elle se traduit par une imbrication fruste des éléments. Cette fabrique interne est étudiée plus en détail dans le sous-chapitre *iii* de ce chapitre 2.4.1.

Les éléments fragmentés et les mégaclastes ne sont pas abrasés. Une fabrique interne est bien visible au sommet de l'avalanche de débris dans l'arroyo El Cajon, caractérisée par une dispersion isotrope des matériaux granulaires suite à leur désintégration dynamique. En revanche, malgré leur aspect chaotique et la présence d'une fracturation très pénétrative, ces dépôts ont un aspect stratifié. Leur fabrique se caractérise par la présence de structures planaires préférentielles. La pseudo-stratification des dépôts est dominée par des structures planaires concordantes à la stratification originelle des matériaux sédimentaires transportés comme dans les dépôts d'avalanches de débris volcaniques étudiés dans le Cantal en France (Schneider et Fisher, 1998). Ces caractéristiques correspondront au faciès le plus répandu dans notre étude, appelé type A. La particularité de ce faciès est qu'il peut lui-même contenir d'autres types faciologiques. On peut ainsi dire que le faciès type A sera issu d'un mode de fragmentation général qui s'applique le plus souvent dans le cas de brèches d'avalanche de débris.

Nous avons pu observer trois autres types de faciès. Les brèches de type B (Figure 2.2. 12) qui sont massives, monogéniques, correspondent à des dépôts mal classés avec une matrice supportant des blocs de nature andésitique. Les clastes sont anguleux à subarrondis (10 à 50 cm de long) dans une matrice silteuse très compacte, de couleur grise à rouge. Les fragments de blocs sont très nombreux, centimétriques à inframillimétriques. La matrice est partiellement vitrifiée avec des phénocristaux de plagioclases, pyroxènes et quelques fragments de verre. Ce faciès se forme dans des zones restreintes qui peuvent atteindre 5 m de hauteur, entouré par la brèche de type A.

Les brèches de type C (Figure 2.2. 12) correspondent à des brèches litées, monogéniques à polygéniques. Les clastes sont fortement vésiculés plus ou moins denses, supportés par une matrice ponceuse, vitrifiée avec des phénocristaux de plagioclases (Annexes II, échantillon 50). Les caractéristiques de ce faciès seront expliqués dans le chapitre 2.6., où l'on montrera l'importance de la présence de ce faciès dans le cas de la

reconstitution chronologique entre l'activité magmatique et la sédimentation. La répartition de ce faciès reste aussi restreinte à des zones d'extension de 10 m de long. Cette brèche se trouve aussi entourée par la brèche de type A.

Le faciès de type D (Figure 2.2. 12) est constitué d'une brèche massive, mal triée, hétérogène et d'une matrice sableuse à silteuse. Ce faciès n'est visible seulement que dans la partie inférieure du dépôt d'avalanche de débris. Les clastes sont anguleux à sub-anguleux et de composition basaltique à andésitique. La matrice est faite de mélange de lithiques, de fragments de plagioclases et de ponces arrondies. Le type de fragmentation observée est le même que celui qui affecte le faciès de type A mais la concentration en particules fines est plus importante.

### *iii. Caractéristiques de la fabrique interne des dépôts*

Nous avons effectué cette étude de la fabrique interne des dépôts à l'aide de la dénomination établie par Schneider *et al.* (1999) sur des avalanches de débris non volcaniques de Flims (Suisse) qui présentent des structures planaires différentielles. Les surfaces d'un même type sont parallèles entre elles et non colmatées par des précipitations minérales postérieures (veines de calcite par exemple). On distingue par ordre d'importance décroissante :

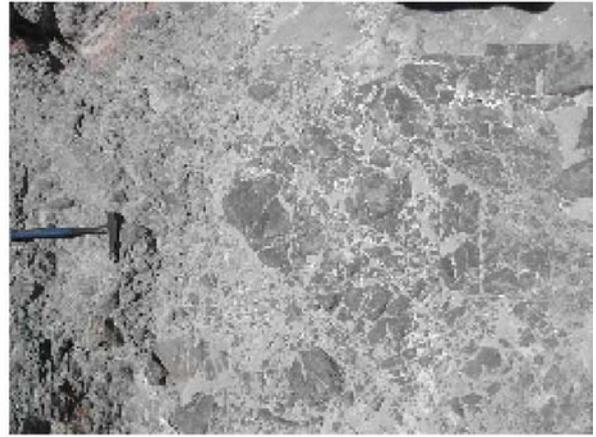
Des surfaces majeures (S1) très pénétratives et concordantes au litage sédimentaire qui délimitent des paquets de couches d'épaisseur décimétrique. Elles confèrent aux dépôts leur aspect globalement stratifié (Figure 2.2. 13).

Les matériaux situés entre les surfaces S1 présentent des fractures d'espacement décimétrique (S2). Elles ne recoupent pas les surfaces S1 et leur orientation relative est très oblique.

Cette structure interne est souvent reconnaissable dans les domaines proximaux et particulièrement dans l'axe médian des dépôts. Cette organisation disparaît distalement et latéralement pour céder progressivement la place à une brèche très déstructurée (Schneider *et al.*, 1999).



Brèche de type A



Brèche de type B



Brèche de type C

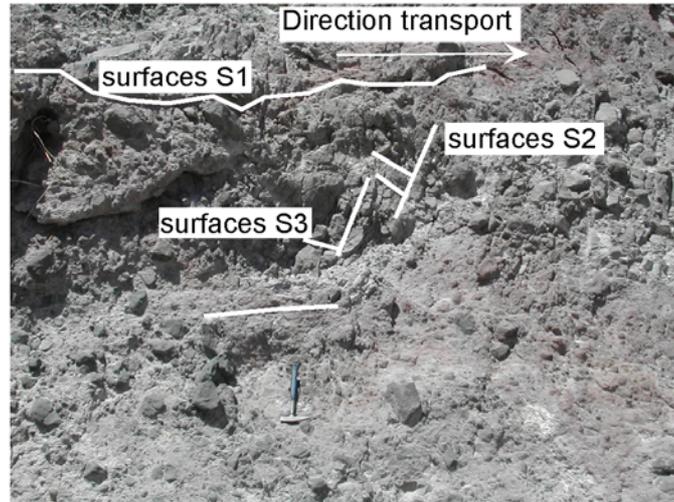


Brèche de type D

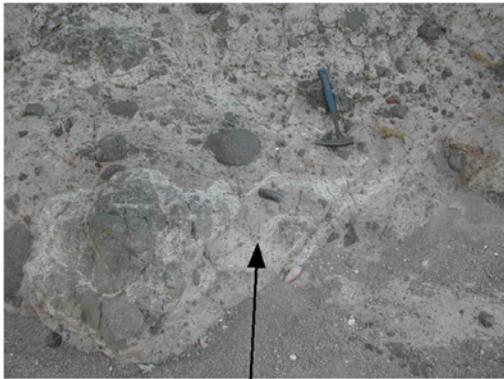


Figure 2.2. 12: Photographies des principaux types de brèche observés dans la région de El Cajon de los Reyes et de La Paz.

Structures planaires: fracturation type *jig-saw*



Autres types de fracturation



"zone d'ombre"



Désintégration dynamique anisotrope (évolution en dominos)



Désintégration de la base du claste par friction (*crushing*)



Explosion isotrope

Figure 2.2. 13: Caractéristiques de la fracturation interne des avalanches de débris du soubassement du bassin Alfonso – El Carrizal.

La fabrique originelle des matériaux de l'arroyo El Cajon semble fortement avoir influencé l'évolution de la fragmentation au cours du transport, et l'apparition des surfaces majeures de glissement intra-avalanche (surfaces S1) concordantes à la stratification. Distalement et latéralement, cependant, cette fabrique s'estompe pour laisser la place à des brèches chaotiques sans structures apparentes. Un confinement des dépôts dans une vallée profonde par exemple, aurait été favorable à la préservation de la fabrique interne des dépôts ce qui peut donc être directement étudiée sur le terrain. En effet, les dépôts ont échappé à un étalement important qui aurait conduit à leur totale déstructuration. De plus, les excellentes conditions d'affleurement dans les profonds arroyos résultant de l'érosion post-dépôt facilitent cette analyse.

Exemples de fracturation :

On peut observer dans les dépôts d'avalanches de débris des modes de fracturation très variés formant parfois des structures très marquées. Par exemple, la présence d'une zone d'ombre située en aval du claste imbriqué que la matrice va alimenter (Figure 2.2. 13) et a une forme fusiforme.

Un autre type de fracturation a été observé et est dit : « fracture à trois bandes ». Le claste est fracturé obliquement à son long axe formant ainsi des bandes parallèles obliques caractérisant le sens d'écoulement.

Le troisième type est lui dû à la friction du claste avec la matrice par déplacement qui a entraîné la désintégration de la base du claste. De tels processus de désintégration ont déjà été observés et décrits sur les dépôts d'avalanches de débris volcaniques du Cantal (Schneider et Fisher, 1999) et non volcaniques de Flims (Pollet et Schneider, 2004).

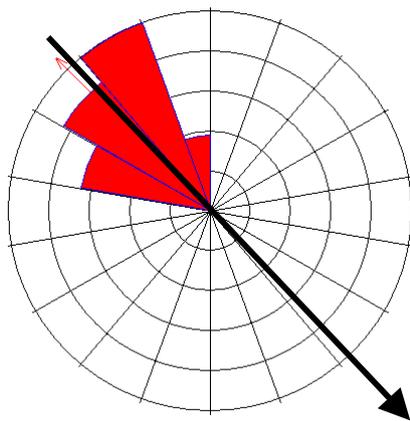
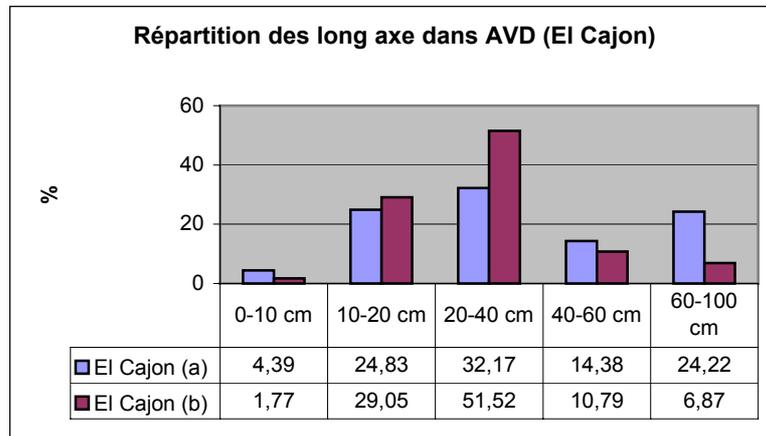
#### *iv. Imbrications des clastes*

Si l'on étudie les relations entre les différents clastes et mégaclastes, et la matrice des dépôts d'avalanche de débris, on peut y distinguer des indices de transport. Cependant, dans la région El Cajon ils ne sont pas toujours très nets.

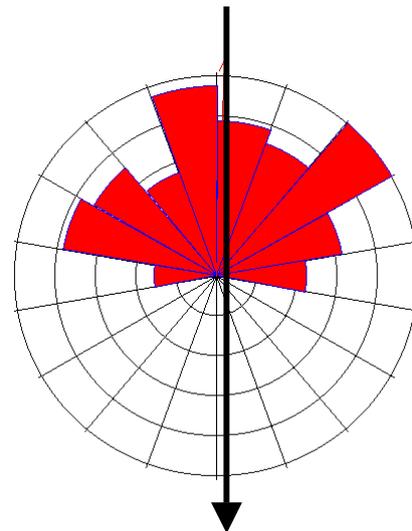
L'imbrication de clastes (Figure 2.2. 14) est seulement nette dans quelques parties les plus distales et même à leur base, mais n'est pas systématique. Dans ces parties distales, les clastes sont généralement sub-anguleux à sub-arrondis. Dans les parties proximales, l'imbrication est absente ou invisible macroscopiquement.

Des structures de rampes sont observées vers la base des dépôts. Elles sont caractérisées par un alignement préférentiel des clastes parallèles aux structures planaires. Les plans d'inclinaison sont généralement orientés vers l'amont, et par conséquent, ont la

même orientation que les imbrications des clastes. On a pu mesurer dans la région El Cajon (24°13'5'' N, 110°35'15'' W) des directions d'écoulement vers le SW (N125°, 48° E), avec des rampes qui sont inclinées de 48° vers le NE.



b.



c.

Figure 2.2. 14: a. Répartitions des longs axes des clastes dans l'avalanche de débris. Imbrications des clastes contenus dans l'avalanche de débris dans la région El Cajon ; b. : El Cajon (a) avec forte influence de la paléotopographie et c. : El Cajon (b) avec une direction majeure marquée.

## 2.4.2. Mécanismes de mise en place et de dépôt des avalanches de débris volcaniques

### *i. Interprétations*

Les dépôts étudiés ont une forme lobée dont leur surface possède une morphologie mamelonnée caractéristique (hummocks<sup>(1)</sup>, Schneider, 1997). Ces dômes correspondent en fait à des blocs de grande taille (décamétriques à hectométriques) isolés au sein de la matrice composée d'éléments plus fins (Glicken, 1991, Ui et Glicken, 1986). Les particules correspondent à l'ensemble des éléments déplacés au cours de l'avalanche (Glicken, 1991), les clastes sont des particules non fragmentés, alors que les blocs sont fracturés. Dans les dépôts d'avalanches de débris de la région de La Paz, les particules sont généralement intensément fracturées et les éléments sont séparés par des fentes ouvertes qui témoignent d'un phénomène de gonflement des particules au cours du transport, subissant un cisaillement interne (blocs *jig saw* Ui *et al.*, 1986). Il semble que ces éléments subissent un phénomène de gonflement isotrope qui s'accompagne d'une dispersion (= IDI ; Isotropic Dispersive Inflation) de particules qui se séparent du claste et qui, de ce fait, alimentent la matrice de l'avalanche (Schneider et Fisher, 1998). Dans ce cas, la fabrique interne est sub-isotropique et le déplacement des avalanches de débris est caractérisé par une dispersion isotrope des matériaux granulaires favorable à l'augmentation de leur dilatance et donc à une réduction de la friction interne (Figure 2.2. 16). Ce phénomène (IDI) est typique des dépôts d'avalanches de débris volcaniques dans un environnement non confiné (Pollet et Schneider, 2004). Un second type de fracturation des particules peut se faire en fonction de l'intensité des contraintes de déformation qui s'exercent pendant le transport, il s'agit alors d'une inflation anisotropique (ADI) en relation avec le mouvement en translation (Pollet et Schneider, 2004).

Les discontinuités reconnues dans les dépôts de l'avalanche de débris d'El Cajon peuvent être interprétées de la manière suivante. Les surfaces 1 correspondent très vraisemblablement aux surfaces majeures de glissement au sein de l'avalanche comme en témoigne l'importante cataclase liée à la friction (Figure 2.2. 16). C'est donc le long de ces surfaces majeures de glissement que va se produire la fracturation anisotrope (ADI) des particules. Les mouvements cisailants qui se produisent au niveau des surfaces 1 entraînent la formation de fentes de tension : ce sont les surfaces 2. Les clastes subissent postérieurement une rotation et un basculement au contact de ces dernières qui présentent

---

<sup>(1)</sup> terme d'origine japonaise signifiant « dôme ». Dans les avalanches de débris les hummocks correspondent à des blocs proéminents à la surface des dépôts.

toujours un pendage vers l'amont ; leur orientation matérialise les directions du transport vers le Nord-Est dans le cas de notre étude. La rotation des clastes entre ces surfaces 2 s'effectue suivant un modèle de dominos et est accommodée par le niveau cataclasé des surfaces 1. Des surfaces 3 pourraient se former en réponse aux cisaillements inverses provoqués par le glissement-basculé progressif des éléments au niveau des surfaces 2. Leurs orientations, cependant relativement dispersées, suggèrent des mouvements complexes au niveau des surfaces 2.

*ii. Mécanismes de mise en place*

Les données obtenues par l'étude de la fabrique de l'avalanche de débris d'El Cajon entraînent un certain nombre de remarques :

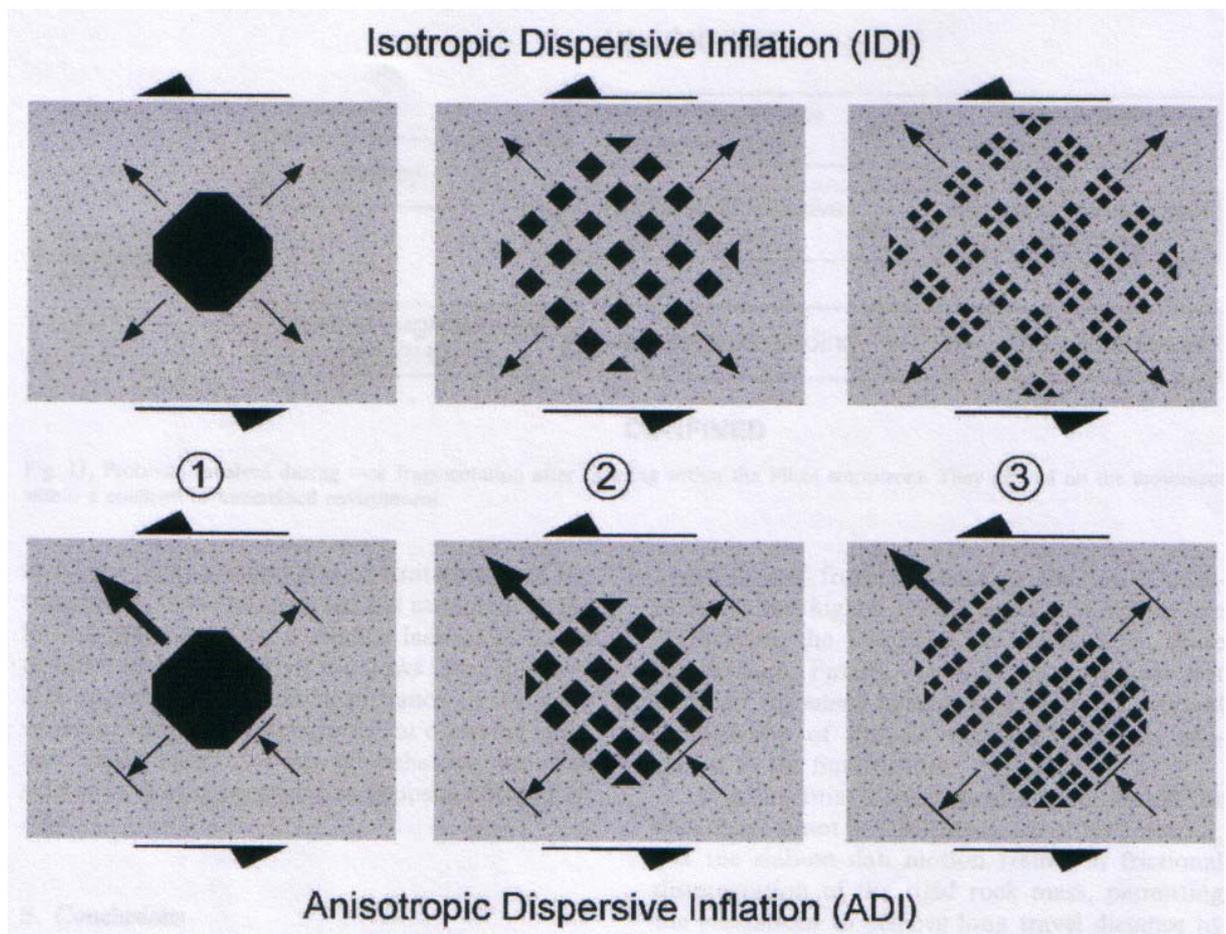


Figure 2.2. 15 : Modèles de fracturation décrivant les processus de dispersion des particules lors de la mise en place des dépôts d'avalanches de débris volcaniques (d'après Pollet et Schneider, 2004).

L'étude de la fabrique interne des dépôts, nous permet d'utiliser un modèle où le mode de déplacement de l'avalanche de débris est dominé par les mouvements couche-sur-couche comme le suggère la concordance des surfaces 1 à la stratification originelle des matériaux transportés. Ce litage induit une forte anisotropie planaire favorable à l'apparition des surfaces 1 (Schneider et Fisher, 1998). Les mouvements couche-sur-couche entraînent une cataclase importante au niveau des surfaces 1, un étirement du paquet de couches compris entre deux surfaces 1 consécutives, l'apparition des autres familles de fractures (les surfaces 2 qui matérialisent les directions de transport après la rotation des sous-blocs qu'elles limitent ; les surfaces 3 résultant des cisaillements au niveau des surfaces 2) et l'étalement général de la masse de l'avalanche de débris. L'ensemble de ces processus est favorable à une augmentation de la dilatance de la masse granulaire en mouvement et donc à une réduction notable de la friction interne (Schneider et Fisher, 1998) accompagnée d'une inflation dispersive (Pollet et Schneider, 2004).

L'importante fracturation qui affecte les matériaux semble être contemporaine du transport et est appelée fragmentation syn-transport. En effet, les discontinuités reconnues dans les dépôts possèdent des relations géométriques mutuelles différentes de celles reconnues dans les formations en place (stratification et diaclases) ; l'essentiel des surfaces 2 et 3 ne semble pas correspondre à d'anciennes diaclases réorientées au cours du déplacement de l'avalanche de débris. La présence de blocs rigides, « blindés » par un treillis de veines calcitiques et fracturés, confirme la contemporanéité de la fracturation observée et du déplacement de la masse (Schneider et Fisher, 1998). La participation de fluides aux phénomènes de fragmentation n'est pas à exclure.

Le comportement de la masse granulaire, mis à part les cataclastites des surfaces 1 et les glissements entre éléments au niveau des surfaces 2, peut être traduit par les clastes qui ne subissent que peu d'interactions mutuelles comme en témoigne leur forme peu abrasée. De nombreux modèles théoriques des mécanismes de transport des avalanches de débris se fondent sur d'importantes interactions grains-à-grains (Hsü, 1975) qui jouent un rôle prépondérant dans la fluidification de la masse granulaire (Shaller et Smith-Shaller, 1996). De telles interactions, si elles impliquent un comportement turbulent, devraient conduire à une déstructuration totale de la fabrique, or tous les dépôts d'avalanches de débris étudiés dans la région El Cajon possèdent une caractéristique remarquable : la succession stratigraphique est conservée dans les dépôts. Le matériel clastique n'est donc pas mélangé au cours du transport. Fineberg (1997) émet l'hypothèse que la pseudo-stratification des dépôts d'avalanches de débris résulte d'une ségrégation granulométrique au sein

d'écoulements granulaires. A El Cajon, cependant, la stratification reconnue est liée au mode de fragmentation syn-transport et est héritée du litage sédimentaire des matériaux transportés. On peut donc dire que le comportement rhéologique de l'avalanche de débris est globalement non turbulent dans les domaines où la fabrique est préservée, sauf au niveau des surfaces 1 où la friction domine. Cette friction peut alors agir comme un frein entraînant le broyage (*crushing*) des particules à la base de l'avalanche de débris comme dans l'exemple du sturzstrom de Flims en Suisse (Pollet et Schneider, 2004).

Le confinement de l'avalanche dans des vallées comme dans les régions de San Juan de la Costa et El Cajon, a facilité la préservation de la structure interne antérieure à la totale désolidarisation reconnue dans les domaines distaux où l'étalement est maximum, reconnaissable grâce aux faciès D. Ainsi, la fabrique reconnue résulte très vraisemblablement de l'évolution de l'avalanche de débris à un stade précoce de son déplacement et d'une paléotopographie sous forme de horsts et de grabens dans cette région.

La mobilité importante des avalanches de débris résulte donc d'importantes interactions liées à des pressions dispersives qui favorisent la dilatance c'est-à-dire l'augmentation de volume du matériel granulaire sous l'effet d'un cisaillement (Schneider, 1997). Ces interactions favoriseraient une fracturation partielle des clastes au cours du transport. Le dépôt se fait en masse par disparition de la dilatance qui maintenait les particules en suspension.

#### 2.4.3. Analyse des surfaces basales des dépôts d'avalanches de débris

Il est très important d'étudier les limites inférieures des dépôts d'avalanche de débris afin de mieux comprendre leur mécanisme de mise en place. Il peut exister plusieurs types de contact en relation avec la nature du substratum sur lequel l'avalanche de débris est déposée et la paléotopographie contrôlée par la tectonique. On peut aussi observer un contact plus diffus qui correspond à une interaction entre le sédiment et le dépôt volcanoclastique et un bon exemple des séquences volcano-sédimentaires.

##### 2.4.3.1. Cas des filons clastiques

On peut observer des filons clastiques de matériel boueux injecté dans la partie inférieure des dépôts d'avalanche de débris dans l'arroyo d'El Cajon, à l'Ouest de la ville de La Paz. La base des dépôts visible sur de longues distances présente des injections verticales à sub-verticales, de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur, et pouvant atteindre 10 m de long.

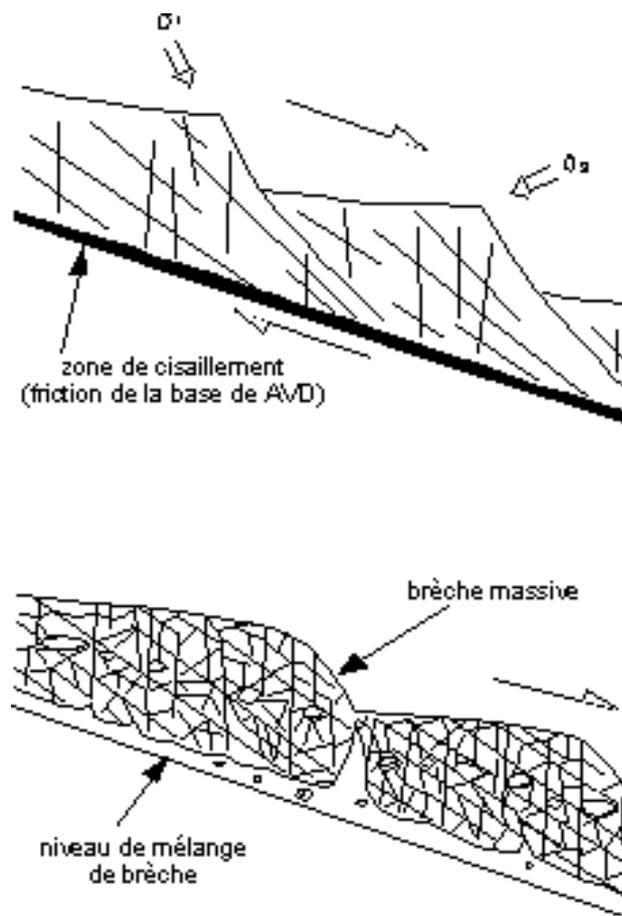


Figure 2.2. 16: Modèles de mécanismes de mise en place d'un dépôt d'avalanche de débris (en haut) fracturation en mégablocs avec formation d'un niveau cataclastique (en bas) où le comportement devient turbulent dû à la dilatation, d'après Reubi et Hernandez (2000), modifié.

Le matériel injecté contient des clastes d'une dizaine de centimètres de long, des cristaux, et des ponces, intercalés dans une matrice indurée. Les filons ne sont pas toujours marqués par le cisaillement ou la fracturation, mais nous indiquent l'existence d'une ouverture permettant l'injection de matériel boueux au moment de la mise en place de l'avalanche de débris (Schneider et Fisher, 1998), leur base étant toujours reliée au substratum. Ils sont donc les témoins d'un jeu en extension comme c'est le cas dans l'arroyo El Cajon, où l'on peut observer un filon fracturé par un jeu dextre. En général, le filon peut prendre la même orientation que les fentes de tension S2 qui traduisent une fracturation de l'ADV (avalanche de débris volcaniques) pendant le déplacement, permettant donc la formation de filons clastiques.

L'étude des directions des filons montre une orientation préférentielle est-ouest résultant d'un jeu extensif nord-sud. Cette direction nous renseigne aussi sur le sens d'écoulement des dépôts d'avalanches de débris volcaniques mais reste sous le contrôle de la tectonique qui a affecté à cette époque la région, formant des horsts et des grabens permettant le confinement des écoulements dans des vallées profondes.

Les filons indiquent qu'un niveau saturé en eau était présent à la base du glissement en divers endroits. Des cas similaires ont été décrits en Californie, dans le glissement de terrain de Blackhawk, d'après Johnson (1978), et dans les dépôts d'avalanches de débris volcaniques d'Arequipa au Pérou par Legros *et al.* (2000).

La base de l'avalanche de débris n'est pas toujours très nette, comme c'est le cas dans cet exemple. Un autre type de contact très contourné montre alors un changement de granularité se traduisant par une différenciation de trois ensembles : ADV / semelle / zone de mélange (base ADV). Ces ensembles sont organisés sous forme de lentilles et sont dus à la mise en place de l'avalanche dans un paléo-chenal. La semelle est composée de matériaux volcanoclastiques de très petite taille (4 à 10 cm), environ 30 %, et d'une matrice composée de particules volcanoclastiques.

Nous avons vu qu'au cours du transport il n'y avait pas de mélange au sein de l'avalanche de débris alors qu'une zone de mélange est toutefois observée à la base de celle-ci. En effet, au niveau du contact ADV/ sédiment on peut observer d'importantes interactions grains à grains jouant un rôle dans la fluidification de la base granulaire de l'ADV. Le pourcentage de matrice est supérieur à celui des clastes qui sont beaucoup plus dispersés. Ces types de faciès se rencontrent généralement dans les zones plus distales où les dépôts d'avalanche de débris sont chenalisés.

#### 2.4.3.2. Cas de la pseudotachylite

##### *i. Répartition*

De nombreuses études montrent que les pseudotachylites ont été formées par friction fusionnelle le long de failles profondes (Maddock 1986 ; Spray 1995) ou de failles superficielles (Spray, 1997) dont un déplacement ( $\sim 3$  km) des compartiments adjacents à grande vitesse estimé à  $\sim 50$  m.s<sup>-1</sup> comme le cas du glissement de Koefels qui a eu lieu dans les Alpes autrichiennes il y a 8.7 ka (Erismann *et al.*, 1977). Ces failles dites aussi « superfailles » (Spray, 1997) sont reconnues dans trois mécanismes différents : les glissements de terrains ou avalanche de débris à grande vitesse de déplacement comme les exemples de

glissements de Langtang (Scott et Drever, 1953 ; Masch *et al.*, 1985) et Köfels (Erismann et al., 1977), l'affaissement du cratère de l'impact d'une météorite comme le cas étudié à Chicxulub au Mexique (Pilkington *et al.*, 1994), et la formation d'une caldeira dans quel cas les fracturations sont nombreuses et concentriques (Scandone, 1990 ; Hallinan et Brown, 1995). Aucune étude n'a montré encore la présence de pseudotachylite le long de ce type de failles. Il n'y a actuellement que trois avalanches de débris qui ont été décrites avec la présence de pseudotachylite à leur base (Masch *et al.* 1985 ; Spray 1997, et Legros *et al.* 2000).

L'étude des dépôts d'avalanche de débris à San Juan de la Costa, au lieu dit « El Cajon », a montré la présence d'une surface vitrifiée basale, noire : une pseudotachylite. Ce nouveau contact va peut être pouvoir nous permettre de répondre à deux questions fondamentales au sujet des glissements de terrains ou avalanches de débris :

- Comprendre le fonctionnement des glissements de terrain : lors de leur dépôt ?
- Comment et quand (où) l'énergie est dissipée au moment du dépôt ?

## *ii. Description*

L'analyse de cette surface régulière de direction N100° montre un pendage moyen de 48°N. Témoins d'une formation à très haute température ( $T=700^{\circ}\text{C}$ ), des traces de linéation N0° à N30° ont été observées à l'affleurement. Une variation d'épaisseur de 3 à 10 cm, et la présence de stries horizontales sur cette surface noire indiquent un cisaillement par friction et une direction locale d'écoulement plastique (fluage) marquée par la présence de plis en fourreau qui affectent cette pseudotachylite sur toute son épaisseur. Cette pseudotachylite se présente donc sous forme de veine discontinue (variations d'épaisseur), à nature obsidienne (cassure lisse) montrant une veine centrale très fondue limitée par des niveaux plus fins plissés.

Le contact local peut être observé le long de l'affleurement de l'arroyo, sur environ 20 m. D'après Wenk et Weiss (1982), il peut caractériser un déplacement ne dépassant pas 1 à 2 m pouvant être dû à des vitesses de déplacement d'environ  $10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  (Sibson, 1975). Les contacts entre les veines de pseudotachylite et le substratum peuvent être fragmentés formant des écailles obliques (N120°, 78°N) qui traduisent une forte contrainte de déformation. Des injections de veines fines de pseudotachylite dans l'avalanche de débris ont également été observées. Ces injections, contrairement au reste du dépôt montrent des limites très contournées pouvant emprisonner des morceaux du dépôt de la base de l'avalanche ou du substratum (Figure 2.2. 17). Une zone de cisaillement est caractérisée par la formation de plis

anisopaques appelés aussi plis en fourreau dont l'orientation moyenne des axes des plis est de N60° à N120° pour un pendage moyen du plan axial de 50°NE, traduisant donc un écoulement de cette partie de l'avalanche de débris vers l'Est (Figure 2.2. 17). On peut ainsi individualiser une bande de cisaillement simple hétérogène, où l'intensité de la déformation augmente des bords vers la zone médiane. Cette disposition pourra nous permettre d'indiquer la direction du plan de cisaillement et de matérialiser la déformation par des ellipsoïdes de déformation (voir l'étude géophysique sur l'anisotropie de la susceptibilité magnétique).

Etudes microscopiques (Figure 2.2. 18 et Annexes II):

Des analyses au microscope permettent de caractériser la structure interne de cette surface, sa composition de fragments de cristaux, et de mettre en place la relation entre l'existence de cette surface vitreuse et de son substratum ainsi que celle avec l'avalanche de débris (par exemple des échanges de matériel lors de la friction).

Les observations microscopiques en lumière polarisée non analysée (LPNA) montrent une couche fracturée en forme de treillis incolore à jaune pâle. De nombreuses veines sont injectées dans la matrice de la brèche ce qui entraîne la fracturation de la roche. Elles sont toutes orientées vers le haut de l'échantillon pouvant donner des informations sur le sens de l'écoulement. L'étude en lumière polarisée analysée montre elle, l'existence de zones symétriques avec une zone centrale plus foncée, grise, longitudinale où la forme des cristaux n'est pas bien définie (zone très fondue visible sur la Figure 2.2. 18 photographie de gauche). L'orientation de ces cristaux de quartz semble y être symétrique et disposée en « fer de lance ». De part et d'autre de cette zone, une autre couche plus claire et plus fine montre la présence de cristaux aux contours mieux conservés, mais demeure assez floue du fait de la fracturation. Les cristaux anguleux à sub-anguleux (> 64 µm) ont une texture fibro-cristalline et sont entourés par une matrice isotrope qui montre des couleurs gris à noir en LPNA disposés en bande, pauvre en phénocristaux de plagioclase. Les fragments de la matrice de la pseudotachylite sont concentrés dans les parties centrales des veines. Des microstructures de déformation cisailante sont observées, elles se situent préférentiellement au niveau de l'axe de la couche centrale et montrent des lentilles de cisaillement qui contiennent de petits fragments de cristaux de pyroxène. La partie externe de cette dernière couche montre une microstructure plissée observable également à l'œil nu et qui traduit un écoulement plastique. La composition microscopique de cette surface vitrifiée montre donc une incorporation de matériel provenant du substratum et de l'avalanche de débris dans la pseudotachylite.

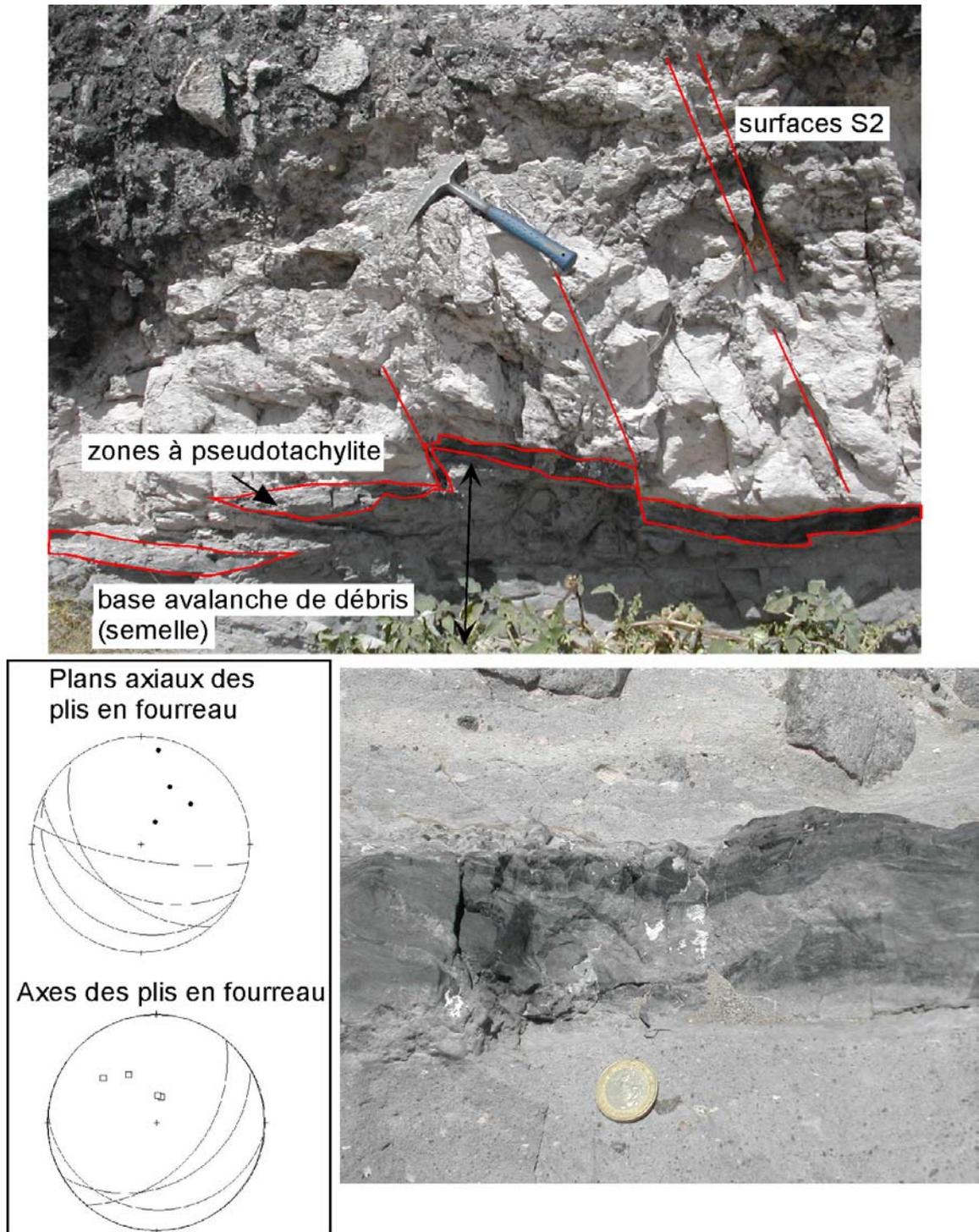


Figure 2.2. 17: Projection stéréographique en hémisphère inférieur des axes et des plans axiaux des plis anisopaques mesurés dans la pseudotachylite.

Nous pouvons par contre remarquer, contrairement aux observations faites dans d'autres cas d'études, comme par exemple au Pérou dans les dépôts volcaniques de la région d'Arequipa (Legros *et al.*, 2000), que dans notre cas, la présence de pseudotachylite est à la

base d'un dépôt d'avalanche de moins de 100 m d'épaisseur. Il faut toutefois rappeler qu'une partie non négligeable de l'avalanche de débris a pu être érodée. L'épaisseur des dépôts ne serait donc pas dans ce cas la seule variable importante au contrôle de formation de pseudotachylite à leur base. Il faut tenir compte de la différence d'altitude entre la source de l'avalanche de débris et celle de la zone de dépôt. Les avalanches de débris sont très mobiles comme en témoigne la valeur anormalement faible du rapport entre la hauteur de chute  $H$  et la distance horizontale  $L$  parcourue par le dépôt qui a une valeur généralement inférieure à 0,2 (Shaller, 1991). Ce rapport  $H/L$  est aussi appelé coefficient apparent de friction interne (Heim, 1922). De plus, comme dans le cas de Köfels (Erismann et al., 1977), la pseudotachylite se serait formée au niveau d'une deuxième surface de glissement, située à quelques centimètres (10 à 15 cm) de la base du dépôt, certainement formée lors de l'arrêt de l'avalanche par effets de friction d'origine inertielle (Schneider et Fisher, 1998). Comme nous pouvons le remarquer sur les logs en Figure 2.2. 19, la position de la pseudotachylite varie et n'est pas toujours située à la base du dépôt d'avalanche de débris. Elle est souvent accompagnée d'un niveau riche en boue pouvant se situer soit juste à la base (semelle), soit au-dessus de celle-ci. Dans le cas de cette pseudotachylite, on pourrait également penser à l'infiltration d'un fluide riche en boue à la base du dépôt d'AVD utilisé alors comme lubrifiant et facilitant peut être l'injection et la formation de la pseudotachylite. Les processus de formation de pseudotachylite dans ce cas restent incompris.

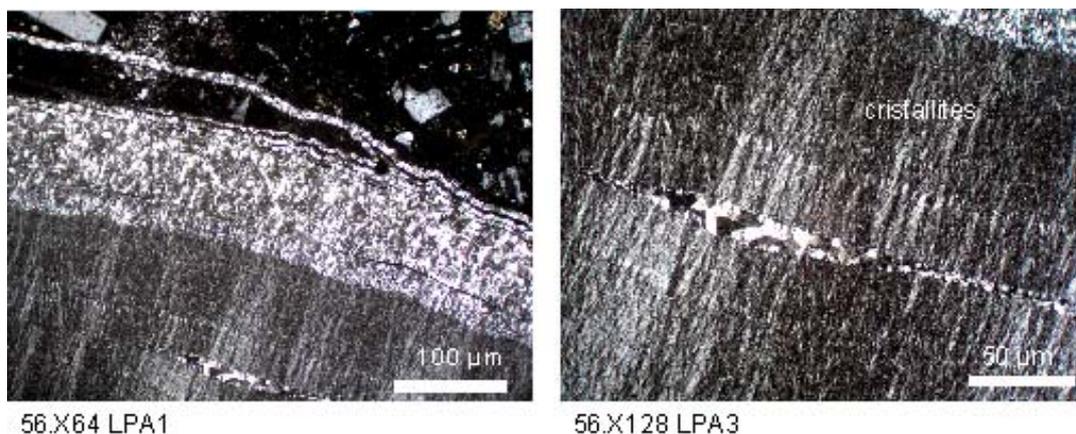


Figure 2.2. 18: Etude microscopique de pseudotachylite située à la base d'un dépôt d'avalanche de débris de la région de El Cajon (N 24° 12' 15'' - W 110° 36' 16'').

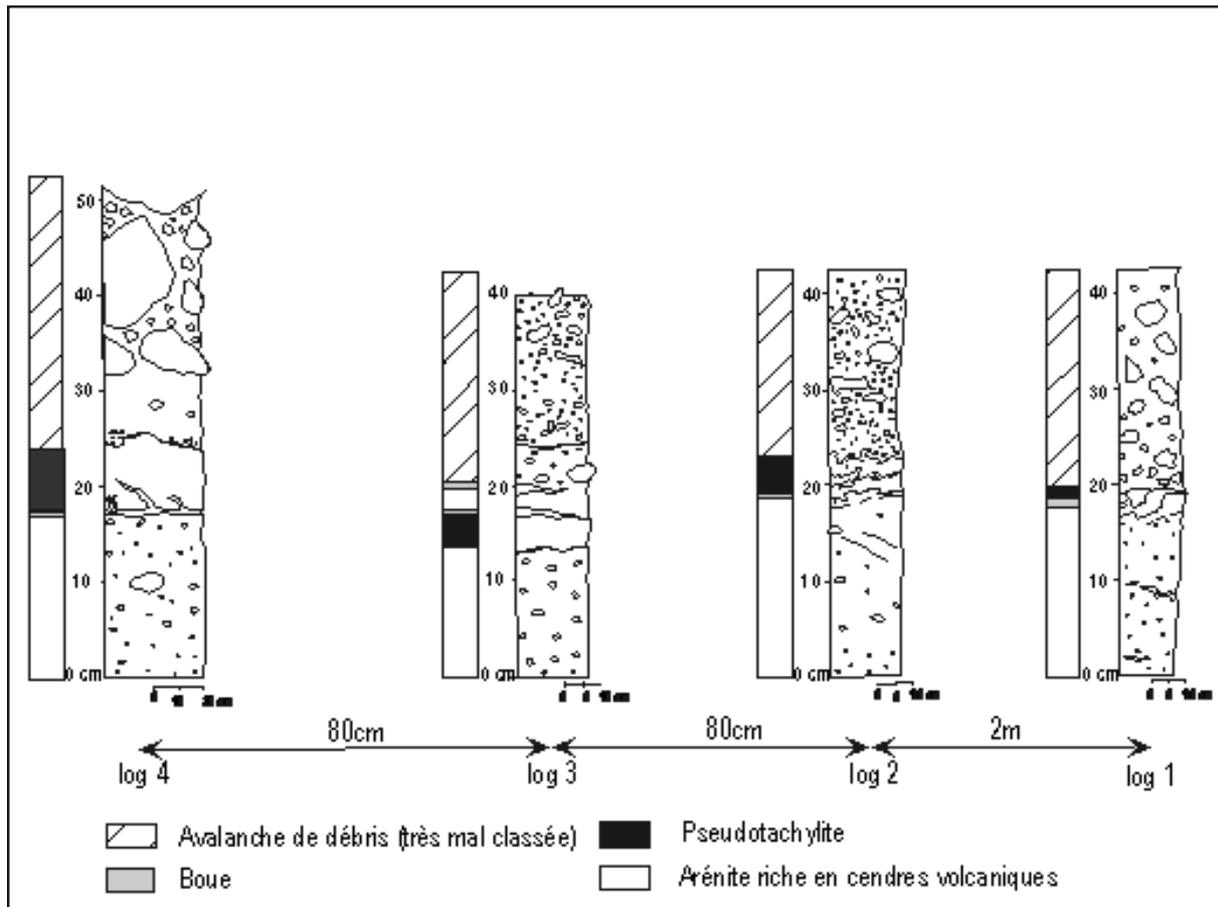


Figure 2.2. 19 : Etude stratigraphique de la base d'un dépôt d'avalanche de débris de la région de El Cajon (voir localisation des coupes sur la Figure 2.2. 3).

#### 2.4.3.3. Mécanismes de mise en place et de dépôt de la pseudotachylite

##### *i. Zones à pseudotachylite*

D'après Techmer *et al.* (1992), les limites des zones à pseudotachylite sont des plans de failles majeures le long desquels les fusions par frottement ont lieu. La densité des plans de faille et des veines augmentant avec l'intensité de la déformation, va engendrer la formation de nouvelles structures appelées structures « pull-apart » (Techmer *et al.*, 1992 ; Figure 2.2. 20). Ces structures typiques des zones de cisaillement, dont la taille peut varier, se forment entre deux failles majeures. On peut observer ces zones de cisaillement à l'intérieur de la semelle et à la base du dépôt d'avalanche de débris de El Cajon (Figure 2.2. 17). On a donc des structures de petite taille entre 0,01-0,1 m d'épaisseur qui évoluent comme des lentilles le long de plans de faille, résultant d'une fracturation hydraulique de la roche due à

de fortes contraintes réduites (Weber, 1980). La taille des structures 'pull-apart' va varier suivant l'intensité de la déformation (Techmer *et al.*, 1992).

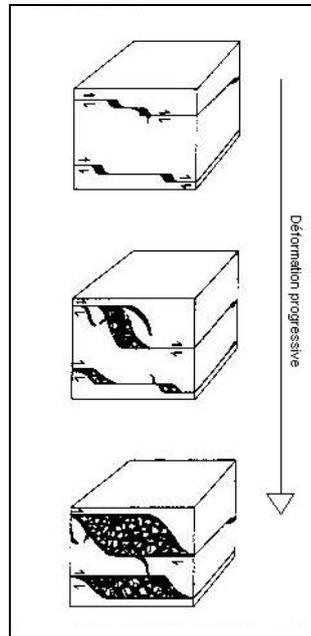


Figure 2.2. 20 : Blocs diagrammes schématiques de la formation de la pseudotachylite et de la formation de brèches. Les filons riches en brèches peuvent se développer et être le résultat de la formation de structures « pull-apart » entre des plans de failles majeures (d'après Techmer *et al.*, 1992, modifié).

### ii. Modèles de mise en place

Les modèles de mise en place de cette surface vitreuse sont les suivants :

Un premier modèle de blocage en masse du glissement de terrain (ou en *masse freezing*) où la première hypothèse pour expliquer ce modèle serait que le dépôt s'effectue comme une masse unique (Legros *et al.*, 2000). Il n'y a pas de dépôt avant le blocage de l'avalanche, la formation des zones à pseudotachylite serait donc plus tardive. On rencontre alors des clastes encastrés au sommet de la surface vitreuse (Annexes II, échantillon 56, grossissement X320). Cette première hypothèse est due à la fluidification de la masse granulaire. La présence d'eau s'impose dans ce modèle, ce qui est caractérisé par la présence de filons clastiques et donc par un blocage des particules.

La seconde hypothèse serait que les particules ne sont pas bloquées dans la matrice (Bagnold, 1954 ; Campbell, 1989 ; Straub, 1996). On a un écoulement granulaire rapide dans lequel la base est constituée par une faible concentration de grains en collision contre le

substratum. On a une absence de dépôt pendant le transport, et la fusion peut être augmentée si une grande partie de l'énergie dissipée a été concentrée à la base de l'avalanche de débris au moment du dépôt. L'existence d'un flux turbulent peut expliquer l'absence de dépôt, la dissipation de l'énergie cinétique dans une grande partie du corps de l'écoulement et une diffusion au niveau de la tête du flux. Cependant, on observe la préservation de la stratification initiale dans la plus grande partie des écoulements.

Le second modèle par aggradation verticale progressive : le dépôt s'effectue par section verticale instantanée où la « queue » du dépôt serait déposée alors que la partie frontale est toujours en mouvement (Legros *et al.*, 2000). La formation à la base de la pseudotachylite s'effectuerait par le front érosif de l'avalanche pour être ensuite très rapidement enfoui par les dépôts qui s'aggradent progressivement. Ceci expliquerait donc la présence d'une couche n'excédant pas plus d'une dizaine de centimètres de pseudotachylite à la base. Cette absence peut être aussi expliquée par un modèle rhéologique dans lequel l'énergie est rapidement dissipée à la base de la masse en mouvement (Legros *et al.*, 2000). L'énergie cinétique se transforme alors en une autre énergie (vibrationnelle) jusqu'à la tête de l'avalanche où elle sera transformée dans le reste de l'écoulement ou en dehors de celui-ci.

### *iii. Conclusions*

La pseudotachylite est donc le résultat d'une friction basale pendant la mise en place de l'avalanche de débris. Elle caractérise la dissipation d'une partie négligeable d'énergie totale libérée par l'avalanche de débris. L'absence d'une pseudotachylite épaisse indique que la dissipation d'énergie pendant le transport n'a pas lieu essentiellement dans la base étroite, à moins que la base de l'avalanche en mouvement change de place et s'élève stratigraphiquement vers le haut avec le temps, dû au dépôt continu à sa base (ce qui expliquerait l'existence de pseudotachylite à quelques centimètres (10 à 20 cm) au-dessous de la base du dépôt) ou bien que l'énergie dissipée peut être transportée en dehors du niveau basal avant d'être converti dans la tête de l'écoulement et ainsi entraîner la formation de pseudotachylite dans le substrat.

## 2.5. Cas de la pépérite

A l'origine, le terme « peperino » était utilisé par Scrope (1827) pour décrire des roches clastiques provenant d'Auvergne, région centrale de France, et qui comprend des mélanges de calcaires lacustres et de basaltes ressemblant à des grains de poivre (Skilling et

al, 2002). Ce terme « pépérite » est maintenant utilisé pour les roches clastiques comprenant des composants ignés et sédimentaires, qui étaient formées par des processus intrusifs ou le long de contacts de coulées de laves ou de dépôts volcanoclastiques chauds et de sédiments. Leur genèse fut considérée comme due à l'arrivée de laves brûlantes dans des bancs calcaires lacustres avec pulvérisation des laves et dégagement gazeux provoquant un brassage de l'ensemble. On l'explique aussi ainsi : dans la partie superficielle d'une cheminée volcanique des laves basaltiques mises au contact d'eaux souterraines subissent des explosions successives ; les laves sont émiettées et brassées avec des roches sédimentaires arrachées aux parois (Foucault et Raoult, 1995). Le mélange obtenu se consolide dans la cheminée en donnant des pépérites massives et grossières, litées ou non ; il est aussi en partie projeté à l'extérieur en donnant des couches pépéritiques pouvant alterner avec des lits de cendres très fréquents dans cette région ou de lapilli (observés dans la région El Cajon).

L'utilisation du terme « pépérite » n'est pas très claire dans la littérature scientifique mais une définition plus précise a été proposée par White *et al.* (2000) qui ont repris la définition antérieure établie par Brooks *et al.* (1982) puis a été complétée par Skilling *et al.* (2002).

Le terme de « pépérite » est donc un *terme génétique appliqué à une roche formée in situ essentiellement par désintégration de magma intrusif et mélangé aux sédiments encaissants, consolidés ou non* (White *et al.*, 2000). La pépérite est aussi importante dans la reconstruction paléoenvironnementale et la chronologie relative parce que sa présence démontre une contemporanéité du magmatisme et de la sédimentation (Skilling *et al.*, 2002) mais aussi une proximité de la source (White *et al.*, 2000).

#### 2.5.1. Répartition et caractéristiques

L'étude stratigraphique établie dans la région de Boca El Sauzoso a montré aussi la présence de pépérite dans la région de El Cajon et les régions de San Juan de la Costa et de La Paz (Figure 2.2. 21). Son étude est très importante pour la compréhension de l'interaction eau-magma et des risques hydrovolcaniques explosifs.

La morphologie des clastes dans ces dépôts varie, mais deux grands types peuvent être définis : un premier du type gros blocs avec les mêmes caractéristiques que celles des AVD c'est-à-dire des éléments sub-anguleux de taille plurimétrique, tabulaires, mais cependant moins dispersés dans la matrice et montrant une fracturation interne de type « jigsaw ». Des éléments plus petits, centimétriques (entre 8 et qq mm), à surface curviplanaire sont appelés hyaloclastes. Ils se situent préférentiellement à la base des blocs et viennent

donc se mélanger avec les dépôts rhyolitiques. Ils sont riches en phénocristaux de plagioclases subautomorphes et contiennent aussi quelques cristaux de biotite, olivine et pyroxène. La matrice quant à elle montre une texture microlitique fluidale dessinant une structure planaire caractéristique de la fluidité de la lave. Cette morphologie fluidale ou globuleuse est dite de type « fluidal » (Skillling *et al.*, 2002). La combinaison de ces deux types de morphologie est très commune dans ce type de dépôt.

Dans la zone de mélange avec le sédiment, la morphologie des clastes devient plus fortement vésiculeuse. L'étude montre cette intrusion basaltique formant un dépôt de plus de 5 à 8 m d'épaisseur dont la base est très érosive et qui indique un échange de matériaux important entre la coulée basaltique et un sédiment meuble. La morphologie de ce type de dépôt montre une irrégularité des contours pouvant se terminer sous forme de lobes (d'une dizaine de mètres de long) comme c'est le cas dans l'affleurement étudié de Boca El Sauzoso. Il est très fréquent de rencontrer des intrusions syn-volcaniques dans des séquences sédimentaires marines peu profondes (White and Busby-Spera, 1987 ; Kano, 1991 ; Squire and McPhie, 2002). En effet, on peut observer la présence de fines structures de type « pipes » (filons composés de sédiments sous-jacents de quelques mm à quelques dm de long) dans la pépérite qui pourraient impliquer un sédiment non consolidé lors de l'intrusion. Aucune trace de stratification n'a été observée dans ces niveaux de mélange. En revanche les clastes juvéniles de cette pépérite peuvent parfois se trouver dans ces intrusions.

#### 2.5.2. Processus de formation

La formation de pépérite implique une désintégration ou une fragmentation du magma pour donner des clastes juvéniles et le mélange de ces clastes avec un sédiment encaissant gorgé d'eau (Figure 2.2. 21). La fragmentation hydroclastique et le mélange sont certainement simultanés, mais quelques clastes, en particuliers ceux générés par des processus tels que l'auto-fragmentation de brèches pendant l'intrusion, peuvent se mélanger avec les sédiments adjacents (Skillling *et al.*, 2002). Ce mélange est favorisé lorsque la densité et la viscosité du magma sont similaires (Zimanowski et Büttner, 2002). Les mécanismes les plus importants pour permettre ce mélange sont : la fluidification du sédiment qui implique la formation de structures du type « pipe » comme des conduits d'échappement de fluide (Busby-Spera et White, 1987), et les fragmentations thermiques qui ont lieu le long de contacts intrusifs pendant la phase de mélange et plus fréquemment pendant le début de l'intrusion du magma (Skillling *et al.*, 2002). La texture de la pépérite peut être déterminée par un important facteur qui est la teneur en éléments volatiles du

magma avant et pendant le mélange (en fonction des pressions de confinement), et de ce fait cela expliquerait la forte variation de teneur en clastes vésiculés (Skilling *et al.*, 2002).

La présence de pépérite dans cette région pourrait donc soit s'expliquer par la géométrie du bassin sédimentaire qui se présente comme une dépression fermée par des horsts et qui jouerait le rôle d'un piège pour les nappes aquifères soit par une mise en place dans un contexte sous-marin. Cette disposition est très favorable au dynamisme phréatomagmatique certainement déclenché par une activité volcano-tectonique (sismique) en profondeur, des explosions locales générées par des secousses provenant de la source ou résultant de l'effondrement de la partie supérieure du cône volcanique. Les explosions sont probablement plus fréquentes le long des contacts intrusifs, mais peuvent aussi avoir lieu pendant le mélange, d'où l'intérêt de ces dépôts particuliers pour l'interprétation de la proximité de l'édifice volcanique et du caractère bimodal du volcanisme associé à l'arc volcanique.

### 2.5.3. Mécanismes de mise en place et de dépôt de pépérite

La mise en place de pépérite s'effectue par intrusion de magma soit le long de contacts (Kano, 1989) soit en recoupant les dépôts volcanoclastiques (au niveau d'une caldéra). La formation de pépérite inclut la désintégration ou la fragmentation du magma formant ainsi des clastes juvéniles qui vont se mélanger avec les dépôts encaissants (Skilling *et al.*, 2002). Ce mélange s'effectue par « *fluidification* » des dépôts pendant la formation de pépérite qui va entraîner la destruction de la texture des dépôts (Kokelaar, 1982 ; Kano, 1989 ; Skilling *et al.*, 2002). La mobilité des dépôts volcanoclastiques encaissants pendant la formation de pépérite peut être marquée par la présence de fractures remplies de sédiment provenant du mélange ou la présence de structures de type « *pipe-like* » dans les pépérites (Kokelaar, 1982 ; Busby-Spera et White, 1987). D'autres études ont montré qu'il pouvait aussi se produire des explosions hydromagmatiques pendant la formation de pépérite (Busby-Spera et White, 1987 ; Dadd et Van Wagoner, 2002) dans les domaines où les clastes juvéniles sont très dispersés avec les sédiments encaissants. Ces explosions sont aussi fréquentes le long de contacts intrusifs et principalement au début de l'intrusion magmatique (Skilling *et al.*, 2002).

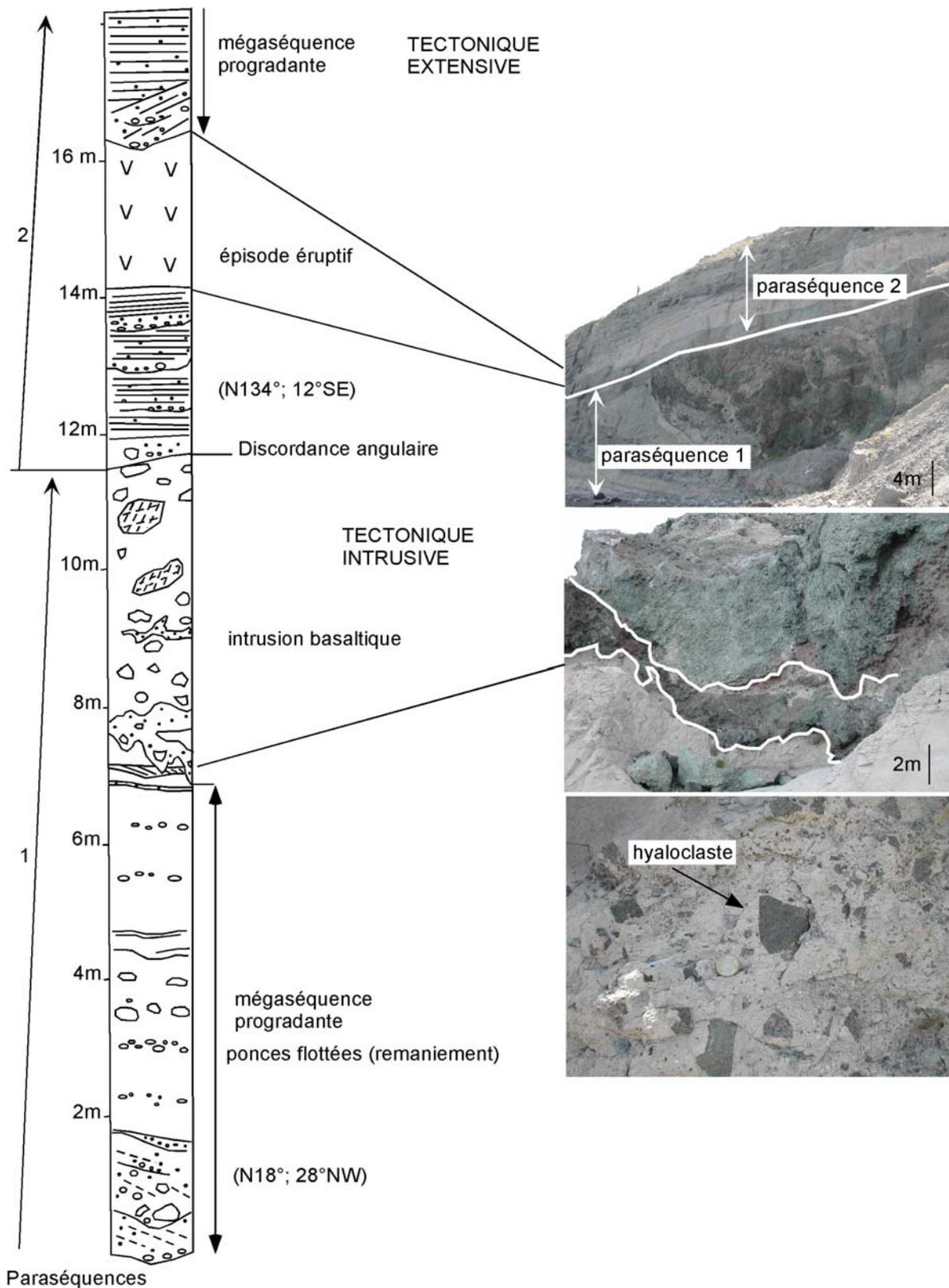


Figure 2.2. 21: Séquence volcano-sédimentaire étudiée (coupe 14) dans la région de Boca El Sauzoso. Notons un changement de direction d'écoulement des séquences fluvio-lagunaires de la formation Comondú qui se situent à la base et au sommet de la brèche tectonique. Le

contact souligné à l'aspect très contourné sur la deuxième photo est la preuve d'un mélange avec des sédiments gorgés d'eau.

## 2.6. Conclusions

### 2.6.1. Associations des faciès et corrélations stratigraphiques

Les dépôts de la séquence S2, étudiés à travers les coupes stratigraphiques dans le soubassement du bassin Alfonso – El Carrizal, ont permis la réalisation de séquences théoriques caractéristiques d'environnements continentaux volcaniques. Cette étude permet de mieux comprendre l'ensemble des phénomènes volcanoclastiques qui ont eu lieu dans la région de La Paz au Miocène.

L'activité volcanique s'enregistre principalement de manière directe dans la sédimentation, particulièrement dans les domaines proches des édifices volcaniques comme c'est le cas dans la région étudiée. Dans le cas où les processus de remaniement des dépôts volcanoclastiques se produiraient sous l'effet de la gravité comme les coulées de boue et les avalanches de débris, les dépôts ne sont pas l'expression directe du volcanisme mais peuvent en être une conséquence immédiate.

Les faciès volcanoclastiques s'organisent et s'associent suivant leur distance à la source (Schneider, 1998). Grâce aux études réalisées nous avons pu voir que les dépôts pyroclastiques situés à l'est de la ville de La Paz étaient beaucoup plus épais en particulier les ignimbrites (37,5 m pour le tuf de La Paz, E3 et 108 m pour le tuf de San Juan, E4), parfois soudés, que ceux situés à l'ouest de la ville comme dans la région de San Juan de la Costa (15 m pour le tuf de La Paz, E3 et 50 m pour le tuf de San Juan, E4). Ces dépôts peuvent donc former d'épaisses séries qui renseigneront de la répartition géographique, et donc de la proximité de la source. Nous serions donc proche du domaine central. Il s'agit vraisemblablement de faciès de remplissages de vallées comme en témoigne leur localisation géographique et leur fabrique magnétique qui indique leur écoulement radial autour du cœur du volcan.

Ces dépôts pyroclastiques peuvent encore former d'épaisses accumulations non soudées comme les dépôts étudiés dans la région de La Paz. Les faciès sont alors associés à des dépôts de retombées mais également à des accumulations de matériaux volcanoclastiques remaniés par des processus fluviaux et à des dépôts conglomératiques de coulées boueuses.

Ces derniers indiquent l'existence d'un relief à proximité de la source. On serait dans le domaine médian (plus distal).

Le domaine distal, le plus éloigné de la source est caractérisé par des matériaux remaniés comme les dépôts de fan delta rencontré dans les arroyos El Cajon et Boca Sauzoso qui renferment des ponces plus ou moins arrondies par l'abrasion au cours de leur remaniement.

On constate alors que les dépôts volcanoclastiques contribuent à la formation d'un vaste talus volcanoclastique de géométrie aréolaire (Schneider, 1998) qui s'étale autour du cœur du volcan. La notion de talus volcanoclastique est aujourd'hui élargie aux édifices volcaniques aériens (Schneider, 1998). Dans ce cas, le talus correspond à la plaine alluviale au pied du cône ou entourant la caldeira centrale (Palmer et Walton, 1990 ; Waresback et Turbeville, 1990). Lors des phases explosives, l'accumulation rapide des matériaux volcanoclastiques conduit à la croissance du talus volcanoclastique par accrétion verticale et latérale. En revanche, au cours des périodes inter- et post-éruptives, les matériaux volcanoclastiques déposés sont remobilisés par les agents atmosphériques et la gravité puis resédimentés au niveau d'un bassin sédimentaire que l'on appelle bassin volcano-sédimentaire. Comme c'est le cas dans l'ensemble de la région ouest d'El Cajon avec les dépôts d'avalanches de débris, très répandus. De même, pendant ces périodes, il y a une érosion dans les domaines proximaux du talus qui s'accompagne d'un étalement des matériaux vers le domaine distal. Cette nouvelle surface d'érosion sépare la paraséquence 1 de la paraséquence 2, qui constituent la séquence S2. C'est pourquoi nous pouvons retrouver dans les formations volcanoclastiques du talus une alternance de faciès qui témoignent des épisodes éruptifs et des phases d'érosion et de remaniement. On pourrait donc penser que la structure volcano-sédimentaire dans cette région résulterait d'une succession de phases de croissance et de destruction d'un cône central, voire de plusieurs. La dynamique des talus volcanoclastiques dépend du contexte dans lequel ils se développent (Schneider, 1998). En effet, la formation d'une caldeira montre des talus qui sont principalement le siège de volumineux dépôts pyroclastiques (ignimbrites) dont le pouvoir de conservation peut être excellent (Schneider, 1998) comme c'est le cas dans la région de La Paz.

### 2.6.2. Modèles de remplissage du bassin d'avant-arc du Miocène

Nous avons donc vu grâce aux études stratigraphiques et microscopiques que l'Oligocène supérieur (29,3 – 23,3 Ma) était caractérisé dans la région de San Juan de la Costa par des dépôts typiques d'un environnement littoral marin (séquence S1) traduisant cependant un soulèvement graduel. Vers 22 Ma (Miocène inférieur), les dépôts marins sont synchrones de grès fluviatiles (systèmes anastomosés) et éoliens (dunes) qui constituent la base de la séquence S2 (paraséquence 1) dans la région de La Paz (Figure 2.2. 22). Le socle à la surface de faible relief présente cependant des inselbergs très fréquents de composition granitique (comme celui trouvé à l'est de la ville de La Paz). Ce paysage sera donc celui d'une bordure continentale constituée principalement de cônes deltaïques sous influence marine avec un passage latéral de type lagunaire bordé de dunes.

Le paysage du Miocène inférieur à moyen (23,5 – 12 Ma) varie en fonction des processus de sédimentation contrôlés par l'activité tectonique très active. Dû au jeu de fracturation (interaction de la plaque Pacifique / Nord Amérique) normal et transformant, un complexe volcanique naît (en relation avec l'extension continentale) et le début de dépôts volcaniques puis volcanoclastiques modélisent l'ensemble du paysage (dépôt de la séquence S2), remplissant les vallées, détruisant une grande partie des dépôts éoliens du Miocène inférieur comme c'est le cas dans la région de San Juan de la Costa où de gros blocs ont été arrachés puis déformés (déformation élastique) et comblant les lagunes. La paraséquence 1 varie d'épaisseur, de 0 à 200 m, est séparée de la paraséquence 2 (300 m d'épaisseur) par une surface de discontinuité (voir sur Figure 2.2. 21) qui caractérise l'arrêt d'une tectonique transformante intracontinentale. Débute alors la phase d'extension ENE. Ce nouveau paysage est donc celui d'un environnement d'arc volcanique (voir Figure 2.2. 22).

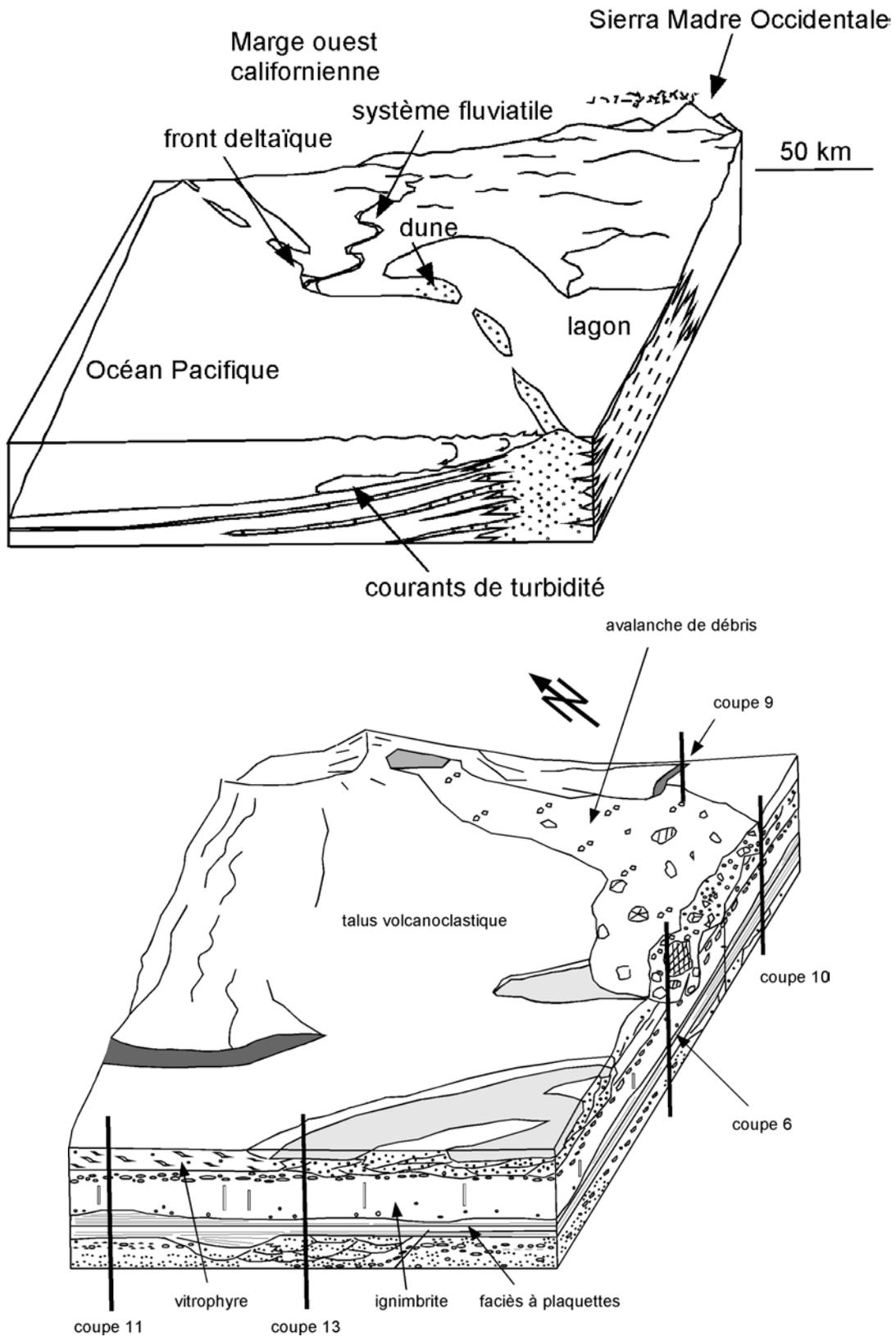


Figure 2.2. 22: Reconstitution de la marge au cours du Miocène inférieur (en haut) et remplissage du socle du bassin avant-arc volcano-sédimentaire au Miocène moyen pendant la formation de la caldeira (mise en place des dépôts éruptifs, en bas, pas d'échelle).



### **CHAPITRE 3 : EXEMPLE D'UN BASSIN D'OUVERTURE : LE BASSIN ALFONSO - EL CARRIZAL**

#### 3.1. Morphologie du Golfe

Le Golfe de Californie est limité à l'Ouest par la Péninsule de Basse Californie qui le sépare de l'Océan Pacifique, et limité à l'est par la plaine côtière de Sonora et du Sinaloa (Figure 2.3. 1). Il forme ainsi une mer semi-ouverte de 1 100 km de long et de 150 à 180 km de large dans sa partie nord et de 200 à 350 km de large dans sa partie sud (Nava-Sanchez *et al.*, 2001). Il communique seulement avec l'Océan Pacifique à son extrémité sud formant une embouchure d'environ 350 km de large. Sa limite nord est fermée et contrôlée par la Province des « Transverse Ranges » de la Californie du Sud (Allison, 1964) et reçoit les sédiments du continent américain par le delta du Rio Colorado. Le Golfe de Californie est un exemple actuel de rift intra-continental en phase de transition vers la phase d'accrétion océanique (Rusnak *et al.*, 1964 ; Henyey et Bischoff, 1973 ; Nava-Sanchez *et al.*, 2001 ; Miranda-Avilés, 2002).

La portion Nord du Golfe est peu profonde (< 200 m), avec par exemple le bassin Delfin (Oskin and Stock, 2003), en raison de son remplissage par les sédiments du delta du Rio Colorado. La région centrale et sud est, caractérisée par des bassins plus profonds, comme le bassin de Guaymas, avec 2 000 m de profondeur, les bassins Carmen et Farallon, avec 2 000 à 3 000 m, et le bassin de Pescadero, qui est le plus profond dans la région sud avec 3 500 m de profondeur (Figure 2.3. 1). Au cours des dix dernières années, certains bassins ont été étudiés, tels que le Bassin de Guaymas (Barron *et al.*, 2003 ; Pike et Kemp, 1999) et le Bassin de Santa Rosalia (Miranda-Avilés, 1995 et 2002 ; Ochoa-Landín *et al.*, 2000 ; Holt *et al.*, 2000).

Les marges du Golfe de Californie sont dissymétriques, en effet, la marge est est formée de plates-formes avec une faible pente où se développent les fans deltas formés par les sédiments apportés par les rivières de la plaine de Sonora, alors que la marge ouest présente des pentes plus importantes (plus de 40°) et des plates-formes étroites ou tout simplement n'en présente pas (Nava-Sanchez *et al.*, 2001). La marge ouest a été décrite par Nava-Sanchez *et al.*, (2001) et appelée « Baja Peninsular Borderland », par analogie avec le « California Continental Borderland » d'Emery (1960); elle a une topographie et une bathymétrie irrégulières et des caractéristiques sédimentologiques semblables (présence de sédiments anoxiques) à celles du « California Continental Borderland » décrit par Gorsline et Teng (1989).

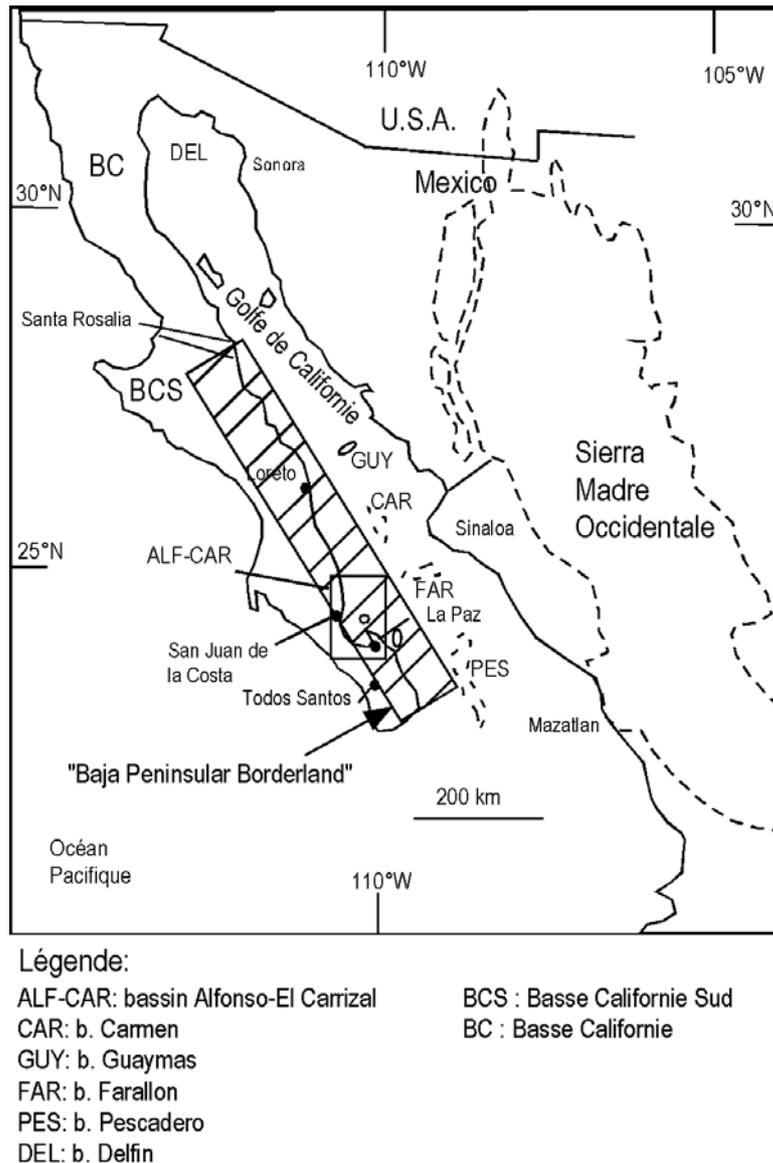


Figure 2.3. 1: Localisation du Golfe de Californie. Le rectangle noir correspond à la situation géographique du bassin Alfonso –El Carrizal, BCS, Basse Californie Sud ; et BC, Basse Californie.

### 3.2. Cadre géographique : localisation du secteur d'étude

La zone d'étude est localisée au sud-ouest de la marge du Golfe de Californie, de la latitude 24°45'N dans la région de Punta Coyote au Nord, à la latitude 24°05'N dans la région de Rancho La Palma au Sud. Le bassin Alfonso-El Carrizal se situe dans la Baie de La Paz et comprend une bordure ouest linéaire formée par un relief très accidenté délimité par la Sierra Las Tarabillas au Nord et la Sierra La Giganta (ou Sierra de San Juan de la Costa) au Sud. Cette bordure Ouest forme la marge est de la Péninsule de Basse Californie. La limite sud du bassin est formée par les failles La Paz et El Carrizal. La marge est du bassin

comprend la Sierra Las Cruces au Sud et le nord de l'île Espiritu Santo avec le bassin Los Lobos. Ce bassin est large de 70 km pour 120 km de long. La région littorale du Golfe est contrôlée par un climat aride, désertique, chaud, avec une température moyenne annuelle de 22°C (avec des températures en été voisines de 41°C). Les précipitations annuelles, qui sont issues de tempêtes tropicales l'été et d'ouragans, atteignent les 300 mm dans la partie sud et moins de 100 mm dans la partie nord. Les marées moyennes qui affectent les côtes de la péninsule dans cette zone d'étude sont de 1,5 m ; ce qui engendre de forts courants de marée dans les baies étroites, entre les îles et la côte péninsulaire (Roden, 1964).

### 3.3. Histoire géologique

L'évolution du Golfe de Californie est donc le résultat de l'interaction entre la plaque Pacifique et la plaque Nord-Amérique à partir du Cénozoïque. Pendant la première phase de distension, des grabens et demi-grabens se sont formés et quelques-uns ont évolué en bassins sédimentaires, exondés par la suite et dont certaines parties affleurent actuellement dans la péninsule de Californie. De nombreux auteurs ont admis que la phase syn-rift ou Proto-Golfe de Californie a fonctionné de -12 à environ -5,5 Ma (Karig et Jansky, 1972 ; Hausback, 1984 ; Stock et Hodges, 1989 ; Lonsdale, 1989). Cependant, les travaux effectués dans la partie Nord du Golfe de Californie par Oskin et Stock (2003) remettent en question cette notion, en particulier après de nouvelles datations radiométriques dans le sud-ouest de l'île Tiburon qui rajeunissent considérablement l'âge des dépôts liés à cette phase Proto-Golfe.

La transition entre la phase Proto-Golfe et la phase transition- rifting- accréation océanique a commencé vers -5 à -6 Ma (Spencer and Normak, 1979 ; Stock and Hodges, 1989 ; Lonsdale, 1991 ; Umhoefer *et al.*, 1994) et se poursuit actuellement (Figure 2.3. 2).

Elle se divise en 3 étapes en fonction des changements de la dynamique des plaques Pacifique-Nord Amérique (DeMets et Dixon, 1999 ; DeMets et Traylen, 2000 ; Fletcher *et al.*, 1997 ; Fletcher *et al.*, 2000 ; Miranda-Avilés, 2002).

1. Failles de transformation et de bassins pull-apart (-5 à -3,5 Ma).
2. Accélération du déplacement de la Péninsule de Basse Californie (-3,5 à -1 Ma).
3. Incorporation totale du déplacement de la Péninsule de Basse Californie à la plaque Pacifique.

Le Golfe de Californie montre une direction de déplacement parallèle aux failles transformantes de la zone axiale et perpendiculaire aux zones d'accréation. La direction de déplacement est sub-parallèle au vecteur actuel de déplacement relatif Pacifique-Nord Amérique avec un taux d'accréation moyen d'environ 52 mm/an à N 37°W, déterminé par le

modèle de reconstruction de plaques proposé par Atwater et Stock (1998) puis corrigé par DeMets et Dixon (1999).

Les mouvements verticaux le long des côtes du golfe ont été étudiés par Ortlieb (1991) qui a identifié des mouvements lents pendant le dernier million d'années, avec un taux de soulèvement moyen d'environ  $100 \text{ mm.k.a}^{-1}$ .

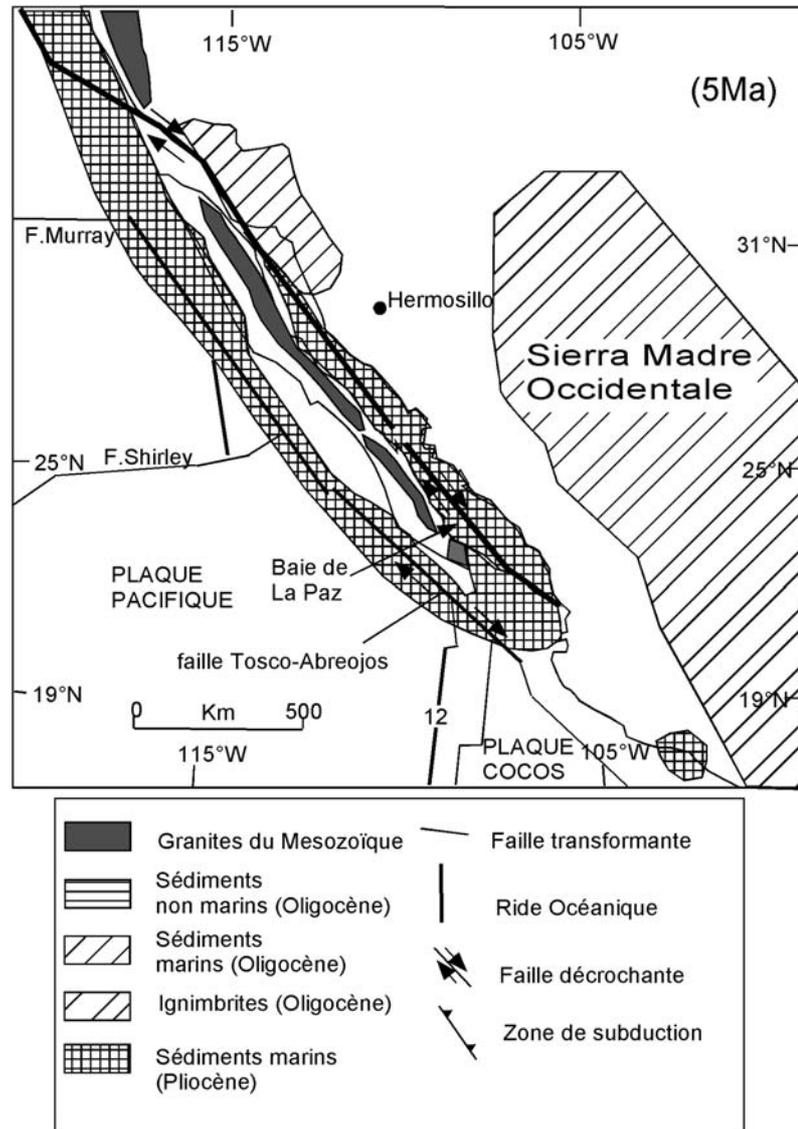


Figure 2.3. 2: Reconstruction de l'évolution sédimentaire associée à la tectonique des plaques Pacifique / Amérique du Nord (5 Ma), d'après Helenes et Carreño (1999), modifié.

### 3.3.1. Phase transition rifting-accrétion océanique : dépôt de la séquence S3

Les dépôts du Plio-Pléistocène recouvrent directement les formations (Oligocène - Miocène) San Gregorio et San Isidro (Hausback, 1984 ; Kim, 1987), appelées aussi « San

Juan et Cerro Colorado Members » faisant partie de la formation El Cien (Fischer *et al.*, 1995). On peut aussi trouver ces dépôts qui reposent sur la Formation Comondú comme c'est le cas sur l'île Espiritu Santo mais aussi à l'Est de la ville de La Paz, dans des séquences conglomératiques remplissant des paléo-chenaux. La limite entre ces dépôts Plio-Pléistocène et les formations sous-jacentes du Miocène c'est-à-dire entre la séquence S2 (Formation Comondú) et cette nouvelle séquence S3 est de nature discordante, marquant une discontinuité syn-rift. Elle correspond à une surface abrupte de transgression certainement liée à une forte subsidence. La séquence S3 constitue alors des faciès de front deltaïque distal à fan delta montrant un passage à un faciès régressif de la séquence. L'épaisseur de cette séquence varie de 0 à 300 m. On la trouve dans la zone sud-ouest et est du bassin Alfonso – El Carrizal (Figure 2.3. 3).

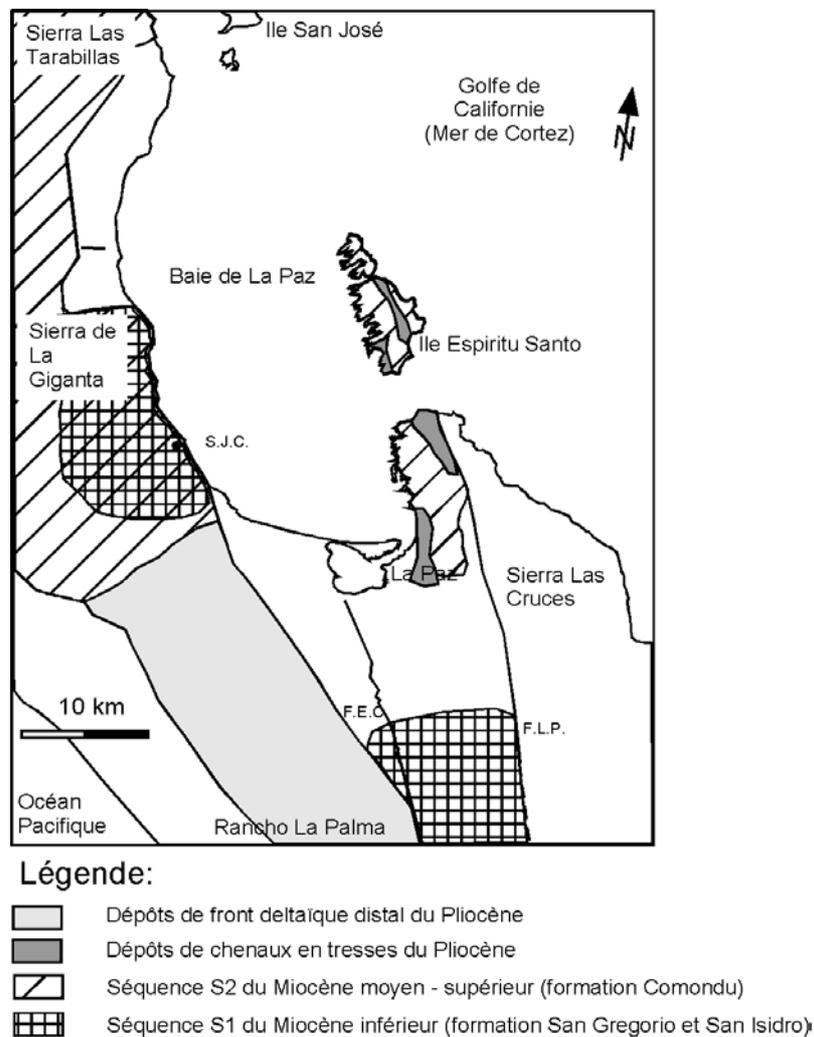


Figure 2.3. 3: Répartition de la séquence S3 dans le bassin Alfonso – El Carrizal

(S.J.C. : San Juan de la Costa, F.E.C. : Faille El Carrizal, F.L.P : Faille La Paz)

### 3.3.1.1. Environnement de front deltaïque distal (voir coupe 16, Annexes I)

La base de la séquence S3 a été étudiée au point : 24°03'57''N, 110°33'32''W en direction de la ville de Ciudad Constitucion, région ouest du bassin de La Paz (Figure 2.3. 3). Les lithofaciès prédominants dans ce type d'association des faciès B, sont les sables fins à grossiers à stratifications parallèles (Sh) contenant des ponces, et riches en cendres volcaniques, avec des lithofaciès de sables fins à moyens, massifs, Sm. Les clastes de ponces varient de 2 à 10 mm de long axe. La particularité de ces dépôts est leur forte concentration en bioturbations et en racines. L'étude des bioturbations montre la présence d'ichnofaciès de *Glossifungites* (Figure 2.3. 4) qui prouvent qu'au cours de la colonisation les sédiments étaient semi-consolidés. Cette importante activité se situerait au niveau des parois de chenaux, où les terriers affecteraient la Formation Comondú sous-jacente se remplissant par la suite d'un matériel sableux plus grossier, type des dépôts de remplissage de chenaux et de sédiments néritiques apportés par des écoulements gravitaires. A la base de cette association ont été observées de fines couches (2 à 4 cm d'épaisseur), blanches, contenant un matériel très fin, riche en cendres volcaniques contenant des ponces (millimétriques). Des figures de charge de fond y sont fréquentes. La concentration en bioturbation diminue vers le haut de la première série de dépôts.

Cette nouvelle association de faciès (B) caractérise donc un environnement de dépôt de front deltaïque distal et traduit la mise en place d'un cortège de haut niveau marin et la limite marine maximum.

### 3.3.1.2. Environnement de chenaux distributaires en tresses : le conglomérat de Punta Coyote (coupe 17)

Les dépôts marquant la transition Miocène-Pliocène inférieur sont peu nombreux dans notre zone d'étude. Ils se situent sur la marge est du bassin de La Paz, dans les régions de Coromuel, Salinas, Punta Coyote et d'autres ont été trouvés sur l'île Espiritu Santo (Figure 2.3. 3). Leur répartition géographique reste donc très limitée, cependant leur accès est très facile, car ils forment des affleurements métriques (5 à 10 m) et volumineux observables le long des côtes de Punta Coyote au Nord-Est de Pichilingue où ils sont en contact discordant avec le granite du Mésozoïque.

Ils font partie de la séquence S3 et consistent en un conglomérat composé de clastes jointifs, polygéniques de nature volcanoclastiques (Formation Comondú), arrondis, dont la

taille varie entre 80 cm et 1 m de long axe pour les plus gros et sub-arrondis à sub-anguleux de 5 à 10 cm pour les plus petits. La forme arrondie des plus gros clastes traduit un transport plus long et donc un courant plus fort, que l'on peut rencontrer lors de grandes crues. Les directions des paléocourants ont été déterminées par les imbrications de galets mesurées et nous donnent des flux moyens NE-SW. Ces conglomérats ont de 5 à 20 % de matrice sableuse et passent quelquefois latéralement à des conglomérats à galets non jointifs (Gmm, 9%) ou à stratifications obliques en auge (Gt, 18%). On peut y trouver des intercalations de sables moyens à stratifications obliques (St) et des lithofaciès de conglomérats stratifiés (Gh, 18%). On a alors une association de faciès de chenaux distributaires en tresses de 30 à 60 m d'épaisseur comme sur l'île La Partida. Leur base est érosive formant des incisions en forme de V et montre des stratifications obliques en auge (Gt). Cette association de faciès type de fan-delta est interprétée comme un milieu de chenaux distributaires en tresses dont le transport des galets est un transport dominant par charge de fond. Ces dépôts sont certainement sous le contrôle tectonique régional (jeu de la faille de La Paz) et sont la réponse à un soulèvement tectonique régional de la marge occidentale du bassin.

#### 3.3.1.3. Evolution séquentielle

La base de la séquence S3 représente un cortège de haut niveau marin qui traduit un changement de la sédimentation du bassin Alfonso-El Carrizal, avec des faciès marneux riches en bioturbations (paraséquence 1). Cette séquence type de milieu peu profond (Figure 2.3. 4), déposée sur la séquence S2, est aggradationnelle avec un passage latéral à un environnement de front deltaïque à base érosive où l'on trouve des faciès de fan delta (chenaux en tresses). La séquence S3 montre aussi une période de stabilisation avec des séquences progradantes régressives de front deltaïque (paraséquence 2). Ces nouveaux dépôts traduisent des périodes de fortes crues et décrues qui érodent les massifs volcaniques et granitiques de la région et qui semblent être contrôlés par la tectonique et l'eustatisme.

Dans le bassin Alfonso-El Carrizal, pendant le dépôt de la séquence S3, une transtension WNW – ESE a lieu et réactive les failles normales orientées NNE - SSW formant des bassins 'pull-apart'. La séquence S3 marque alors la transition entre la phase de remplissage du bassin d'avant-arc et la phase d'ouverture du golfe (remplissage du bassin d'ouverture), se traduisant par un arrêt de la sédimentation et une nouvelle surface de discontinuité qui vient séparer cette séquence S3 de la séquence S4 du Pléistocène.

Séquence théorique de remplissage d'un paléochenal

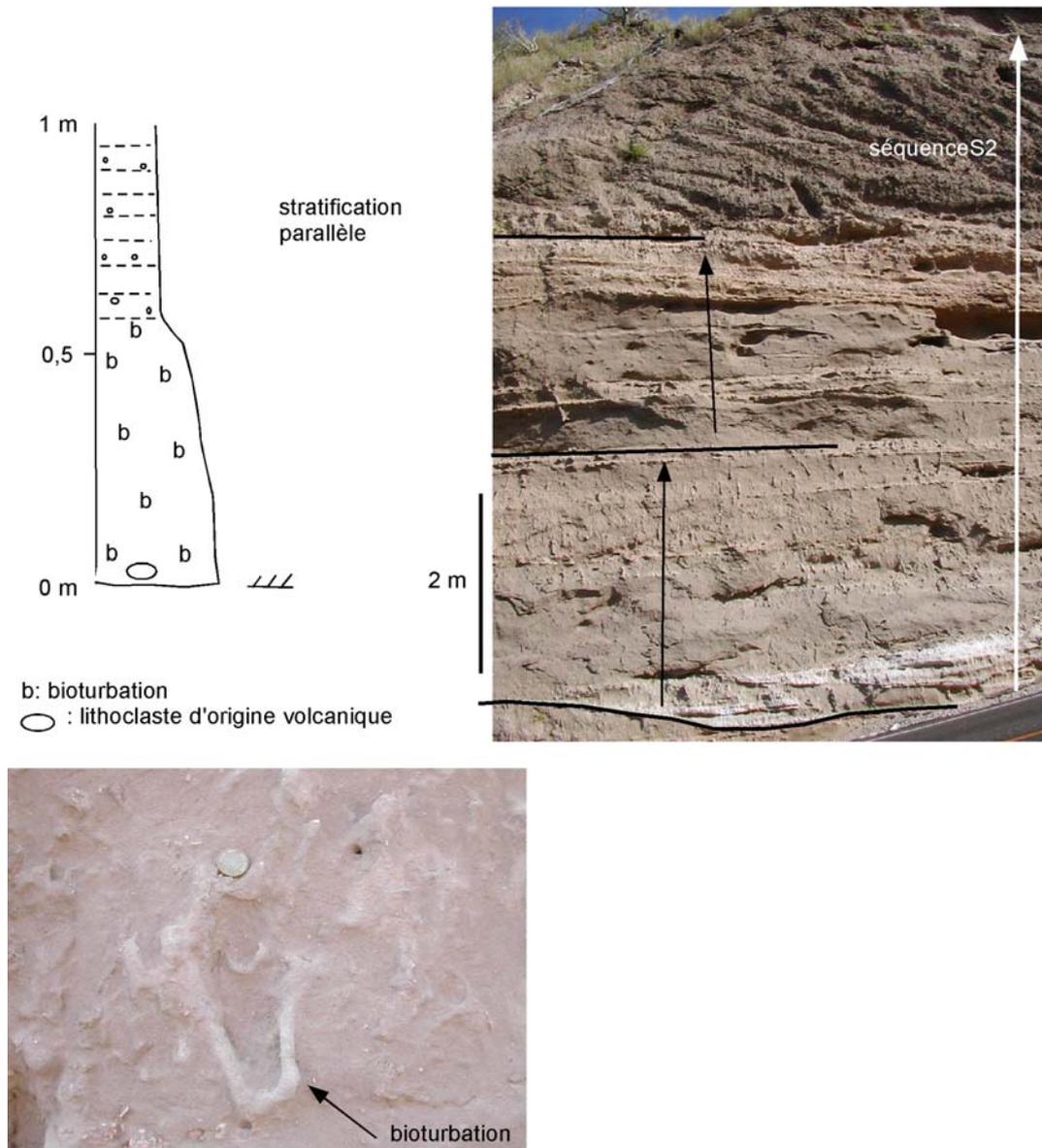


Figure 2.3. 4: Séquence théorique de remplissage d'un paléochenal au Pliocène dans un environnement de front deltaïque distal, en direction de la ville de Ciudad Constitucion, région ouest du bassin de La Paz.

3.3.2. Description des dépôts du Pléistocène : dépôt de la séquence S4

Les dépôts du Pliocène supérieur - Pléistocène sont composés de sables siliciclastiques, de débris carbonatés, de rhodolites et de boues contenant des bivalves, des gastéropodes et des coraux. Ces dépôts ont fait l'objet d'une première étude sédimentologique (Clarens, 2002) où l'on a individualisé des dépôts disposés sous forme de terrasses pouvant être fluviales, côtières et marines qui traduiront les phases d'ouverture du

Golfe de Californie. Ils forment la séquence S4 qui enregistre les variations du niveau de la mer et donc la nouvelle phase transgressive.

### 3.3.2.1. Les tidal flats : l'estran évaporitique du Nord de Las Animas

#### *i. Descriptions*

Ces dépôts ont été observés dans le nord-ouest de la Baie de La Paz, entre Punta Coyote et Punta Mechudo. Ils sont composés de faciès de gypse (G) lenticulaire formant des lamines de quelques mm à plusieurs cm et d'argiles (Ar) verdâtres.

Ces évaporites reposent en discordance soit sur des dépôts du Miocène inférieur (séquence S1, Formation San Isidro) ou sur des dépôts lagunaires du Pliocène (séquence S3), de couleur verte (due à l'activité hydrothermale), dont le contact peut s'observer dans la partie terminale Nord de l'affleurement. L'affleurement de gypse et d'argile est formé par des microséquences répétées de 3 à 5 cm, pour un total de 2 à 3 m d'épaisseur. Plus de 40 microséquences ont été mesurées et une augmentation de la taille des cristaux de gypse a été observée de bas en haut de l'affleurement, montrant une augmentation de l'évaporation dans la partie moyenne des dépôts. L'argile a été interprétée comme un apport continental de basse énergie, et le gypse a été formé au niveau de la mer par percolation et évaporation de l'eau marine dans un environnement de sebkha.

Ces dépôts de gypse sont stratigraphiquement recouverts par des conglomérats, passant à des sédiments carbonatés à coquilles et coraux, similaires aux faciès observés dans la partie moyenne du bassin.

Ce type de dépôt traduit donc les variations du climat (durées des temps de sécheresse, variations de la température, de la quantité de sédiment, de la quantité d'eau), les durées des apports continentaux et marins et aussi les variations eustatiques. D'où un grand intérêt pour la compréhension des processus de sédimentation dans le bassin Alfonso – El Carrizal.

On peut distinguer trois grands types de lithofaciès basés sur la lithologie et des structures sédimentaires caractéristiques à différentes échelles (Tableau 2.3. 1). Ces lithofaciès sont : (1) gypse détritique (Gd), (2) gypse (précipité, G), (3) argiles (Ar). Chaque groupe est divisé en plusieurs sous-faciès qui représentent des modèles de sédimentation différents et/ou des localisations différentes à l'intérieur même de l'environnement de dépôt de type sebkha.

Lithofaciès	Faciès	Symbole	Observations
<u>Gypse détritique</u>	Creusement et remblayage: base érosive	Gd1	Cristaux de gypse : 2 cm de haut base d'une couche de gypse détritique
	Gypse détritique à lamines parallèles et obliques à faible pendage	Gd2	Lamines de 2 mm à 3 cm Cristaux de gypse de 50-80 mm à 1-1.5 cm
<u>Gypse (précipité)</u>	Cristaux de gypse	G1	Lamines continues de cristaux de gypse arrangés verticalement ou obliquement (de 3 mm à 6 cm) Cristaux prismatiques (100) : fer de lance
	Gypse lenticulaire	G2	Latéralement continues, recouvertes par des lamines d'argiles (> 8 cm) Taille des cristaux : 5 mm - 1.5 cm
<u>Argiles gypsifères et argiles</u>	Argiles	Ar1	Lamines de quelques mm à >16 cm d'épaisseur Massives, de couleur vertes montrant des processus hydromorphiques
	Argiles riches en gypse	Ar2	Argiles massives à laminaires vertes contenant de nombreux cristaux de gypses intrasédimentaires Couches de 2 à 4 cm
	Argiles interlitées et litage ondulé	Ar3	Alternance (cm) de gypse détritique ondulé et argiles riches en gypse Lits tabulaires de 2 à 4 cm d'épaisseur à base transitive

Tableau 2.3. 1: Principaux lithofaciès et faciès rencontrés dans les dépôts évaporitiques du Pléistocène situés au nord du Bassin Alfonso – El Carrizal.

Le tableau résume donc les caractéristiques principales des lithofaciès rencontrés dans cette étude. On observe qu'il existe deux types de dépôts de gypse dans cette série. Le premier type correspond au gypse détritique et est composé de structures qui traduisent l'existence de courant pouvant avoir une influence sur la taille et la morphologie des cristaux de gypse. On observe des cristaux de gypse de grande taille (2 cm de long axe maximum) dont leur long axe est généralement parallèle à la stratification (Gd1), et remplissant des creux formés par érosion des lamines argileuses. Ces niveaux alternent le plus souvent avec des lamines argileuses pauvres en cristaux de gypse. Un autre type de faciès (Gd2) se présente en lamines parallèles de 2 mm à 3 cm d'épaisseur, comprenant des cristaux de gypse de 50 mm à 1,5 cm, le plus souvent obliques à la stratification. Ils sont contenus dans des argiles. Le second type correspond au gypse précipité, formant des lamines continues de cristaux de gypse (de 3 mm à 6 cm d'épaisseur), verticaux ou obliques et dont la forme est en

fer de lance (G1). Ce gypse précipité peut se trouver sous forme de lentilles de cristaux de 5mm à 1,5cm recouverts par des lamines d'argiles de plus de 8cm d'épaisseur (G2).

Les lamines d'argiles (Ar) sont constituées de lits sombres, riches en matière organique, interstratifiées dans une matrice argileuse claire et verte. La lamination est d'une telle régularité qu'il est possible de faire des corrélations de lamine à lamine entre différents sites. La fréquence des couples de lamines varie de 1 par millimètre à plus de 10 par millimètre. Elles peuvent atteindre 16 cm d'épaisseur (Ar1), et contenir des cristaux de gypse intrasédimentaires (Ar2). Elles sont alternées avec du gypse détritique ondulé formant des séries de lamines de 2 à 4 cm d'épaisseur (Ar3).

On peut formuler l'hypothèse que l'origine de ces lamines est à mettre en relation avec:

- soit l'empilement saisonnier de tapis d'algues,
- soit l'accumulation périodique de microbactéries.

La mise en place de ces dépôts sera discutée ultérieurement, après l'étude de l'association des différents lithofaciès.

#### *ii. Association des faciès*

Les associations de faciès évaporitiques, épais de 3 m, caractérisent une sebkha développée directement sur une surface d'érosion avec des reliefs probablement atténués (pas de clastes, argiles fines de fin de séquence). Les dépôts montrent aussi une alternance dans la sédimentation de type évaporitique (argile – gypse). Ce milieu est donc sous l'influence climatique et pluviométrique et ceci est prouvé par l'alternance des dépôts d'argile et de gypse diagénétique. L'argile est interprétée comme un apport continental de basse énergie formant des vases déposées en zone supratidale (association 1) et intertidale (association 2), arrachée aux faibles reliefs que forment les séquences S1 et S2, alors que le gypse s'est formé par percolation et évaporation de l'eau de mer dans un environnement de sebkha, plus précisément en zone subtidale (association 4). Ces dépôts évaporitiques se sont donc formés à la suite d'une transgression dans la partie nord du bassin Alfonso – El Carrizal.

On peut y observer la répétition des associations de faciès (Tableau 2.3. 2) montrant une évolution constante entre les associations 1 et 2, avec cependant un changement et une évolution entre les associations 3 et 4 vers le milieu de la séquence. L'épaisseur des couches augmente tout au long de la section montrant une augmentation progressive des événements sur des durées plus longues (Figure 2.3. 5).

Associations	Faciès	Environnement de dépôt	Observations
Asso.1.	Ar1 + Ar2	zone supratidale sans végétation, inondée à chaque marée	Argile déposée par suspension sous faible énergie Formation gypse due aux sécheresses et proximité de zone phréatique avec surface
Asso.2.	Ar2 + Ar3	Zone de transition: intertidale	Ar3 indique un remaniement épisodique par écoulements laminaires
Asso.3.	G1 + gypse détritique	Lagune alimentée par les tempêtes (cuvette semi-fermée)	Cristaux prismatiques, hémipyraxidiaux (origine diagénétique)
Asso.4.	G2 + Ar3	Lagune permanente (zone subtidale)	Alternance dépôts lagunaires subaqueux avec sédiments caractéristiques de zones distales. Enregistrement à long terme des fluctuations du niveau de la lagune.

Tableau 2.3. 2: Associations des principaux lithofaciès dans les dépôts évaporitiques.

Une augmentation progressive de la taille des cristaux de gypse est, elle aussi, caractéristique de ces temps de sécheresse plus longs et donc un temps d'évaporation plus intense (de 2 à 6 cm de long axe (100) dans une zone semi-désertique comme l'est actuellement la Basse Californie du Sud. L'augmentation de la taille des cristaux (> 1,5 cm) peut aussi indiquer une fluctuation du toit d'une nappe phréatique.

L'analyse séquentielle de la partie inférieure de la section montre une alternance argile/gypse pouvant être en relation avec des variations climatiques (à différentes échelles) et montrer ainsi, les variations de l'équilibre thermodynamique aperiodique (séquence évaporation/refroidissement) en fonction des conditions climatiques désertiques.

*iii. Interprétations*

Les faciès à argiles de la zone Nord (dépression ou bassin évaporitique) de Las Animas et leur passage à des évaporites se situent à la base d'une série sédimentaire dans laquelle le caractère chimique devient progressivement prépondérant. La genèse des argiles et des évaporites est étroitement liée aux conditions physico-chimiques du milieu.

Les argiles sont considérées comme la base d'une séquence évaporitique. Elles se sont déposées en milieu confiné (Figure 2.3. 6) mais ne possèdent encore aucune trace de précipitation de cristaux de gypse lenticulaires (considérés d'origine primaire). Les eaux n'atteignent pas encore le seuil de saturation des sulfates. A travers les argiles à niveaux de cristaux de gypse lenticulaires (G2), la concentration en sulfates s'accroît et atteint épisodiquement le seuil de saturation. Cependant, le milieu est encore fortement perturbé par les venues d'eaux douces fluviales comme en témoignent les dissolutions minérales.

Lorsque la saturation en sulfate est bien établie, les eaux fluviales n'ayant plus qu'une influence négligeable due au tarissement ou à l'éloignement des sources d'apport, le gypse précipite rapidement. L'existence de niveaux à gypse, la présence de figures de dessiccation et de certaines limites d'érosion sont autant d'arguments qui démontrent l'existence d'une faible tranche d'eau, centimétrique à métrique, recouvrant le bassin.

La cause de la précipitation croissante de gypse est à rechercher dans une augmentation du confinement due à la raréfaction des venues d'eaux fluviales principalement. Cette évolution traduit une aridification du climat régional mais non un assèchement du milieu. De plus l'enrichissement en gypse vers le haut d'une séquence est traduit par les séquences de type sebkhas.

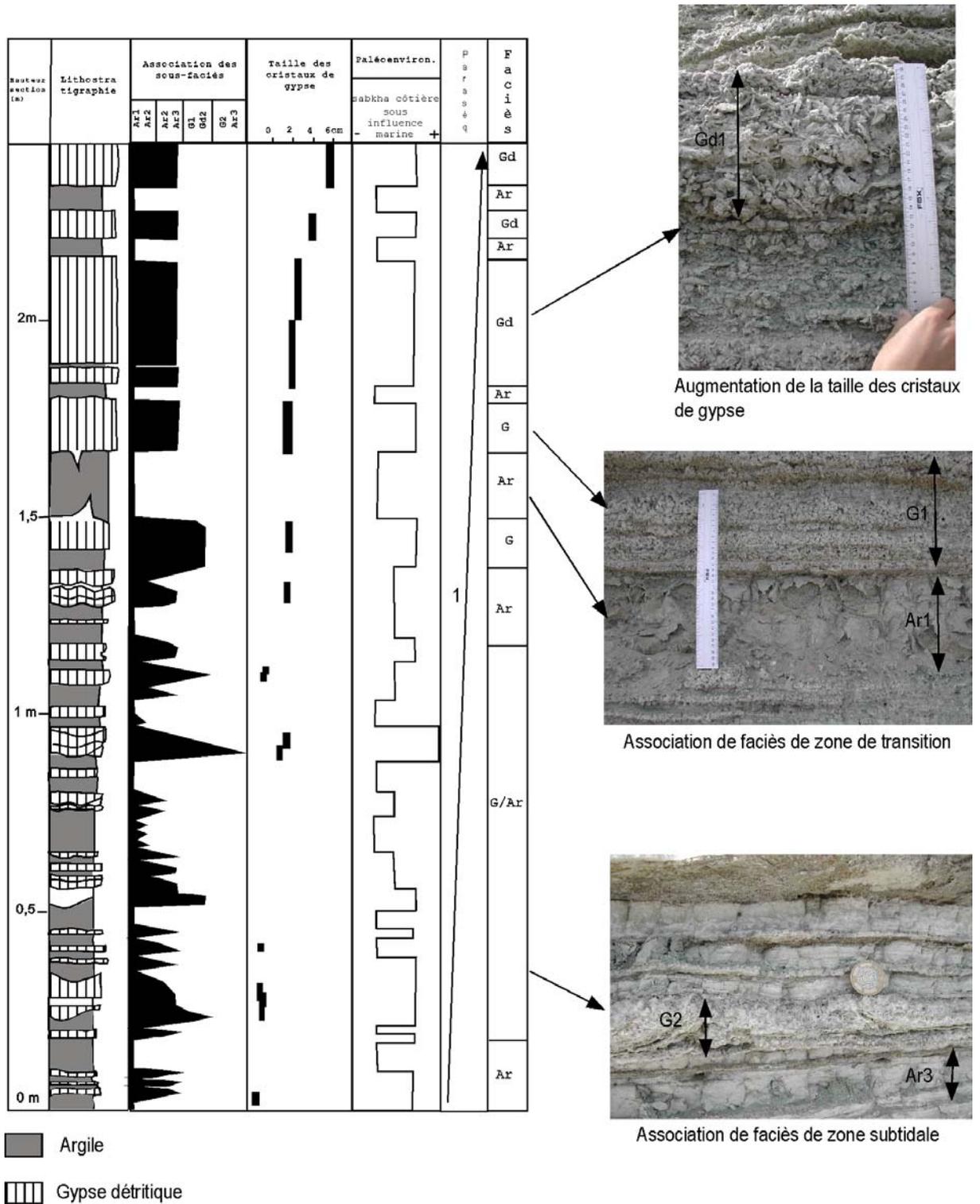


Figure 2.3. 5: Paraséquence (1) évaporitique du Pléistocène, séquence S4 (coupe 18).

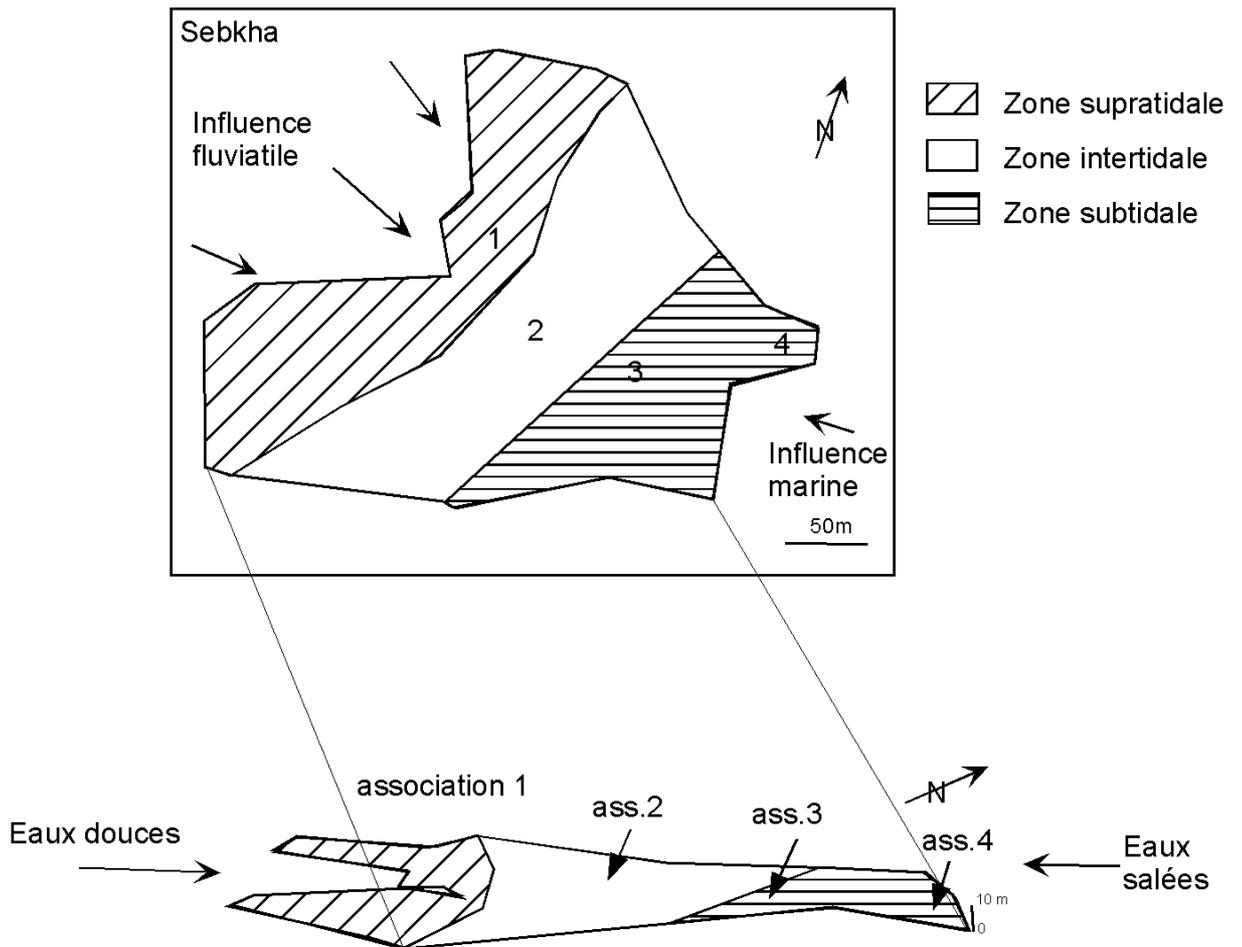


Figure 2.3. 6: Répartition des associations de lithofaciès en fonction des caractéristiques paléogéographiques du modèle de sédimentation en climat aride.

La figure 2.3.6 nous montre donc le scénario général d'un bassin semi-fermé topographiquement et hydrologiquement entouré à l'ouest d'un relief au pied duquel se développent les fan delta et leurs systèmes alluviaux et bordé à l'est par la baie de La Paz alimentée par les eaux du Golfe de Californie.

#### iv. Signification paléo-pluviométrique

Si l'on étudie la signification paléo-pluviométrique des sédiments de la sebkha, on a : l'existence de lamines qui enregistrent des conditions syn et post-sédimentaires complexes. En effet, les lamines détritiques ont une signification pluviale et correspondent à des épisodes de décantation, alors que les lamines riches en matière organique enregistrent des épisodes favorables à la prolifération d'un tapis cyanobactérien.

L'assèchement de la surface des sebkhas déclenche le fonctionnement évaporitique. Il favorise la précipitation des lamines de gypse, puis la cristallisation d'halite. Les lamines

sont des enregistreurs des événements pluvio-sédimentaires exceptionnels et des inondations, des longs épisodes de sécheresse et des épisodes-clefs de la genèse des paysages sur la marge ouest du Mexique. Les lamines d'anhydrite peuvent marquer des sécheresses de plusieurs mois, celles de gypse ou d'halite indiquent un système évaporitique après inondation et des mois à pluviométrie supérieure à 100 mm.

Les apports fluviatiles nécessitent un écoulement laminaire où les eaux restent peu chargées en matériaux au niveau des glaciers. L'inondation de la sebkha au cours des événements pluvieux exceptionnels marque une période contrastée. Des apports hydriques excessifs n'engendreront qu'une augmentation du matériel détritique. Les lamines détritiques naissent par décantation et l'épaisseur de la lame d'eau entrave la bio-minéralisation, l'évaporation et la cristallisation des sulfates. La succession des lamines ne se réalise bien que dans des conditions où les bactéries sulfato-réductrices ne sont pas perturbées et où la bio-minéralisation est possible sans apports excessifs d'eau. L'épaisseur des lamines traduit donc pour des lamines détritiques : l'intensité des pluies, et pour des lamines riches en gypse : la durée des périodes sèches.

v. *Signification paléo-environnementale*

En s'appuyant sur les descriptions de bassins évaporitiques actuels et passés, on peut concevoir pour la partie Nord de la région de Las Animas (Cañada la Alguna), au Pléistocène, le modèle d'une sebkha en domaine continental peut-être paralique, contrôlé par une activité tectonique en distension. La dualité entre les eaux continentales et les eaux du bassin évaporitique, à la base de la séquence, serait le trait particulier de cette sebkha probablement à cause de sa situation paléogéographique.

3.3.2.2. Les terrasses fluviatiles du Pléistocène

Le Pléistocène correspond à des dépôts alluviaux peu consolidés (coupe 19, Annexe I), formant des terrasses étagées le long des arroyos et couronnant les plateaux de basse altitude.

Les terrasses d'extension importante ont des épaisseurs atteignant plusieurs mètres. Leur lithologie varie de grès mal classés et grès conglomératiques à des conglomérats sableux. Ce sont, en général, des dépôts peu consolidés. Les clastes ont des tailles variant de quelques centimètres à 5 dm, la majorité sont subarrondis et arrondis. La composition pétrographique varie suivant la localité, cependant les matériaux volcaniques prédominent. Ces dépôts sont en général discordants sur les unités stratigraphiques antérieures.

Ils représentent des dépôts alluviaux liés à la formation du relief actuel, marquant des étapes différentes de surélévation et de l'érosion de la péninsule au Pléistocène (Ortlieb, 1991).

Le faciès de fan delta sensu stricto se situe au Nord-Est du bassin Alfonso-El Carrizal (Figure 2.3. 7), et repose sur la Formation Comondú (séquence S2). Formant des terrasses alluviales élevées à 20 mètres au-dessus du niveau de la mer actuelle, comme dans la région de Punta Coyote, il est composé de conglomérats (Gm) formés d'éléments subanguleux de nature volcanique provenant des dépôts des séquences S1 et S2 et d'un liant analysé comme sable moyen. La taille des clastes (80 cm à 50 cm) qui se concentrent à la base érosive de la séquence indique un transport de haute énergie.

Les clastes et des éléments plus fins sont imbriqués vers le NE en direction du Golfe (60° NE pour les séries du Sud du bassin et 30° NE pour celles de la partie Nord du bassin). La direction des flux à cette époque était quasi identique à celle que l'on connaît des arroyos actuels. Ces dépôts haute énergie-faible énergie peuvent atteindre des épaisseurs de 3 mètres comme dans la zone de El Potrero.

Ce faciès continental s'est mis en place lors de fortes pluies créant des charges torrentielles, transportant le matériel jusqu'à sa position actuelle, c'est pourquoi on observe des séquences non granoclassées à base érosive et à gros blocs.

Un faciès plus côtier qui pourrait être dit de transition (terrigènes-carbonates) se situe à partir de Punta Coyote et en direction du Sud jusqu'à Punta Las Animas où il passe latéralement à un faciès de fan-delta sensu stricto (Figure 2.3. 7). Les faciès côtiers montrent une matrice riche en terrigène (sables grossiers) contenant des éléments carbonatés (bioclastes de coquilles). On observe une couleur blanche sur les clastes, résultant de la présence d'un vernis ou d'un encroûtement d'algues, de Lamellibranches encroûtants et de Balanes sur ces éléments arrondis de quelques centimètres à millimètres et dont certains galets ont été remaniés et étaient sous l'eau. Les fossiles rencontrés dans ce faciès de transition sont les suivants : *Oppenheimerpecten vogdesi*, Arnold (1906), colonie de *Balanus sp.*, *Periglypta multicostata*, Sowerby (1835). Ils sont caractéristiques de dépôts de plate-forme d'abrasion *en échelon*.

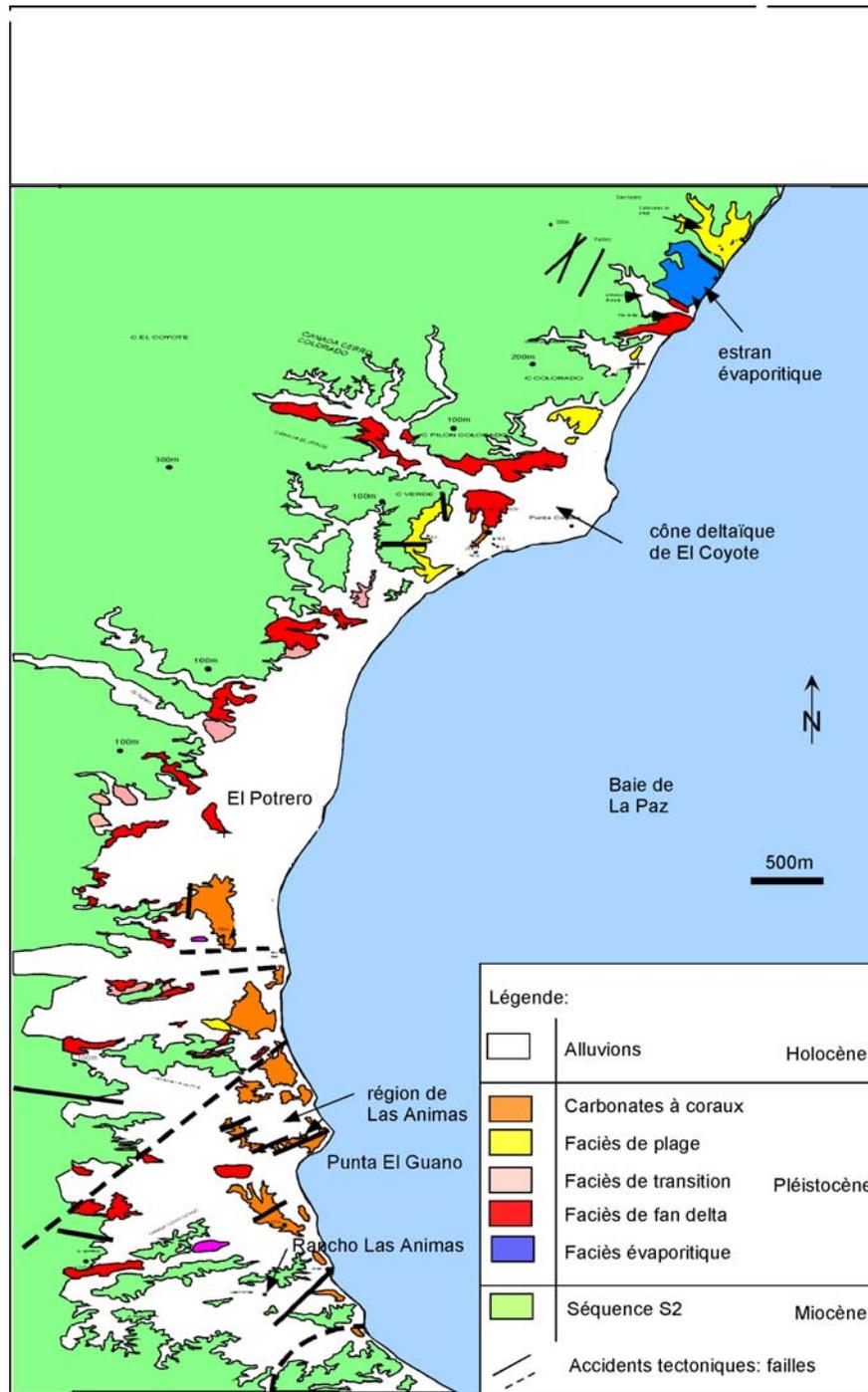


Figure 2.3. 7: Carte faciologique de la région nord-ouest du bassin Alfonso – El Carrizal et répartition des dépôts de la séquence S4, d'après Clarens (2002), modifié.

### 3.3.2.3. Les terrasses côtières du Quaternaire

Dans le bassin Alfonso – El Carrizal, les dépôts qui couvrent partiellement les séquences du Miocène-Pliocène, sont représentés par des terrasses constituées de faciès côtiers. Elles s'étagent le long de la côte, les plus importantes (en volume) se situent

principalement au Nord de San Juan de la Costa dans la région appelée Las Animas (Clarens, 2002).

Suivant la localité et la variation du niveau de la mer au Pléistocène, la lithologie varie de grès conglomératiques, grès coquilliers à sables coquilliers. Les sédiments constituant ces terrasses sont très peu consolidés.

Dans les coupes étudiées dans ce travail, ces terrasses sont discordantes sur des unités plus anciennes (par exemple formations San Isidro, Comondú). Les terrasses représentent des restes de dépôts côtiers supratidaux à intertidaux.

La séquence marine du Pléistocène commence par un conglomérat sableux à galets arrondis à angulaires de petits et gros blocs volcaniques de Miocène et des fragments de fossiles remaniés dans une matrice sableuse grossière. Cette unité varie d'épaisseur et se termine avec une fine couche (<20 cm d'épaisseur) à galets qui restent directement posés sur la surface de la terrasse érodée. Elle peut atteindre plusieurs mètres dans les chenaux et les dépressions. Les conglomérats littoraux, les graviers des chenaux ou les dépôts de tempête à galets, indiquent tous de forts courants de transport et de dépôt pour les blocs à grandes tailles.

Des sables fins à moyens remaniés de la formation inférieure contenant des fossiles du Pléistocène et des rhodolites, sont trouvés avec des conglomérats à la base de la séquence de la terrasse. Cette unité ne dépasse pas 30 cm d'épaisseur. Les fossiles communs sont les *Chione sp.*, *Pectens*, *Serpulorbis sp.*, *Oliva sp.*, les échinodermes *Encope sp.*, et des terriers très nombreux de 5 à 15 cm de long, similaires à ceux trouvés dans des environnements sableux peu profonds. Quelques unités sont composées de fossiles et de débris d'algues ressemblant à des débris de tempête. Cette unité peut être la partie terminale fine de l'unité à conglomérat.

Un faciès de type lagunaire se localise à l'ouest des formations à coraux situées au Sud de Punta Coyote. Il est caractérisé par une surface d'érosion plane (surface d'abrasion) au contact des dépôts de la séquence S1 (formation de San Isidro). De couleur gris-vert il peut atteindre des épaisseurs de 60 cm comme à Mesa El Alambre. Les clastes constituant de fines couches à la base, ont une taille de 10-20 cm pour les plus gros et 7 à 8 cm pour les plus nombreux. Cette formation lagunaire contient des bioclastes fossilisés tels que: *Ostrea sp.*, *Ostrea fisheri* (Dall), *Chione californiensis* Broderip (1835), *Saccostrea palmula* Carpenter (1857). Les coquilles peuvent atteindre 18 cm de longueur et on les retrouve aussi dans des

dépôts de tempêtes pour former des couches fréquentes à la base et/ ou au sommet du faciès carbonaté à coraux. On peut donc caractériser cet environnement calme de basse énergie.

Un faciès de plage se rencontre dans la partie Nord du bassin (Figure 2.3. 7), en bordure de la côte, de part et d'autre du cône deltaïque de Punta Coyote, formant des terrasses à des altitudes allant de 20 m à 6 m.

Il est constitué d'un conglomérat à éléments de petite taille de couleur foncée, plus ou moins aplatis et arrondis (12 cm de long d'axe pour les plus grands) avec des fragments de coquilles abondants. Les galets sont imbriqués en direction du NE. Les sables grossiers à moyens sont noirs et riches en grains d'origine volcanique (Figure 2.3. 8). Ce faciès est aussi caractérisé par une surface d'érosion plane à la base de ces séquences. Ce faciès ne présente pas de granoclassement et semble plutôt chaotique, il peut atteindre des épaisseurs de 1 à 3 mètres (comme dans la partie Nord du bassin), et présente quelquefois un pendage faible de 10° vers l'Est. Il contient des Lamellibranches, dont les valves sont parfois restées jointes : *Chione tumens* Verrill (1870), *Chione undatella* subsp., *Simiilina* Sowerby (1835), *Oppenheimopecten vogdesi* Arnold (1906), *Pecten* sp., *Strombus granulatus* Swainson (1822), *Glycymeris multicosata* Sowerby (1833).

Ces faciès marquent certainement la zone à marée basse de l'ancienne côte, avec les galets arrondis et les graviers indiquant l'action des vagues.

#### 3.3.2.4. Les terrasses à coraux du Pléistocène

La stratigraphie générale montre une répartition des faciès à grands coraux principalement sur la zone ouest de la région nord du Rancho Las Animas. Ces faciès recouvrent géographiquement une zone de 0,81 km de large et 1,83 km de long. La région Rancho Las Animas est localisée à l'est de la Sierra de la Giganta dans la partie Sud de la Péninsule de la Basse Californie. Ces faciès y sont généralement recouverts par des sables fossilifères à *Porites* et des marnes sableuses à mollusques, l'ensemble recouvert lui aussi par une dune moderne.

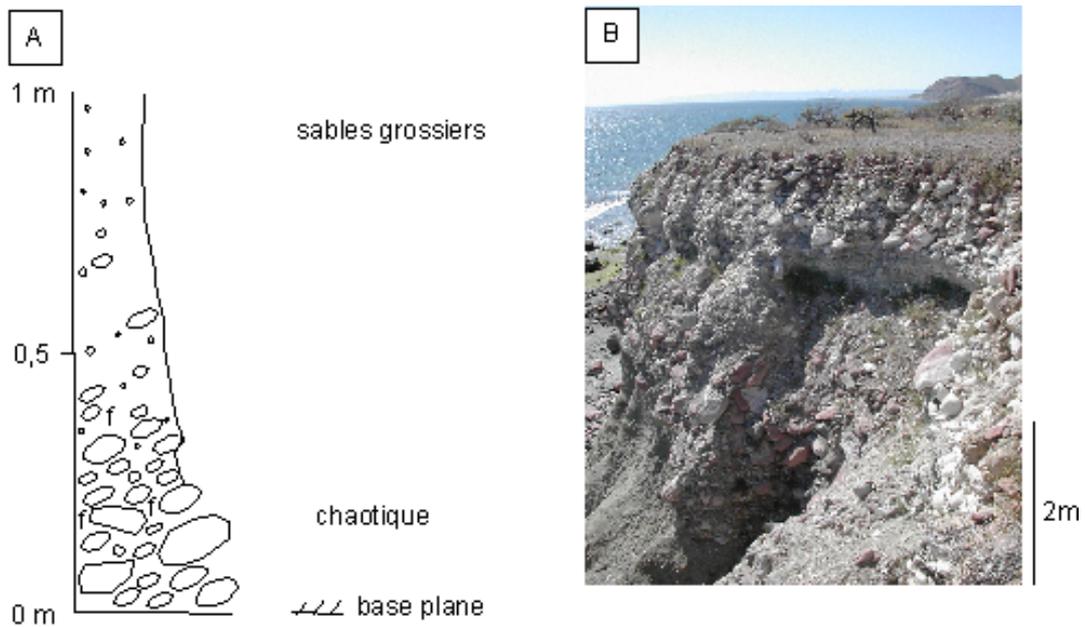
On peut observer dans ces dépôts de terrasses un cycle marin eustatique et plusieurs lithofaciès. Ces dépôts sont constitués de graviers de plage à débris de coraux, et varient en épaisseur de plusieurs centimètres à plus de 10 mètres. Les faciès reconnus dans les terrasses de la zone de Las Animas sont les mêmes que ceux étudiés dans tous les dépôts de terrasses, mais ils varient d'un point de vue affleurement, épaisseur et sur le fait de leur capacité à présenter la même succession séquentielle dans les différentes terrasses.

Ces dépôts de terrasses sont caractérisés par des coraux ou *Porites panamensi*, Verrill (1866) en position de vie, enveloppés d'une matrice non cimentée de sable bioclastique, des débris de rhodolites et de coquilles de mollusques (Figure 2.3. 9.A. et D.). Dans leur position de vie, les coraux sont généralement de 20-50 cm de largeur, et plus de 60 cm de haut dans la partie la plus basse de l'unité. Les coraux sont arrangés dans des couches de 1-3 m d'épaisseur, séparées par de fins niveaux de sable et morceaux de coraux. Dans les chenaux et les dépressions, les couches à *Porites panamensis* atteignent une épaisseur de plus de 8 m, et reposent directement sur les sables grossiers bioclastiques, les débris d'huîtres et les galets. On peut noter des couches fines et irrégulières de coraux brisés suggérant des dépôts de tempête (Figure 2.3. 9.D.). Les fossiles trouvés dans ces dépôts incluent *Anadara multicosta* Sowerby (1833), *Pinctada mazatlantica* Hanley (1863), *Ostrea palmula* Carpenter (1857), *Pseudochama saavedrai* Hertlein et Strong (1946) et des radioles d'oursins (Figure 2.3. 9.E.).

En vie, les coraux forment de grands ensembles dans le fond marin, principalement concentrés dans la partie centrale de l'ancienne baie. Les coraux colonisent premièrement les chenaux pré-existant et les dépressions de la topographie existante (Figure 2.3. 9.A. et B.), et ils se développent par la suite sur les surfaces des terrasses en fonction du niveau de la mer.

Les coraux de Las Animas ne peuvent pas être considérés comme des récifs au terme classique, car ils forment une structure ouverte remplie avec une matrice sableuse de sables silicoclastiques littoraux et de débris de coraux remaniés sous le contrôle des marées et de l'énergie des vagues dans la baie.

Localement, les sédiments ont une couleur verte, due à la remobilisation de la formation sous-jacente de San Isidro. Cependant, certains sites sont dans des zones fermées par de petits accidents normaux datant du Pléistocène, et il est possible que des sources hydrothermales anciennes étaient situées le long de ces failles. Ces types de sources sont connues dans le Golfe de Californie comme dans la Baie de Bahía Concepcion (Forrest *et al.*, 2002 ; Greene et Forrest, 2002). Il est possible que les vents aient pu jouer un rôle dans la remobilisation de la céladonite dans les coraux.



séquence théorique de dépôt de plage  
ou de cône alluvial remanié  
f: fossiles (coquilles de Lamellibranches)



Figure 2.3. 8: Exemple de séquence de dépôt de plage ou de cône alluvial remanié. A. séquence théorique. B. Disposition en terrasse des dépôts de plage du Pléistocène. C. Faciès type des dépôts de plage. Les fossiles sont marqués f sur la coupe et visibles sur la photo C à gauche du marteau.

La paléoprosfondeur de ces biohermes est entre 1 et 10 mètres (profondeur à laquelle les *P. panamensis* modernes se trouvent dans le Golfe de Californie). Les fossiles fréquents trouvés dans ces dépôts comme *Pinctada mazatlantica* Hanley (1863), *Ostrea palmula* Carpenter (1857), (dont certains ont pu être trouvés avec les deux valves conservées) et des épines d'oursins, peuvent être rencontrés, attachés à la roche et/ou aux coraux dans les zones intertidales à subtidales. D'autres fossiles peuvent être rencontrés dans cette unité comme

*Anadara multicosta* Sowerby (1833) qui sont typiques des fonds sableux dans des eaux peu profondes et des couches de rhodolites. Ceci suggère que plusieurs de ces fossiles trouvés dans la matrice sableuse autour des coraux soient transportés et déposés avec le sable et ne sont donc pas *in situ*.

Des sables coquilliers gris, grossiers à moyens contiennent de nombreux petits *Porites panamensis*, des amas de coquilles d'huîtres isolées, un assemblage divers de mollusques, et des rhodolites, qui recouvrent les terrasses et les unités à grands coraux. On peut donc distinguer trois types de sous-faciès : (1) *Porites* de petite taille et des marnes sableuses à gastéropodes (voir liste ci-dessous), (2) *Porites* et des marnes sableuses à gastéropodes et rhodolites, et (3) des marnes sableuses à gastéropodes. Ces sous-faciès ont le même assemblage de gastéropodes, incluant *Acmaea sp.*, *Architectonia nobilis* Röding (1798), *Collisella strongiana* Hertlein (1958), *Nassarius tiarula* Kiener (1841), *Oliva sp.*, *Terebra sp.*, et *Turritella sp.*; et des bivalves : *Chama sp.*, *Chione sp.*, *Lucina sp.*, *Megapitaria sp.*, *Plicatula inezana* Durham (1950), et *Spondylus princeps* Broderip (1833). Les différences entre ces trois sous-faciès se font dans l'absence et/ou la présence de coraux *Porites* et de rhodolites.

(1) *Porites* et marnes sableuses à gastéropodes :

Dans ce sous-faciès, des petits *Porites panamensis* sont trouvés et les rhodolites y sont absents (Figure 2.3. 9.B. et Figure 2.3. 10). En formes ramifiées ils ont 0,5 à 2 cm de diamètre et des têtes de 10 à 20 cm de haut formant des couches de plus de 25 cm d'épaisseur.

Ces dépôts représentent des paléoenvironnements d'eaux intertidales. La plupart des fossiles trouvés dans ces couches sont de côtes rocheuses et/ou d'habitats sableux. Il est possible que ces faciès représentent une zone inférieure sableuse avec des roches ou des débris présents.

(2) *Porites* et marnes sableuses à gastéropodes et rhodolites :

Ces unités sont très similaires à la précédente dans l'assemblage des fossiles, leurs épaisseurs et la répartition. Les différences sont dans deux caractéristiques générales, la forme des coraux et la présence des rhodolites. Les *Porites panamensis* trouvés dans ces unités sont plus épais et plus irréguliers que ceux rencontrés dans le précédent. Les rhodolites sont irréguliers ou ramifiés (Figure 2.3. 9.C. et Figure 2.3. 10).

Cette unité indique un paléoenvironnement similaire à l'unité à *Porites* et marnes sableuses à gastéropodes. La principale différence entre ces deux unités est la présence de

rhodolites, et spécifiquement les morphologies grumeleuses. Ces morphologies sont prédominantes dans les zones à courant modéré et où l'action des vagues a lieu.

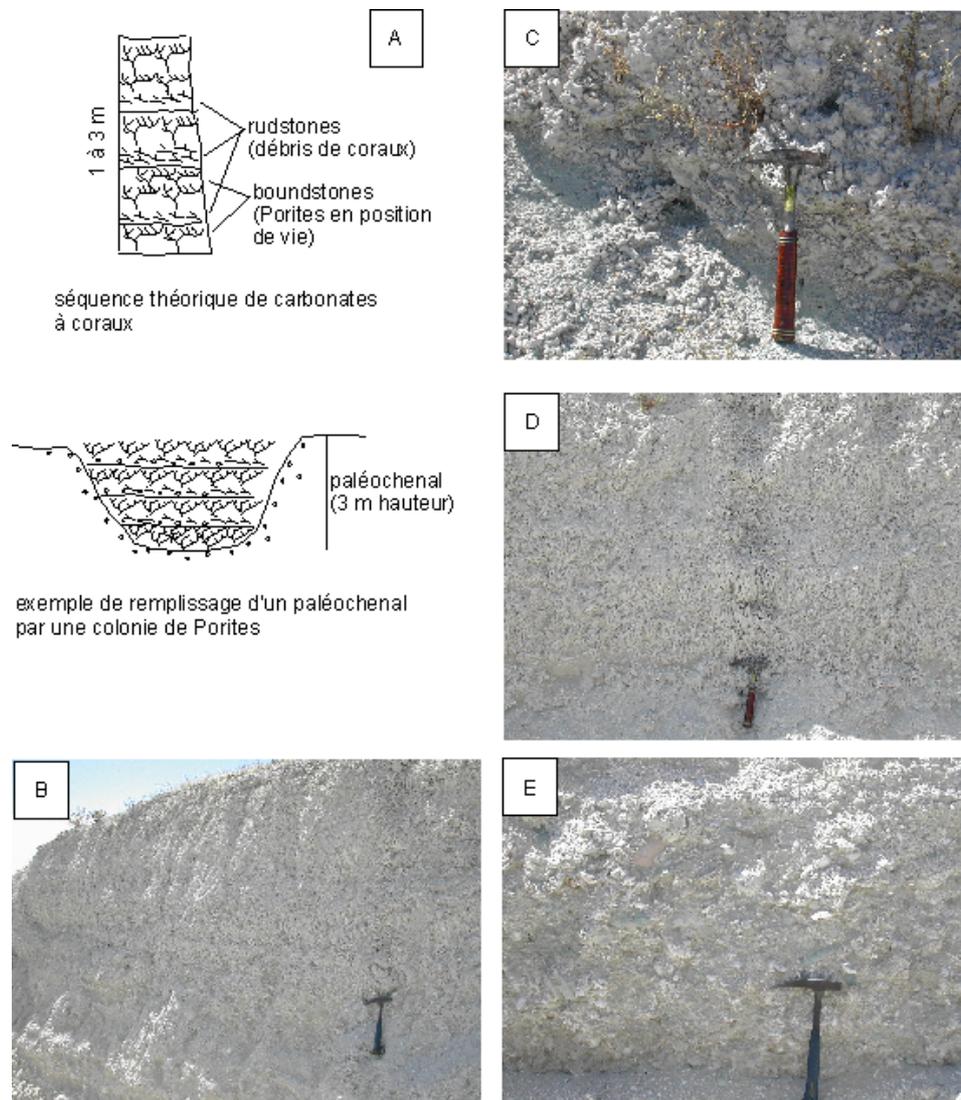


Figure 2.3. 9: Exemple de remplissage d'un paléochenal par une colonie de *Porites*.

En plus des rhodolites, l'augmentation en épaisseur des *Porites panamensis* présents indique que, bien que ces unités aient été déposées à des profondeurs identiques, elles ont été déposées dans une zone à courant fort ou dans une zone à vagues de haute énergie.

### (3) Marnes à rhodolites et gastéropodes :

Comme les précédentes, cette unité est très ressemblante dans la granulométrie, la couleur, l'assemblage des fossiles, et l'épaisseur du dépôt (Figure 2.3. 9.E. et Figure 2.3. 10). Les différences sont la présence de rhodolites et l'absence de coraux. Elles indiquent donc que l'environnement aurait pu avoir des flux de sédiments par des courants forts, ce qui

n'aurait pas laissé de place aux coraux pour s'installer dans l'environnement, ou bien que les rhodolites et les coraux vivent en compétition écologique dans celui-ci. Ces rhodolites se forment dans les conditions écologiques suivantes : température minimale inférieure à celle des coraux pour les eaux de surface de la baie, profondeur d'eau restant toujours inférieure à 2 m. Ainsi le faciès sédimentologique à rhodolites est un bon indicateur et enregistreur de conditions écologiques bien précises : bathymétriques et climatiques (Bourrouilh-Le Jan, 1979).

Ces formations du Pléistocène, riches en coraux, formaient donc des colonies subtidales denses, en environnement peu profond (3 à 4 m), calme. La répartition de ces zones montre des zones topographiques plus hautes, probablement liées à une subsidence tectonique ou à une paléotopographie.

#### 3.3.2.5. Evolution séquentielle

La séquence S4 du Pléistocène représente un cortège de haut niveau marin et bas niveau marin qui traduit un changement de la sédimentation du bassin Alfonso-El Carrizal dû aux variations paléoclimatiques, appelée sédimentation mixte carbonate-siliciclastique-évaporitique. Cette séquence type peut être utile pour la reconstitution paléogéographique, paléocéanographique, paléoclimatique et tectonique des bassins sédimentaires anciens. La particularité de cette séquence est tout d'abord sa position géographique dans le bassin. En effet, on la rencontre uniquement dans la partie nord-ouest du bassin Alfonso – El Carrizal (Figure 2.3. 11). Elle traduit donc une phase importante de la tectonique dans cette région du bassin (fracturation en blocs entraînant un basculement vers l'ouest). On observe un changement de séquences qui montre une alternance argile/gypse dont la position stratigraphique confirme l'existence d'un contrôle tectonique. Cette paraséquence évaporitique s'est formée à la suite d'une transgression marine dans la partie nord du bassin. La limite entre la base de la séquence S4 et le sommet de la paraséquence évaporitique sera donc marquée par cette transgression.

Cependant, une nouvelle phase aggradationnelle avec un passage à un environnement de front deltaïque à base érosive où l'on trouve des faciès de fan delta de chenaux en tresses va marquer une période de stabilisation, avec des paraséquences progradantes régressives de front deltaïque. Ces nouveaux dépôts traduisent des périodes de fortes crues et décrues, qui



(1) Porites et marnes sableuses à gastéropodes



(2) Porites et marnes sableuses à gastéropodes et rhodolites



(3) Marnes sableuses à rhodolites et gastéropodes

Figure 2.3. 10: Principaux types de sous-faciès rencontrés dans la région de Las Animas.

érodent les massifs volcaniques et granitiques de la région. Cette période de transgression semble être contrôlée par la tectonique, l'eustatisme et le climat. Ces nouveaux systèmes d'érosion pouvaient aussi être alimentés lors de phases transgressives ou bien lors des tempêtes occasionnelles provoquant une sédimentation alternée : siliciclastique – carbonatée.

Une nouvelle transgression importante va constituer la dernière paraséquence de cette séquence S4. Elle est composée de conglomérats de plage à faune chaude et subrécifale qui reposent en discordance sur les dépôts de fan-delta. La série carbonatée datée à 120 ka montre une séquence paysage diversifiée contrôlée par un régime climatique tropical.

La séquence S4 marque la phase de transition rifting-accrétion océanique du Golfe de Californie qui va se poursuivre par des phases régressives après 120 ka amenant l'étagement de ces faciès qui progressivement vont être érodés avec une superposition de nouveaux arroyos.

### 3.4. Le Bassin Alfonso – El Carrizal Holocène – Actuel : Phase drift

#### Phase d'ouverture du Golfe de Californie

L'Holocène consiste dans les 11 500 dernières années de l'histoire de la Terre -depuis la dernière époque glaciaire ou « l'âge de glace » jusqu'à nos jours. En général, il a été défini comme une période interglaciaire chaude, qui commence à la fin du Younger Dryas (YD), lequel représente un grand épisode de froid qui a eu lieu pendant la dernière déglaciation dans la région de l'Atlantique Nord (Dansgaard *et al.*, 1989). La phase de transition entre le YD/Holocène a lieu autour de 10 200 à 10 100 ans BP (Karpuz & Jansen, 1992).

La moitié sud du Golfe de Californie est le siège d'une expansion océanique entre les plaques Pacifique et Nord-Amérique. Ce processus d'extension se développe le long de l'axe du Golfe et entraîne la migration de la péninsule de Basse Californie vers le Nord-Ouest, depuis 4 Ma.

Ainsi, le Golfe de Californie représente l'un des plus importants sites de production biologique et une mer marginale à très forte production évaporitique dues à sa nouvelle position latitudinale et configuration géomorphologique (Bray and Robles, 1991). Il devient alors un cadre climatique, océanographique et topographique important qui favorise la formation d'environnements carbonatés évoluant dans des eaux peu profondes du Pléistocène à nos jours (Halfar *et al.*, 2001). Subsistent cependant, les dépôts détritiques qui formaient les terrasses au Pléistocène et qui alimentent les fans deltas actuels.

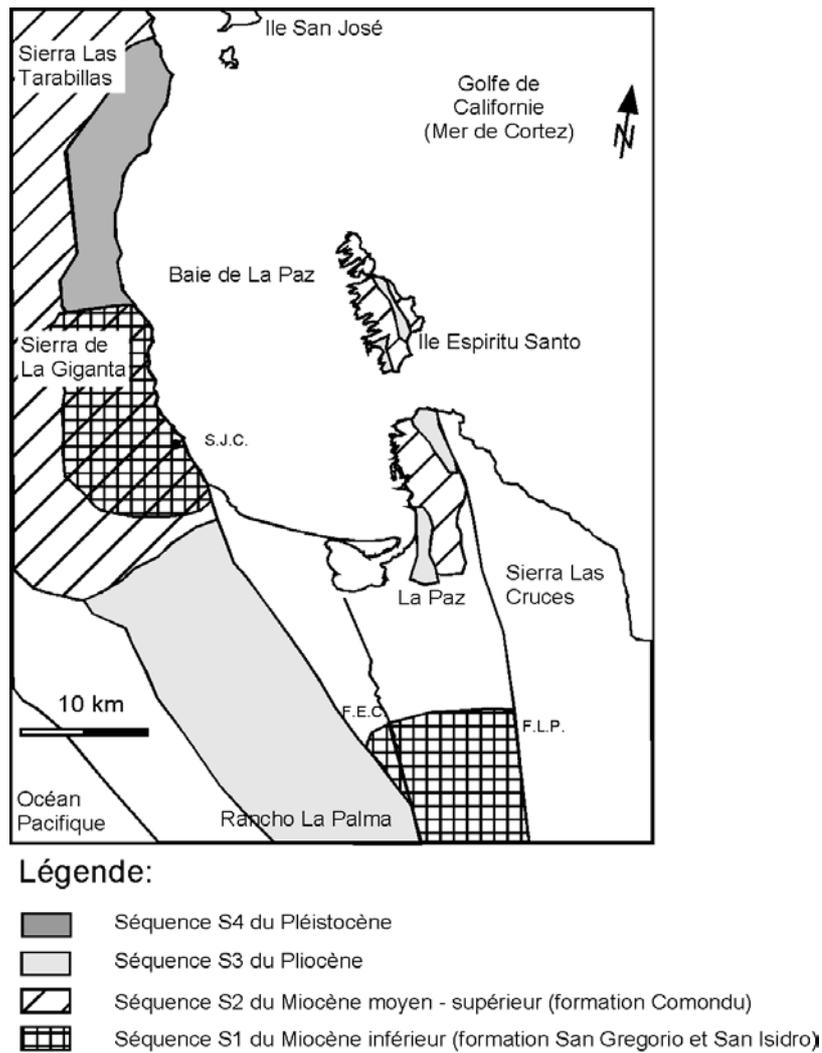


Figure 2.3. 11: Répartition géographique de la séquence S4 du Pléistocène (par rapport aux séquences précédentes) dans le bassin Alfonso – El Carrizal.

### 3.4.1. La sédimentation détritice : exemple du fan delta de El Coyote

L'exemple le plus caractéristique pour la compréhension de l'enregistrement stratigraphique des systèmes de dépôts de fan deltas et le plus étudié est le fan delta de El Coyote. Il est situé dans la partie Nord-Est du bassin Alfonso-El Carrizal, dominé par les vagues et affecté seulement par la dérive littorale. L'impact d'une activité humaine y est minime. Le fan delta de El Coyote est alimenté par un petit bassin versant ( $54 \text{ km}^2$ ) à pente forte de  $15^\circ$ - $30^\circ$  et  $>30^\circ$  dans la zone de capture (Nava-Sanchez *et al.*, 1999). Des pentes entre  $6^\circ$  et  $15^\circ$  sont communes dans la zone de transfert. Il y a deux arroyos principaux : El Coyote et El Puertecito. L'énergie de la décharge fluviatile est élevée, due à une zone de transfert courte et à pente forte, et donc capable de transporter des blocs de 80 cm de long axe. Ce fan delta est formé par un jeu de failles normales. La production de sédiments y est

élevée, parce que les roches sont facilement érodables et la végétation rare. Le cône alluvial est petit (3 km de superficie) ; sa marge externe représente une position de mid-fan, déterminée par la ligne de côte. C'est un cône dominé par un écoulement fluvial, bien que des coulées de débris puissent se produire pendant les années humides, en relation avec le système ENSO, mais sans aucune périodicité.

Le cône alluvial est actuellement en régime érosif, certainement en relation avec la stabilisation du niveau de la mer depuis 6 000 ans B.P. où le niveau de la mer était de + 1 à 1,5 m au-dessus du niveau actuel pour ensuite atteindre la position actuelle, qui a permis l'érosion d'une grande partie du cône (Woodroffe *et al.*, 1995). Ce régime est dû aussi à la baisse de l'intensité des décharges sédimentaires à cause des conditions climatiques plus sèches. Les faibles taux de soulèvement de la péninsule de Basse Californie ( $100 \text{ mm.k.a}^{-1}$ ) ces 100 000 dernières années, et la sensibilité des cônes deltaïques aux variations du niveau marin, ont permis des changements morphologiques comme la formation des terrasses du Pléistocène (stade isotopique possible 5e ou 5c déterminé par des datations radiométriques de fossiles tels que des coraux et des échinodermes ; Omura *et al.*, 1979, Ortlieb, 1981-1982), l'incision des anciens dépôts fluviaux par les nouveaux cours d'eau.

Les séquences de dépôt sont identiques à celles étudiées pour les terrasses fluviales du Pléistocène, c'est-à-dire des séquences de plus de 1 m d'épaisseur, caractérisées par les lithofaciès Gm, Gcm et Gh marquant des environnements de chenaux distributaires en tresses situés au niveau de l'apex du cône deltaïque. Depuis le Pléistocène, on observe une migration vers l'est de l'apex due à la baisse du niveau marin. La zone marine de transition (front deltaïque) est affectée par des courants côtiers, et d'après l'étude faite par Nava-Sanchez *et al.* (1999), est divisée en trois parties : (1) la partie Nord, qui est dominée par des processus de dépôts, caractérisée par une pente douce, des sédiments fins et la formation d'une chaîne de dunes sur l'arrière plage ; (2) la partie centrale où dominant des processus d'érosion et de dérivation, avec une pente plus forte que celle de la partie Nord, des sédiments plus grossiers (5 à 10 cm de long axe) et une terrasse fluviale sur l'arrière plage ; et (3) la partie Sud, où le vannage par les courants littoraux expulse les sédiments fins, ainsi la pente de la plage est-elle raide et une basse terrasse fluviale est visible sur l'arrière plage. Nous pouvons voir une zone de front deltaïque distal qui est dominée par l'action des vagues. Les morphologies dues aux décharges fluviales ne sont pas conservées sur la pente, du fait que ces événements sont de courtes durées et que les vagues remanient ces dépôts fluviaux, donnant de nouveaux dépôts contenant des débris de coquilles et de coraux. Ainsi, à chaque événement torrentiel, on peut assister à la reconstruction d'une nouvelle côte de cône deltaïque. Ces décharges

fluviales ont historiquement causé de sérieux dommages sur les petits villages de pêcheurs qui sont tous situés sur ces surfaces de fan delta qui facilitent l'accès à la mer. Ces inondations coupent les barrières de plages et forment de nouveaux dépôts fluviaux à l'embouchure des rivières (Nava-Sanchez *et al.*, 1999).

#### 3.4.2. Les carbonates non-tropicaux du bassin Alfonso (situé dans l'actuelle Baie de La Paz)

Les environnements carbonatés Holocène et Pléistocène dans la région de La Paz au Sud Ouest du Golfe de Californie ont été étudiés par Halfar *et al.* (2000) et Halfar *et al.* (2001).

Les carbonates de La Paz représentent seulement l'un des quelques sites de production carbonatée le long de la côte Pacifique de l'Amérique du Nord. L'absence d'environnements carbonatés dans cette région peut être due à (1) l'effet d'un courant de contour Est froid (le courant de contour de Californie, courant lent et peu profond), et/ou (2) d'une histoire tectonique dynamique dans cette marge continentale favorisant un dépôt siliciclastique. Les conditions subtropicales à l'embouchure du Golfe de Californie, et un large plateau continental suffisant pour produire un espace d'accommodation à la formation de carbonates, ont permis la formation et l'accumulation de sédiments carbonatés dans les petites baies et sur les rides peu profondes de la région de La Paz.

Basés sur des données issues de carottes, de datations radiométriques et basées sur la racémisation d'acides aminés, et des profils sismologiques, les travaux de J. Halfar *et al.* (2001) montrent une suite des caractéristiques de dépôt et de structures des sédiments carbonatés dans la région de l'île Espiritu Santo :

- un environnement carbonaté subtropical qui inclut une agglutination des sédiments carbonatés. Les carbonates d'eaux superficielles sont facilement érodés et transportés par des mass flow (déclenchés à la suite d'ouragans ou par une activité sismique) à travers l'escarpement défini par la faille Espiritu Santo, et redéposés comme calcaires allochtones (microbréchiques) sur la pente du bassin de La Paz.

- des sédiments qui sont transportés vers l'Ouest se déposent sous forme de biseaux épais, composés de sables mélangés (carbonates-siliciclastiques), et de sédiments boueux siliciclastiques jusqu'au plateau continental.

- les structures carbonatées les plus importantes de la zone de La Paz, sont les biohermes à rhodolites au centre du canal de San Lorenzo ou dans les baies de l'île Espiritu Santo (Figure 2.3. 12). Ils occupent une surface de 20 km dans le canal de San Lorenzo et

présentent une accumulation de 16 m d'épaisseur de carbonates, constituant l'une des structures carbonatées majeures.

- le taux d'accumulation des carbonates de l'Holocène varie en fonction de l'environnement. Il est le plus fort dans le bioherme à rhodolites avec  $260 \text{ cm.k}^{-1}$  et de  $210 \text{ cm.k}^{-1}$  dans les baies (Halfar *et al.*, 2001), et est le plus faible au niveau du plateau moyen et inférieur ( $100 \text{ cm.k}^{-1}$ ).

On peut donc dire que les taux d'accumulation des carbonates sont moyens par rapport aux taux enregistrés dans les environnements tropicaux carbonatés typiques. Les régions de Puerto Balandra et de Bahía San Gabriel apparaissent comme des environnements similaires avec des taux de sédimentation qui sont respectivement de 100 à  $270 \text{ cm.k}^{-1}$  et de 60 à  $70 \text{ cm.k}^{-1}$  (Halfar *et al.*, 2001).

### 3.4.3. La sédimentation du bassin Alfonso

#### 3.4.3.1. Présentation du secteur d'étude

La Baie de La Paz qui se localise à 200 km de l'extrémité de la péninsule de Basse Californie ( $110^{\circ}18'$  et  $110^{\circ}48'$  de longitude W et  $24^{\circ}10'$  et  $24^{\circ}54'$  de latitude N), communique avec le Golfe de Californie à travers deux embouchures, une au NE, appelée Boca Grande et l'autre à l'E, appelée Canal de San Lorenzo ou Boca Chica (Figure 2.3. 12). Dans la zone SE de la Baie se localise la lagune côtière appelée Ensenada de La Paz.

La marée dans la Baie de La Paz dépend des co-oscillations avec la marée du Golfe de Californie et quelquefois avec celle de l'Océan Pacifique. Le caractère de la marée dans la Baie de La Paz est principalement semi-diurne.

D'après les travaux présentés par Jimenez-Illescas *et al.* (1997) sur la Baie de La Paz, on peut identifier trois patrons de vents caractéristiques : vents du NW, vents du N et vents du SE. Le vent moyen dans la Baie est de 5 m/s et provient du NW. Les vents extrêmes arrivent à  $10 \text{ m.s}^{-1}$  et proviennent du Nord. Cette région se situe dans le centre de basses pressions permanentes dues à la convection par réchauffement des couches inférieures de l'atmosphère, résultantes de la radiation générée par le réchauffement solaire de la Terre. Par exemple, on peut observer des jours nuageux seulement lorsque s'approche une masse d'air tropical qui rencontre une masse d'air froide ou bien lorsque se rapproche un cyclone. Le modèle de circulation montre l'existence d'un courant intense parallèle à la côte occidentale de la Baie. La partie la plus profonde de la Baie présente des courants mineurs et les vitesses des courants sont plus importantes dans les canaux que dans le reste de la Baie, le transport

lui, est important dans la Boca Grande, d'où une plus grande influence du Golfe de Californie dans la Baie, à travers cette embouchure qu'au niveau du Canal de San Lorenzo.

Le dépôt des sédiments laminés est influencé par différents paramètres océanographiques et climatiques. L'étude de ces enregistrements géologiques naturels prouve l'évidence des changements climatiques à l'échelle régionale, comme reflet des conditions globales.

Le bassin Alfonso se situe dans la partie la plus profonde de la Baie de La Paz. Dans le cadre du programme Images (mission Mona, 2002), deux carottes ont été réalisées (Figure 2.3. 12): l'une dans la partie la plus profonde du bassin MD02-2510 (d'une longueur totale de 47,76 m) à -410 m, prélevée par le Marion Dufresne 2 ; l'autre sur le flanc nord du bassin MD02-2509 (d'une longueur totale de 30,50 m) à -364 m de profondeur.

Des analyses classiques ont été réalisées à bord sur ces deux carottes :

- mesures non destructives des paramètres physiques sur la carotte ouverte : susceptibilité magnétique, réflectance, gammadensité, vitesse des ondes P ;
- photographies numériques de chaque tronçon ;
- description visuelle de l'ensemble de la carotte.

Les analyses sédimentologiques de la carotte MD02-2510 ont été effectuées dans le cadre d'un DEA par Girardi A. en 2003, et ont été les suivantes : description visuelle (détermination des faciès sédimentaires et biologiques synthétisés sur un log), radiographie X (SCOPIX : banc radioscopique numérique), analyses granulométriques (Malvern : diffractomètre laser), teneur en carbonates et observations microstructurales.

Celles de la carotte MD02-2509 effectuées en complément dans le cadre de cette étude ont consisté à la description visuelle, radiographie X et observations microstructurales. Ce type d'étude (absorption RX) se prête plus à l'analyse de détails et apporte des informations plus détaillées sur les fluctuations de densités.

Nom de la carotte	Longueur de la carotte (m)	Profondeur (m)	Coordonnées : Latitude	Longitude
MD02-2510	47.76	410	24°38,84 N	110°36,00 W
MD02-2509	30.50	364	24°39,11 N	110°34,08 W

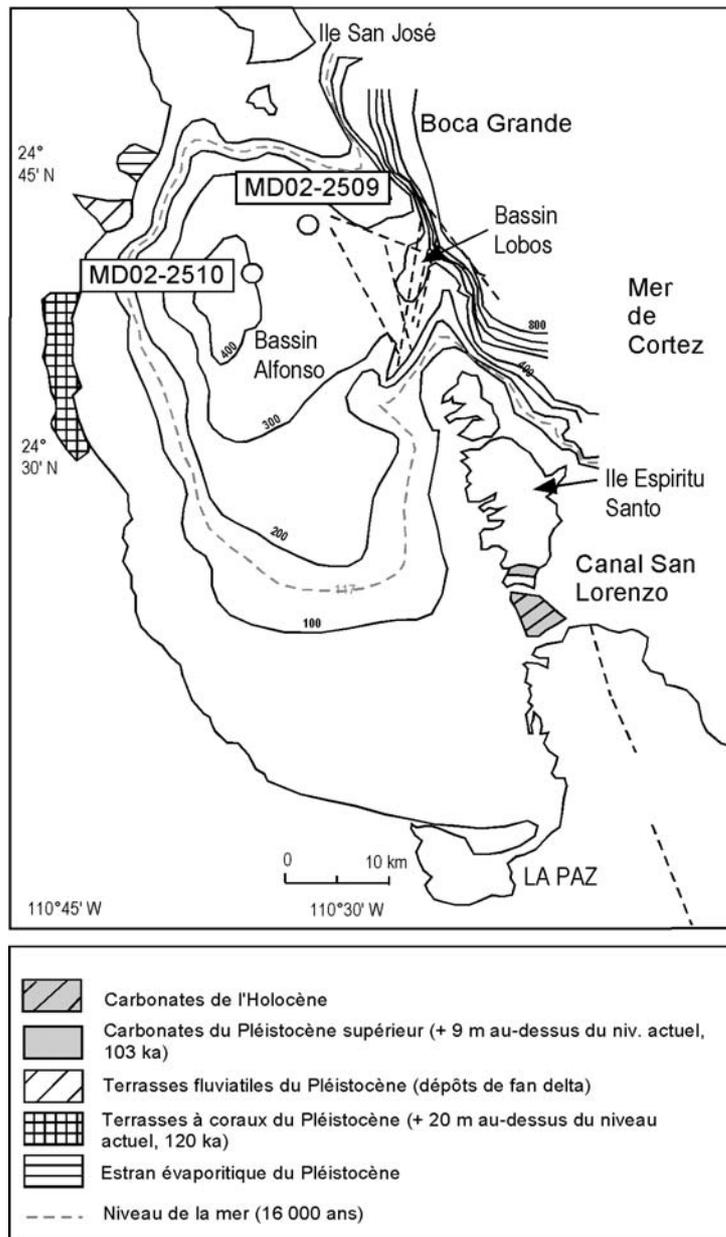


Figure 2.3. 12: Localisation géographique des carottes étudiées dans la Baie de La Paz. La courbe de niveau en pointillés gris représente le niveau marin (- 117 m par rapport au niveau actuel de la mer) il y a 16 000 ans (Holocène) en fonction de la bathymétrie actuelle de la Baie de La Paz.

### 3.4.3.2. Résultats des analyses sédimentologiques des dépôts du bassin Alfonso

La détermination d'un faciès prend en compte les paramètres granulométriques, paléontologiques et physiques, les variations de la couleur et les teneurs en carbonates. Il existe deux types de dépôts : les dépôts laminés et les dépôts non laminés. Pour chacun, il existe différents faciès que l'on présentera.

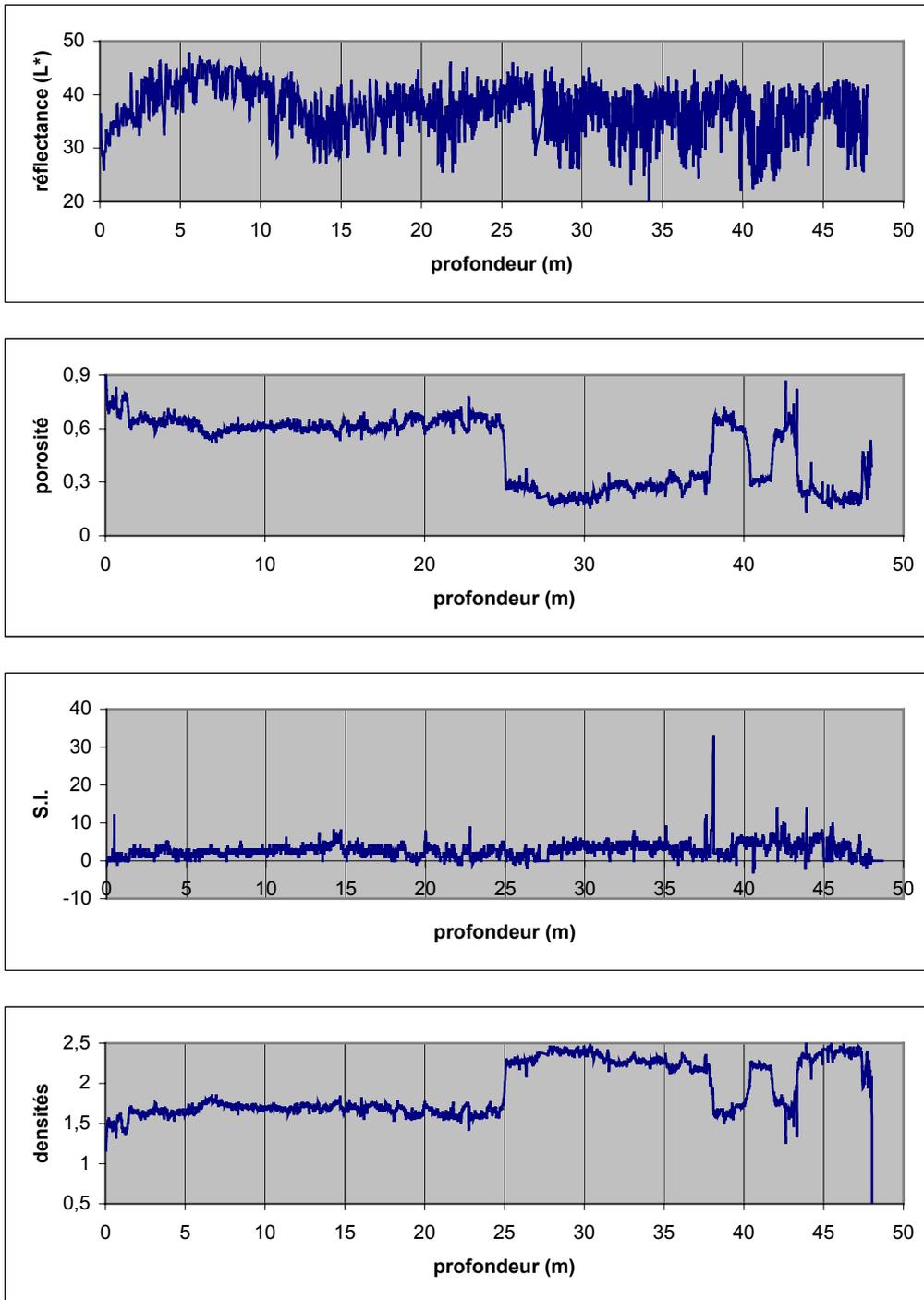


Figure 2.3. 13: Paramètres physiques de la carotte MD02-2510 (d'après les données recueillies à bord du Marion Dufresne 2, S.I. : Susceptibilité magnétique).

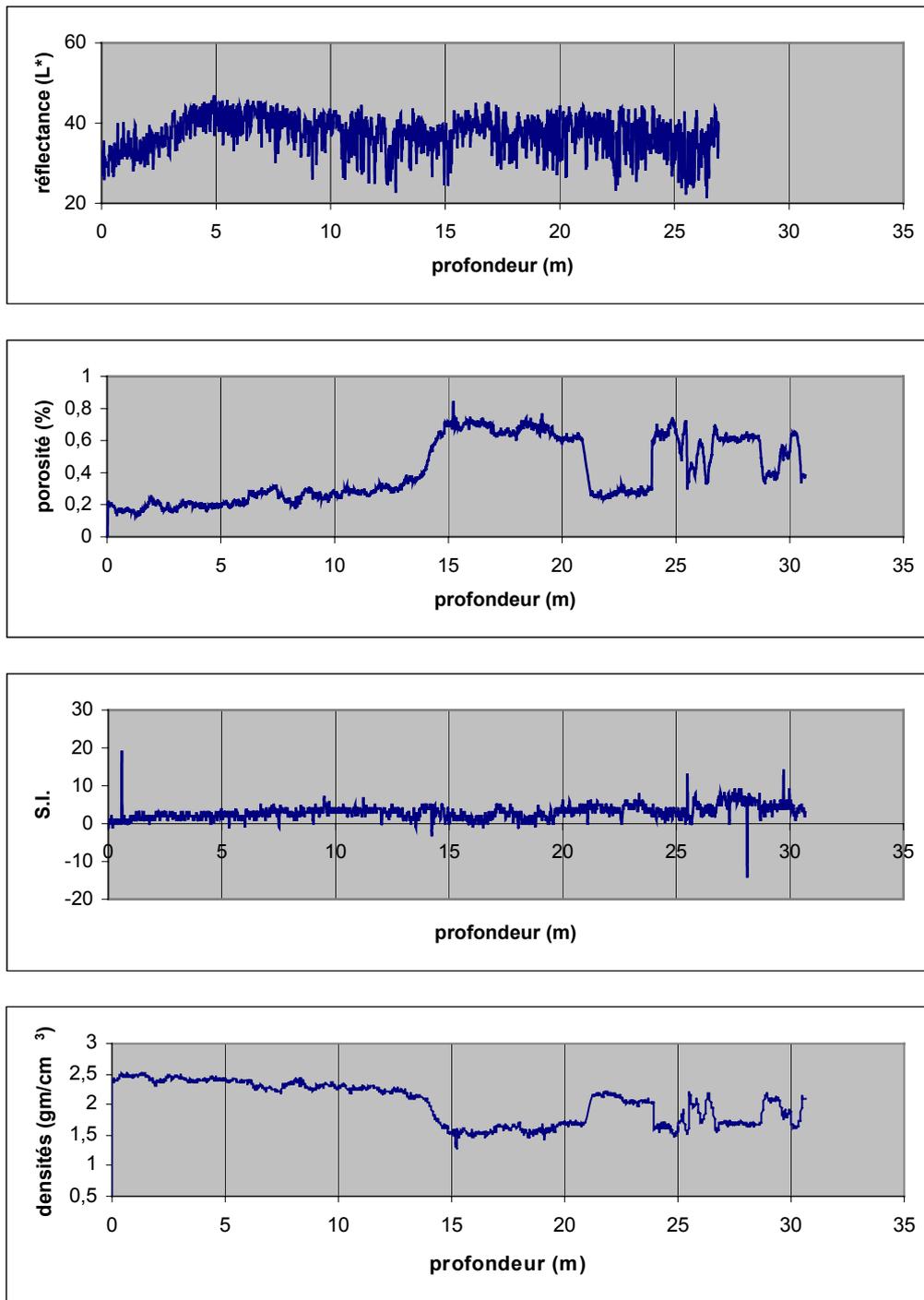


Figure 2.3. 14: Paramètres physiques de la carotte MD02-2509 (d'après les données recueillies à bord du Marion Dufresne 2).

i. Les dépôts laminés

**Structures :** les résultats de ces analyses ont montré que les dépôts laminés du bassin Alfonso sont caractérisés une alternance de lamines sombres et de lamines claires, et qui constituent un couplet formant un cycle de dépôt. Le taux de sédimentation établi à partir

des mesures du  $\delta^{18}\text{O}$  faites dans la carotte MD02-2510, est de 0,044 cm/an, un couplet représente donc 22,7 ans (1 cm d'épaisseur) à 45,5 ans (2 cm d'épaisseur) (Girardi A., 2003). Les apports terrigènes dominent dans les dépôts laminés. La production primaire est constante. Dans les lamines sombres, les apports biogènes sont dilués par les apports terrigènes. Les changements de couleur des lamines sont dus à la fluctuation des flux terrigènes.

**Granularité :** la granularité moyenne des sédiments des carottes est relativement uniforme, dans la gamme des silts et argiles (médiane  $\sim 10 \mu\text{m}$ ) avec une proportion en argiles légèrement plus forte. La proportion des sables est faible : de 1% à 4%. Les lamines sombres ont un grain moyen de 9  $\mu\text{m}$  avec une courbe unimodale, sauf pour la partie de la carotte MD02-2510 (Figure 2.3. 13 et Tableau 2.3. 3) comprise entre 400 et 410 cm où la courbe est bimodale avec un mode principal à 10  $\mu\text{m}$  et un mode secondaire à 140  $\mu\text{m}$  (Girardi A., 2003).

MD 02-2510 (entre 353 et 534 cm)	Grain moyen ( $\mu\text{m}$ )	Proportion sables	Proportion argiles	Constituants ( <i>analyses frottis</i> )	Fraction biogène
Lamines sombres	9	1 à 4 %	> 4%	argiles minéraux oxydés chloritoïdes verres volcaniques	coccolites frustules de diatomées
Lamines claires	9 à 12	7 %	< 7%	argiles oxydes	coccolites spicules diatomées ( <b>blooms</b> ) foraminifères

Tableau 2.3. 3: Résultats des analyses granulométriques réalisées avec un diffractomètre laser, Malvern masterised S., sur une sélection d'intervalles représentatifs du faciès laminé de la carotte MD02-2510, d'après les travaux de Girardi A., 2003. Il faut noter que le Malvern sous-estime la proportion des argiles.

**Images rX :** les zones qui apparaissent plus sombres (gris foncé) aux rX sont plus denses que les zones claires (gris clair) et correspondent aux lamines claires qui contiennent une fraction biogène plus grande. Ces niveaux de forte densité peuvent aussi contenir une quantité de verres volcaniques (tephra) qui pourrait avoir une influence sur cette densité. En effet, l'absorption augmente avec la granularité mais elle dépend surtout de la nature et de la dispersion des grains (dilution ou non par les fines). La perte d'eau peut aussi avoir une influence sur les niveaux de gris, l'image obtenue est moins contrastée du fait d'un coefficient d'absorption plus faible.

**Susceptibilité magnétique :** il s'agit de la mesure de la concentration en minéraux magnétiques.

La courbe totale montre une diminution générale de la susceptibilité vers le sommet de la carotte, en relation avec une moindre compaction et une teneur en eau plus importante dans la partie supérieure des deux carottes (Figure 2.3. 13 et Figure 2.3. 14). On pourrait associer des niveaux de tephra rhyolitiques à une réduction notable de la susceptibilité magnétique (peu de minéraux magnétiques). Cependant, de nombreux niveaux de faible susceptibilité sans niveaux à tephra existent dans ces carottes.

Il faut donc être très prudent quant à l'interprétation de ce paramètre dans une carotte car tous les échantillons contiennent une proportion importante de grains volcanoclastiques qui pourraient fausser le signal.

En revanche les pics positifs ( $> 10$  S.I.) de la susceptibilité magnétique pourraient indiquer une grande concentration de minéraux magnétiques pour la plupart mafiques (Annexes III, p.46).

**Densité sèche :** elle est calculée à partir de la gammadensité. Elle augmente avec la profondeur à cause de la compaction. Généralement, on observe des pics de densité associés aux niveaux à tephra mais cela n'est pas toujours le cas car cela dépend de la densité propre des minéraux, carbonates ou lithiques présents et de leurs proportions entre eux. Elle n'est donc pas un critère suffisant pour identifier un tephra.

**Paramètres de couleur :** les changements dans la couleur des sédiments marins reflètent des changements dans la granularité du sédiment, la composition minéralogique, la chimie des eaux interstitielles (fronts d'oxydo-réduction), et/ou la

productivité ; c'est un signal de changements dans l'environnement de dépôt ou de provenance.

Le paramètre « L » mesure la brillance (gamme de 0 à 300)

Le paramètre « a » mesure le rapport « gamme du rouge (+)/ gamme du vert (-) » (gamme de - 300 à 300)

Le paramètre « b » mesure le rapport « gamme du jaune (+)/ gamme du bleu (-) » (gamme de - 300 à 300) (Andrews et Freeman, 1996).

**Carbonates :** les variations obtenues représentent les variations des teneurs en carbonates totales (Figure 2.3. 13 et Figure 2.3. 14). La confrontation des variations des teneurs en carbonates et des autres paramètres physiques des sédiments de cette carotte nous laisse supposer que nous pouvons traiter ce signal carbonate comme indépendamment de la sédimentation, c'est-à-dire résultant directement de la productivité biologique. Les teneurs en carbonates varient entre 5 % et 35 % et sont fonction de plusieurs paramètres tels que la production primaire, la dissolution ou la dilution par les particules terrigènes et volcanoclastiques.

Les pics de carbonates correspondent à des taux d'accumulation plus importants dus à des périodes de forte productivité de faunes et flores calcaires partiellement associés à une meilleure préservation (dissolution moins forte). On peut aussi considérer qu'il n'y a pas d'apports notables de carbonates détritiques dans ce bassin, ainsi, l'accumulation nette de masse de carbonates est un index de la productivité marine.

**Constituants :** microscopiquement, les constituants majeurs et présents dans les deux carottes sont des bioclastes, des verres volcaniques incolores ou bruns, des plagioclases, des quartz, des lithiques sous forme d'agglomérats de cristaux, des grains opaques et des argiles abondantes. La fraction biogène est constituée principalement de coccolites et de frustules de diatomées et de foraminifères. Cette fraction biogène varie selon les niveaux et sera plus importante dans les lamines claires.

Un second type de faciès est très fréquent dans ces dépôts laminés et est caractérisé par des alternances (gris olive) très sombres et plus claires. La particularité de ce nouveau faciès est son aspect perturbé par le remaniement du sédiment et en particulier la bioturbation. Les images rX montrent une faible densité qui apparaît gris clair. Ce faciès peut varier en épaisseur de quelques centimètres à quelques mètres dans l'ensemble des deux

carottes. Ils sont d'une manière générale distribués de façon à assurer la transition entre les dépôts laminés et les dépôts non laminés. Ce faciès serait donc le résultat d'un écoulement gravitaire qui pourrait avoir été déclenché suite à une activité tectonique.

ii. Les dépôts non laminés

**Structures** : les résultats de ces analyses ont montré que les dépôts non laminés du bassin Alfonso sont caractérisés par une couleur gris-olive sombre (2.5Y N3/). Ils sont très fréquents dans l'ensemble des deux carottes. On a pu différencier des dépôts non bioturbés fins (centimétriques à décimétriques) intercalés entre les dépôts laminés et des dépôts non laminés bioturbés, remaniés et épais (plusieurs mètres).

**Granularité** : la granularité montre une forte variabilité. On a une fraction importante supérieure à 63  $\mu\text{m}$  qui va caractériser le faciès sableux. Cependant, ce faciès restera minoritairement représenté dans l'ensemble des dépôts non laminés.

Le faciès le plus représenté dans l'ensemble des dépôts est le faciès silto-argileux. Sa médiane est comprise entre 9 et 12  $\mu\text{m}$  avec une proportion en argiles légèrement plus forte. La proportion en particules inférieures à 20  $\mu\text{m}$  est toujours supérieur à 65 %. La fraction supérieure à 63  $\mu\text{m}$  est par contre faible, inférieure à 4 %.

**Images rX** : ces dépôts non laminés apparaissent plus sombres aux rX que les dépôts laminés. On ne perçoit pas de structure apparente à l'œil nu ou aux images rX. Le faciès silto-argileux apparaît moins dense que le faciès sableux.

**Constituants** : les lits sableux sont composés de matériel détritique : des quartz, des plagioclases et des verres volcaniques. La fraction biogène dans ce faciès est réduite et représentée par des coccolites et des diatomées pouvant être fragmentés.

L'analyse des frottis pour le faciès silto-argileux a montré des boues constituées d'éléments détritiques (quartz, plagioclases) et d'éléments biogéniques (diatomées, coccolites et foraminifères).

iii. Etude des séquences caractéristiques

On a donc des dépôts non laminés caractérisés par des faciès à forte densité, massifs et bioturbés. L'étude séquentielle de ces dépôts a été commencée par Girardi A. (2003). Elle a été complétée et a montré deux organisations différentes de ces faciès :

- des séquences sans granoclassement non bioturbées, très fréquentes au sommet des carottes (dans les 6 premiers mètres), qui ont des épaisseurs comprises entre 10 et 30 cm. Elles sont constituées du faciès silto-argileux. Leur densité  $rX$  est homogène et leur susceptibilité magnétique reste constante (elle varie entre 1 et 4 S.I.). On parle de séquence homogène.

- des séquences sans granoclassement avec bioturbations, denses aux  $rX$ . Le faciès silto-argileux caractérise ces dépôts. On peut y trouver des fragments de coquilles dissoutes, et des traces de terriers sont visibles. On les retrouve sur les tronçons 5-6-7-8-9 de la carotte MD02-2510 de 6 à 13,40 m (Annexes III). Leur densité  $rX$  (1,7 et 1,85  $gm/cm^3$ ) et leur susceptibilité magnétique (de 1 à 4 S.I.) sont homogènes. On parle alors de séquence homogène bioturbé.

- des séquences à granoclassement positif peu fréquentes qui peuvent atteindre 10,5 cm d'épaisseur comme c'est le cas dans le tronçon 26 de la carotte MD02-2510 à 3 780,2 cm de profondeur. On observe une diminution de densité  $rX$ , de porosité et une diminution de la susceptibilité magnétique vers le sommet de la séquence liée à l'homogénéité du faciès silto-argileux. La base est caractérisée par le faciès sableux (forte densité et susceptibilité magnétique) où le contact inférieur est érosif sur un dépôt laminé. Les éléments ferro-magnésiens sont donc concentrés à la base de la séquence. Ces séquences ont donc été analysées pour l'ensemble des deux carottes dans les dépôts non laminés et sont réparties de la façon suivante.

#### iv. Distribution verticale et identification des tephra

L'observation microscopique des grains constituant la fraction supérieure à 63  $\mu m$ , et notamment des verres volcaniques, a permis de dégager des familles et des variétés de particules vitreuses selon des critères principalement morphologiques (Annexes III). Le paramètre important qui contrôle la forme des grains est la vésiculation des verres. En effet, le contenu, la forme d'un grain et de ses bulles dépendent de plusieurs facteurs. La chimie du magma notamment influence fortement le contenu en gaz et la viscosité.

De façon générale, on observe deux types de grains : des verres transparents très vésiculés de composition rhyolitique (felsique, F) et des fragments de verre trapus, bruns avec des vésicules sphériques largement espacées, de composition basaltique (mafique, M). Les particules volcanoclastiques observées appartiennent à ces deux groupes différents d'après leur composition chimique et leur source de formation. Les caractéristiques morphologiques dépendent aussi de cette classification (Fisher et Schminke, 1984 ; Heiken et

Wohletz, 1985 ; Oehmig et Wallrabe-Adams, 1993 ; Schneider, 1998). Nous avons choisi à l'image des travaux réalisés par Ducassou E. (2003) sur la marge nord-islandaise, d'utiliser la même terminologie afin de différencier chaque type de grain en fonction de sa composition. Cette nomenclature n'est qu'à titre indicatif.

Le premier groupe (types F1, F2 et F3) correspond à des fragments pyroclastiques d'origine aérienne de composition dacitique à rhyolitique. Le second groupe (types M1, M2, et M3) correspond à des particules hydroclastiques à pyroclastiques (M2, M3) essentiellement sous-marines de composition basaltique, et de particules hyaloclastiques (M1) sous-marines.

Ainsi, l'étude de la forme des grains autorise une compréhension du mécanisme éruptif ; la modification des angles indique les processus de transport et de mise en place et l'altération des clastes (palagonitisation) nous renseigne sur l'abondance d'eau, voire sur l'existence de transformations hydrothermales. Toutes ces caractéristiques peuvent être interprétées génétiquement et reliées à des mécanismes éruptifs distincts ce qui va nous permettre de comprendre les sources des grains volcaniques vitreux dans chaque niveau.

D'après les résultats de comptage, les proportions en verres volcaniques ne sont pas assez importantes pour être définis comme marqueurs et donc caractéristiques de niveaux à tephra (où la concentration en tephra est élevée). Cependant, on peut associer ces tephra isolés aux pics granulométriques indiquant la présence de sable comme le pic à 3 798 cm sur la carotte MD02-2510 (Figure 2.3. 13).

On a donc des particules vitreuses felsiques trouvées principalement dans la carotte MD02-2509 au niveau du tronçon 13 à 1 845 cm de profondeur (Figure 2.3. 15, B, Annexes III), qui sont pour la plupart des ponces équantes ou fragments de ponce à structure cellulaire, entourées parfois de verre. Leur texture est parfois spongieuse et la forme du grain dépend de la forme des vésicules. Elles correspondent au type F2 et sont abondantes dans ce niveau (>70%). La présence de ponces indique que les particules sont issues de magmas rhyolitiques de relativement forte viscosité ( $T^{\circ} > 850^{\circ} \text{C}$ ). On peut souvent y trouver des verres incolores et transparents avec des microlites et quelques quartz.

Les particules vitreuses mafiques sont les plus fréquentes dans les deux carottes. Elles sont abondantes mais restent isolées. On a pu différencier trois types de verres : M1, M2 et M3 (Figure 2.3. 15). Le type M1 correspond à des échardes trapues et équantes avec des surfaces curviplanaires lisses ou dentelées. Elles se différencient par leur couleur brun clair et sont associées à des éruptions effusives sous-marines. Ces échardes se forment pendant les éruptions en eaux profondes où le rapport du volume d'eau sur le volume de magma est

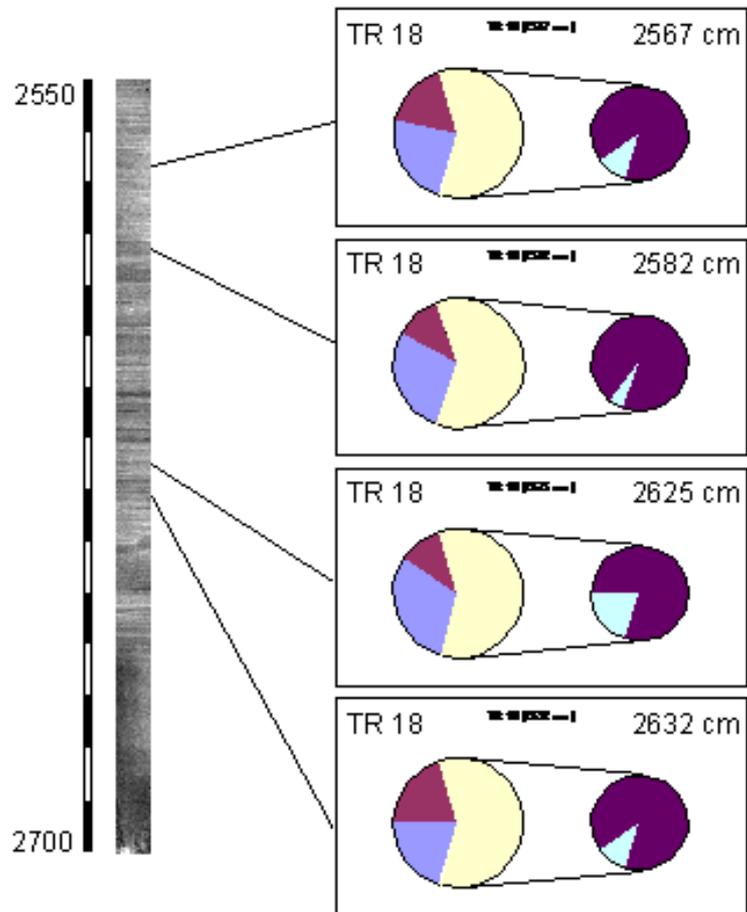
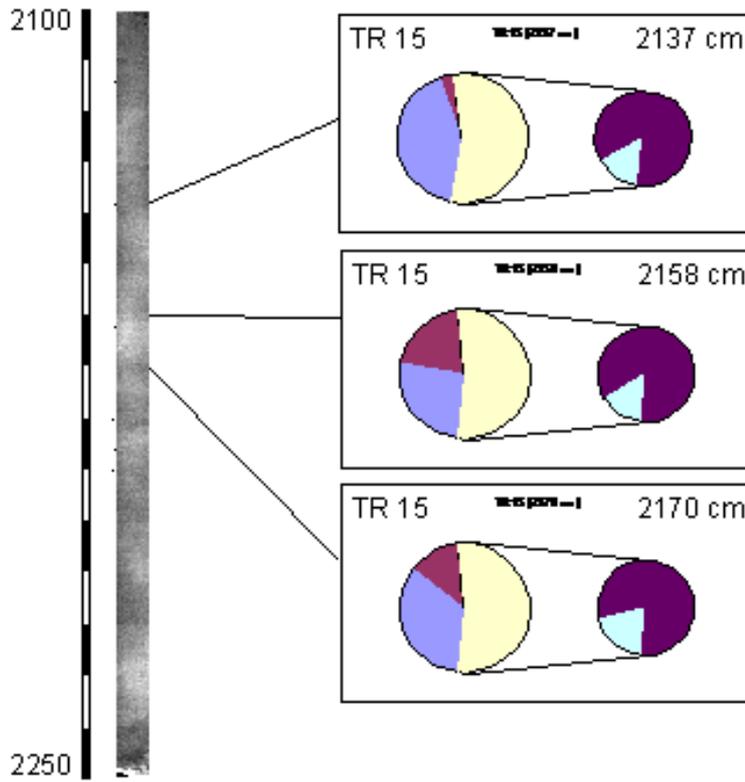
important. C'est souvent le cas au niveau des fragments de dorsale où la profondeur d'eau est supérieure à 200 m. Le type M2 est composé d'échardes à vésicules libres où les fractures recoupent les vésicules. Ce sont des parois et des jonctions de bulles. Le type M3 correspond à des fragments de verre basaltique trapus à vésicules ovoïdes peu abondantes et de tailles réduites. Les vésicules sont isolées sans se recouper entre elles. Elles sont souvent remplies de sédiments fins, d'où leur aspect sombre. Ces deux derniers types sont associés à des éruptions hydroclastiques causées par des explosions de vapeur, où le magma ascendant entre en contact avec des eaux de surface ou les eaux souterraines. Ces éruptions sous-marines à caractère explosif se produisent lorsque le rapport du volume d'eau sur le volume de magma est faible, donc généralement à faible profondeur.

Ces premiers résultats nous permettent d'établir une première stratigraphie à partir des dépôts de tephra de l'ancien centre volcanique maintenant disparu. Les tephra basaltiques nécessitent plus d'attention car ils peuvent provenir à la fois du volcanisme ancien de la zone active du Miocène (subaérien), dans ce cas nous aurons des tephra très altérés remodelés par un long transport et donc nous renseigner sur leur processus de sédimentation par écoulements gravitaires, ou bien provenir aussi de l'activité de volcans sous-marins situés au niveau de la ride du Golfe de Californie où nous aurons alors des tephra « frais », non altérés. L'identification de ces tephra montre toutefois deux origines différentes qui peuvent correspondre aux deux types de grains. Leur mise en place dans les sédiments soulève donc de nombreux problèmes, notamment quant aux processus volcaniques et sédimentaires ; elle sera discutée ultérieurement.

3.4.3.3. Discussion : les processus sédimentaires dans la zone et l'enregistrement paléoclimatique

i. Remarques sur les teneurs en carbonates et réflectance

Les changements de couleur du sédiment reflètent des changements dans la granularité, la composition minéralogique et les constituants trophiques. La réflectance qui rend compte du pourcentage de lumière réfléchi sur une aire donnée du sédiment, est étroitement liée aux variations des carbonates. Si l'on compare l'enregistrement des teneurs en carbonates de la carotte MD02-2510 et le signal de la réflectance de celle-ci, on observe les mêmes grandes tendances sur les deux courbes.



A.

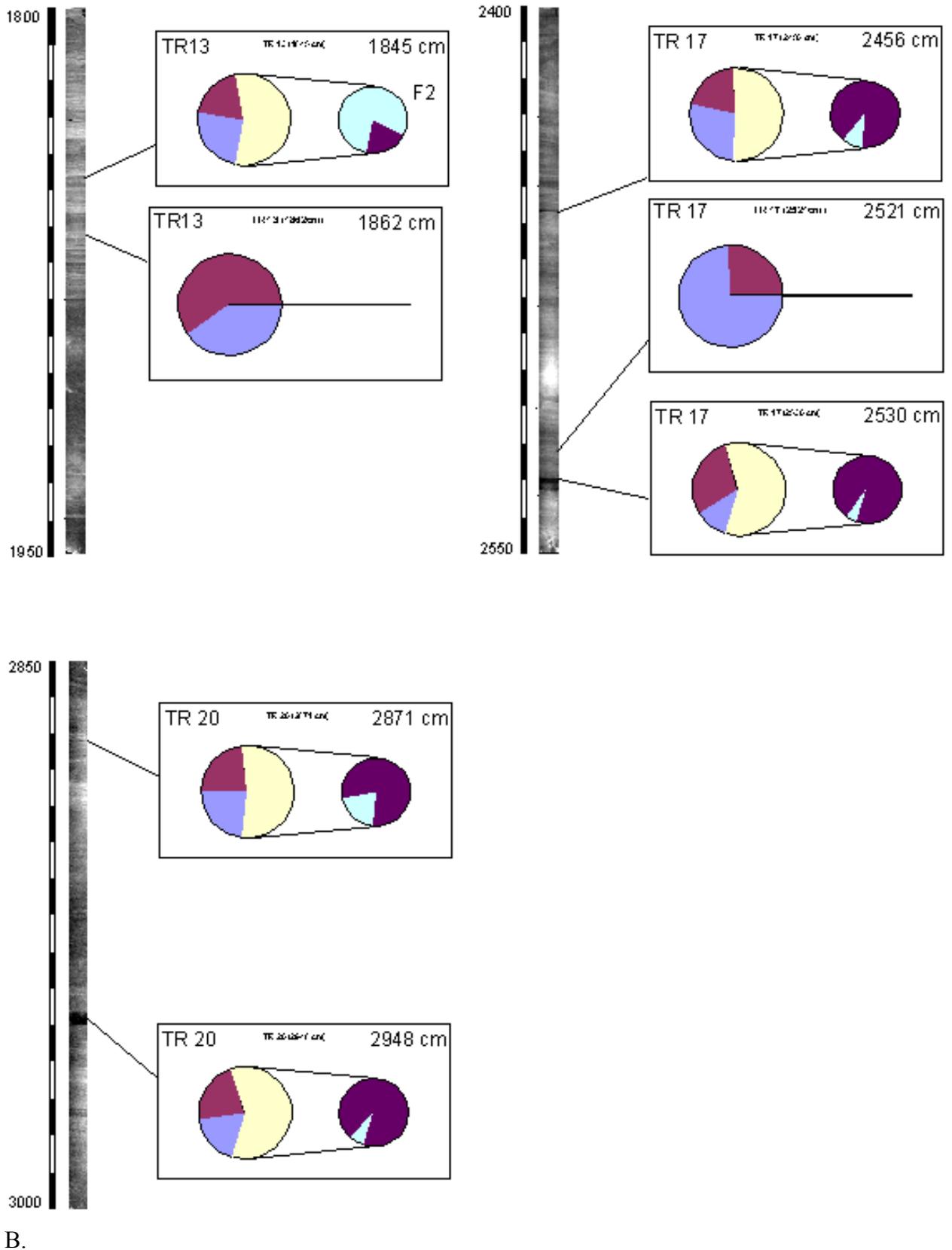
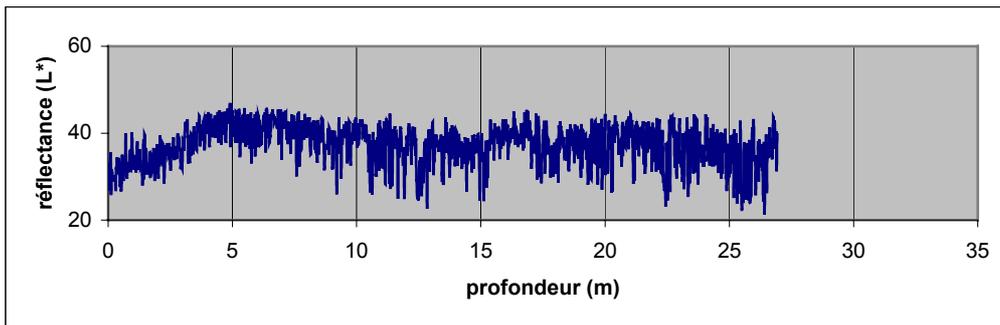
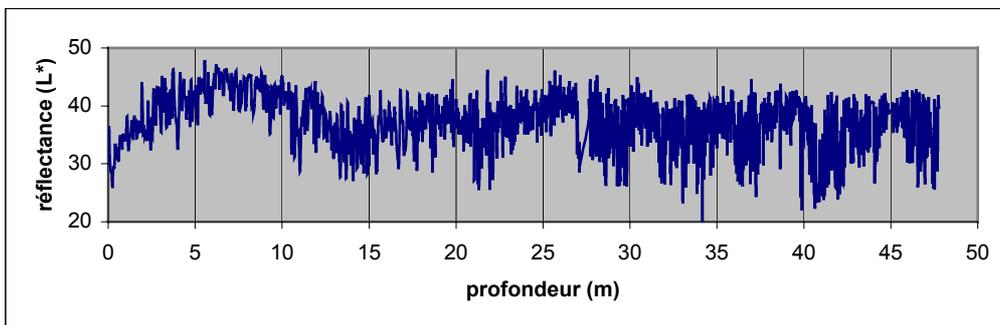


Figure 2.3. 15: Distribution verticale et identification des tephra (isolés) dans le bassin Alfonso – El Carrizal. A. carotte MD02-2510 (tronçons 15, 18). B. carotte MD02-2509 (tronçons 13,17 et 20). Voir Annexes III pour la légende des diagrammes.

Si l'on compare maintenant les deux courbes de la réflectance des deux carottes MD02-2510 et MD02-2509 (Figure 2.3. 16), on constate aussi la même tendance d'évolution des courbes. La gamme des valeurs est la même pour les deux enregistrements sédimentaires. On peut donc facilement corrélérer les variations générales de ces deux carottes du fait de leur même ordre de grandeur. Pourtant le site de prélèvement de la carotte MD02-2509 subit une influence plus marquée des courants qui favorisent le mélange des eaux et la productivité biologique, par rapport à MD02-2510. De plus, il n'est pas soumis aux eaux froides de fond qui peuvent participer à la dissolution des tests des organismes calcaires. La thermocline dans le bassin d'Alfonso est bien définie. De ce fait, la pycnocline est forte. Cela inhibe le mélange vertical des eaux de surface et de fond. Sous la pycnocline la concentration en oxygène est faible et le renouvellement des nutriments est minimal à la surface (Monreal-Gomez *et al.*, 2001). C'est pour cela que la production primaire est mineure dans la Baie de La Paz comme dans le bassin d'Alfonso, comparé aux autres bassins du Golfe de Californie.



Carotte MD02-2509



Carotte MD02-2510

Figure 2.3. 16: Comparaison entre les deux courbes de réflectance des deux carottes étudiées.

Il faut donc envisager des mécanismes d'apports et de dépôts importants et relativement constants dans le temps, qui ne diluent pas le signal de la productivité de surface. Il s'agit probablement d'apports de sédiments marins remobilisés par les courants ou des écoulements gravitaires. Dans ce cas, le fond de la dépression (> 400 m) enregistrerait un signal « concentré », ce qui s'expliquerait par des teneurs en carbonates plus importantes que prévu.

## ii. Processus de transport et de sédimentation

Les dépôts sont constitués de minéraux et d'éléments lithiques issus de l'érosion des formations volcano-sédimentaires, de carbonates et de quantités importantes de diatomées et foraminifères (*Globigerina bulloides*, Girardi, 2003). Ces données suggèrent l'incorporation des sédiments et la remobilisation des dépôts du plateau continental par des courants de densité ou des courants de surface.

L'initiation des écoulements qui transportent le matériel vers le fond du bassin peut avoir plusieurs origines : les précipitations tropicales, les surcharges proches de pente ou les séismes importants dans la zone. Les sédiments terrigènes peuvent notamment être remobilisés depuis des dépôts accumulés au niveau des fans deltas.

On observe des sédiments relativement laminés dans les carottes étudiées, et la granularité moyenne ainsi que la susceptibilité magnétique indiquent un environnement sédimentaire relativement stable pour le fond du bassin et plus dynamique sur les flancs du bassin (carotte MD02-2509). On observe cependant peu d'indices (structures, granularité) de mise en place des sédiments par des écoulements gravitaires. Cela signifie que le dépôt primaire de matière pélagique domine. Cependant, de tels taux de sédimentation ne peuvent être expliqués par la décantation pélagique classique. Il faut donc envisager des apports, issus de la remise en suspension du matériel fin déposé sur le plateau continental au niveau de l'embouchure des canaux. La sédimentation pélagique est donc fortement accentuée au-dessus de la dépression étudiée. Celle-là est peut être suppléée par de petits écoulements gravitaires dilués contrôlée une activité tectonique (voir 2.1.4, p.214).

Il n'y a pas de vannage des argiles (abondantes dans ces sédiments), donc peu de courants de fond ou des courants trop faibles pour les mobiliser. Des pics de sables sont seulement présents dans les niveaux dont la fraction > 63 µm contient plus de 30 % de cendres volcaniques (tephra). Cependant, tous les échantillons contiennent des particules vitreuses, qui peuvent être issues de niveaux bioturbés ou de niveaux remobilisés, de la zone de fracture de l'Ile Espiritu Santo. La proportion principale des sédiments, dont la fraction est

< 63  $\mu\text{m}$ , est composée de matériel non volcanique (90 %) et de seulement 1 à 10 % de matériel volcanique. La quantité d'échardes de parois de bulles facilement mobilisables (type M1, M2 et F2) est une expression de l'environnement hydrodynamique de dépôt. Ajoutés aux composants volcaniques primaires, il y a une quantité variable de fragments de roche et de minéraux, dont certains sont cohérents avec la composition du substratum de la péninsule de Basse Californie. Ces minéraux sont des quartz arrondis à anguleux et des grains de feldspaths alcalins. Ils sont comptabilisés dans la fraction > 63  $\mu\text{m}$  et peuvent être issus de l'érosion de certains dépôts de l'île et plus certainement de l'érosion de la région ouest de Punta El Coyote.

iii. Origine et mise en place des dépôts laminés

Dans le bassin Alfonso-El Carrizal, les apports terrigènes sont considérablement plus importants que les apports biogéniques. Ils sont régulés par le transport éolien et le transport pluvial. Les changements de concentration entre biogène et terrigène sont le plus souvent régulés par des fluctuations des influx terrigènes (Molina-Cruz *et al.*, 2002).

Le bassin d'Alfonso connaît deux saisons des pluies :

- la première, de juin en octobre, est déclenchée par une activité cyclonique dans l'Océan Pacifique tropical. Les précipitations sont alors appelées précipitations tropicales.

- la seconde, de novembre à février, se produit quand le courant froid de Californie approche de la côte Ouest de la Basse Californie. Les précipitations sont alors appelées précipitations tempérées. Mais il est possible qu'il y ait un renversement de cette tendance. Quand les précipitations tempérées sont dominantes, il y a une diminution des précipitations annuelles (Salinas-Zavala *et al.*, 1990). L'écoulement est alors plus faible que dans un cycle dominé par les précipitations tropicales.

Si on se place dans un cycle dominé par les précipitations tempérées, les apports terrigènes vont être moindres car 1) les précipitations diminuent, 2) les flux terrigènes sont principalement régulés par les pluies et 3) l'écoulement est faible. Les apports biogènes vont alors être moins dilués par les apports terrigènes. Une lamine claire se forme.

D'après Salinas-Zavala *et al.* (1990), les périodes de renversement entre régime tropical et régime tempéré sont de 2,5 – 4,5 – 7,7 – 11,2 et 23 ans. Les études faites sur la carotte MD02-2510, ont montré qu'une lamine (sombre ou claire) se dépose en moyenne en 11,4 ans. Ce qui est parfaitement corrélable avec les résultats de Salinas-Zavala *et al.* (1990). Le renversement entre précipitations tempérées et tropicales influe donc sur les précipitations

annuelles et sur l'écoulement, ce qui agit sur la couleur des lamines, tous les 11,4 ans, en moyenne.

Grâce à l'étude microscopique réalisée sur les carottes on a pu réaliser un modèle de mise en place des dépôts laminés qui montre que pendant un régime de précipitations tempérées, les apports terrigènes peuvent considérablement diminuer et favoriser indirectement la production de diatomées. On a alors formation de lamines blanches qui correspondent à un bloom de diatomées, au lieu de lamines claires. Ces lamines représentent en quelque sorte un extrême des lamines claires. A l'opposé, on a aussi formation de lamines gris-vert au lieu de lamines sombres. On peut imaginer que pendant une période dominée par les précipitations tropicales, les pluies étaient plus importantes qu'elles ne le sont généralement. Les apports terrigènes vont alors augmenter et conduire à une forte dilution des apports biogéniques (Figure 2.3. 17). On peut donc dire que les lamines blanches se forment durant les minimums minimumorum d'apports terrigènes et que les lamines gris-vert se forment pendant les maximums maximumorum d'apports terrigènes.

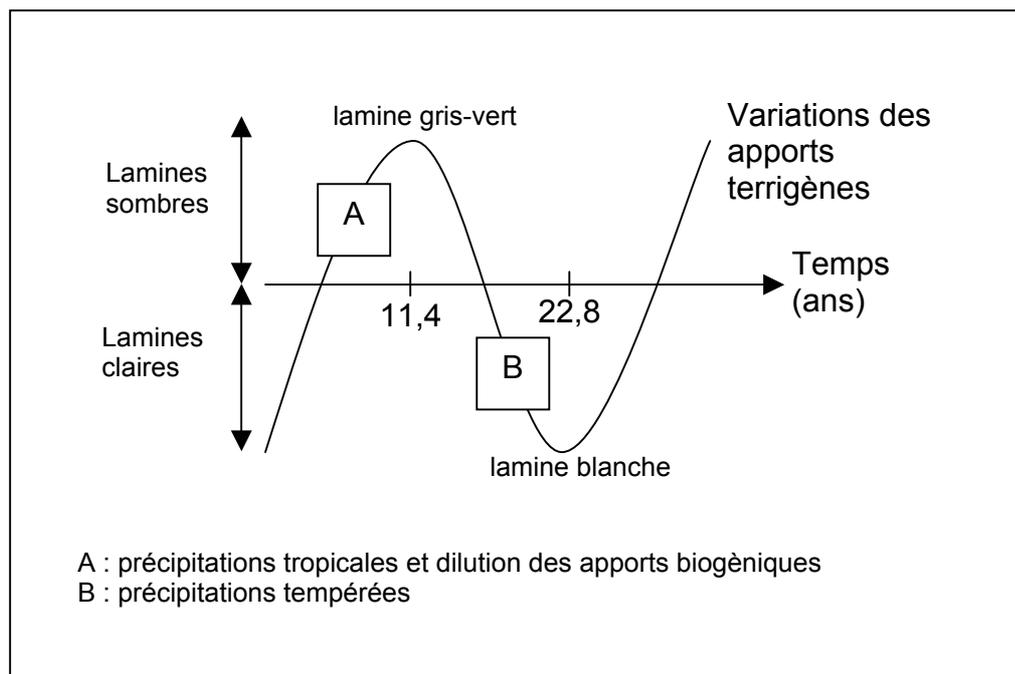


Figure 2.3. 17: Variations des flux terrigènes en fonction de l'activité climatique au cours de la mise en place de dépôts laminés.

Les lamines sont des structures dynamiques causées par un écoulement avec une forte fraction transportée sur le fond. Le caractère non perturbé des lamines traduit un minimum de bioturbations.

Les verres rencontrés sont majoritairement mafiques avec des particules de verres massives hydroclastiques de type M1 et des fragments de pyroclastes avec des vésicules de type M2, M3 et M4. Ces particules sont donc très probablement originaires d'une éruption d'un des volcans sous-marins de fragment de la dorsale. Enfin, ces lamines comprennent des verres très « frais », c'est-à-dire avec une proportion très faible de grains altérés. Leur dépôt s'est donc produit très peu de temps après leur genèse (éruption). Cependant, les lamines directement au-dessus de celles-ci sont de composition « homogène » avec seulement 35 à 40 % de particules vitreuses (2 625 et 2 632 cm carotte MD02-2510, TR 18). La présence de série de lamines que l'on peut appeler série laminée (TR 18 : 2 567-2 582-2 625-2 632 cm, carotte MD02-2510, TR 17 : 2 521-2 530-2 456 cm, carotte MD02-2509) et d'un meilleur tri du matériel prouve que le dépôt de la séquence résulte d'un ou plusieurs courants de turbidité. Cet écoulement gravitaire peut avoir été déclenché suite à une éruption (séisme, surcharge de sédiments). La présence de contacts érosifs et la difficulté d'expliquer l'évolution des indices granulométriques nous laisse penser que cette séquence ne résulte pas d'un seul et même écoulement. Plusieurs petits écoulements successifs et rapprochés dans le temps auraient déposé à chaque fois une lamine. En effet, si l'on observe plus particulièrement la structure interne des dépôts inférieurs aux lamines dans la carotte MD02-2510 (TR18), on se rend compte qu'elle est homogène et massive, c'est-à-dire sans structure apparente. Cet écoulement ne serait donc pas de type turbiditique comme dans la carotte MD02-2509 mais de type hyper-concentré.

Le scénario de cette hypothèse serait le suivant : une première déstabilisation des dépôts du flanc oriental de la dépression dépose les premières lamines massives suite à une micro-activité tectonique (éruption et/ou séismes), puis des écoulements suivent et sont composés cette fois de matériel produit lors de l'éruption sous-marine provenant probablement des dépôts superficiels du talus volcanoclastique adjacent à l'évent. Enfin, la queue de l'écoulement gravitaire principal cannibalise les dépôts hémipélagiques du flanc de la dépression pour déposer des sédiments « homogènes » typiques mais laminés. Si l'on retient l'hypothèse de plusieurs écoulements, il faut considérer qu'ils se sont mis en place de façon très rapprochée dans le temps car le dépôt n'a pas subi de bioturbations, ou seulement son sommet.

Une deuxième hypothèse serait que cette séquence résulte d'un seul et même grand écoulement. Il aurait été généré avec le début de l'éruption sous-marine puis alimenté par une quantité de particules hydroclastiques au moment du paroxysme de l'éruption. Enfin, l'écoulement se serait affaibli avec la fin du pic éruptif et aurait érodé et remis en suspension du matériel hémipélagique du flanc de la dépression. L'injection de particules grossières dans l'écoulement aurait formé les contacts érosifs visibles. Cet écoulement serait donc de type turbiditique.

iv. Mise en place des dépôts volcanoclastiques

La sédimentation dans l'eau dépend de la taille, de la densité et de la forme de la particule. Les vitesses de sédimentation sont plus importantes pour les particules massives comparées à celles plus vésiculées de la même taille (Oehmig et Wallrabe-Adams, 1993). Malgré la très faible vitesse de sédimentation des tephra à grains fins dans l'eau, la redistribution par les turbulences et les courants océaniques reste relativement mineure (Carey, 1997). La distribution générale des niveaux de cendres sous-marins dérivée des éruptions subaériennes (type F2) est gouvernée par la hauteur de la colonne éruptive et les vents. Elle est modifiée par les courants marins et la redistribution post-dépôt par des écoulements en masse et des courants de turbidité et la bioturbation. De la même manière, la distribution des retombées de tephra du nuage éruptif est dépendante des conditions météorologiques au moment de l'éruption. Ainsi, les conditions sèches et calmes produisent des dépôts de tephra drapants alors que les systèmes transportés par les précipitations produisent des dépôts sporadiques et discontinus.

En ce qui concerne les particules de type M1, M2 et M3, la nature des explosions sous-marines est gouvernée par la profondeur d'eau (pression hydrostatique) à laquelle l'éruption se déroule, la composition du magma, en particulier sa teneur en éléments volatils et sa viscosité, ainsi que la dynamique de l'interaction de la lave et de l'eau qui dépend de nombreux facteurs tels que les propriétés physiques du magma, le taux d'éruption, la géométrie de l'évent et autres (Fisher et Schmincke, 1984).

Les tephra rapidement accumulés en domaine aérien ou sous une faible profondeur d'eau peuvent être remobilisés et transportés vers les eaux profondes, ce qui pose plusieurs problèmes d'interprétation. En milieu marin, les particules vitreuses et minérales sont donc mélangées avec des argiles, du matériel organique et d'autres éléments détritiques déposés simultanément. Ces niveaux s'échelonnent donc depuis des cendres presque pures jusqu'à des niveaux contenant une quantité faible mais identifiable de matériel volcanique. On peut

ainsi avoir un renseignement sur la durée des émissions lors d'une éruption ou encore sur la remobilisation de tels dépôts (Fisher et Schminke, 1984).

En effet, les cendres sont facilement extraites des zones topographiquement plus élevées ou pentues. Par conséquent, le fond de cette dépression peut contenir des dépôts volcanoclastiques successifs mais dont le matériel provient d'une seule éruption. Le niveau supérieur ayant été arraché au relief adjacent. Donc, en addition à une sédimentation primaire associée aux éruptions, les masses se déplacent par gravité. Les niveaux à tephra sont de granularité sableuse et constituent des niveaux préférentiels de décollement. On assiste donc à des processus de resédimentation secondaire sur la pente du bassin. Ces écoulements de masse (faiblement triés), initiés par des mouvements tectoniques (séismes) pendant les phases éruptives de la ride, ont été observés et étudiés par Gorsline *et al.* (2000) sur d'autres carottes situées plus au nord dans ce même bassin.

Nous avons donc trouvé des couches dispersées de tephra remaniés, appelées tephra secondaires. Ces niveaux dilués sont dus à la déstabilisation et la remobilisation post-dépôt des sédiments du périmètre de la dépression. La fréquence peu élevée des tephra primaires que nous avons rencontrés dans le bassin d'Alfonso peut être expliquée soit par une intensité nulle de l'activité volcanique aérienne ou bien par une intensité stable (constante) de l'activité de la dorsale océanique ; soit par une activité tectonique due à la dérive de la péninsule et donc à l'emplacement du bassin par rapport à la dorsale qui se retrouve à une topographie différente (plus élevée) où seules les cendres transportées par des courants de surface sont déposées dans le bassin.

### 3.5. Conclusions

Dans le Bassin d'Alfonso, les flux de décharges locales sont petits et beaucoup de sédiments les plus grossiers sont remaniés dans les fans deltas situés en bordure du bassin. Les turbidites des bassins n'ont pas pu être déposées par de tels événements dans les temps passés, bien que des turbidites plus limitées dans le temps soient communes dans les carottes de la pente péninsulaire étudiées par Gorsline *et al.* (2000). Donc les turbidites qui recouvrent le fond du bassin Alfonso sont susceptibles d'être déclenchées par des séismes (Gorsline *et al.*, 2000). Les pentes latérales du bassin sont limitées par des failles. Des profils sismiques de réflexion acoustique (Nava-Sanchez *et al.*, 2001) ont indiqué de fortes déformations des sédiments contemporains qui indiquent une activité tectonique fréquente. Tout glissement observé sur les carottes de la pente Est du bassin pourrait se voir confirmé par la présence d'une turbidite de même âge dans le bassin d'Alfonso (Nava-Sanchez *et al.*, 2001).

L'étude des dépôts des carottes permet de mieux comprendre l'environnement sédimentaire de la marge Est péninsulaire californienne et d'en dégager les signaux importants. L'analyse sédimentologique, en particulier, a permis d'élaborer un modèle conceptuel des différents processus contrôlant la sédimentation dans la dépression actuelle du bassin d'Alfonso. Celui-ci illustre les hypothèses avancées dans la discussion précédente quant aux différents processus d'apport, de transport et de sédimentation dans la zone. Ce modèle de sédimentation où les apports sont relativement constants et non biaisés par une quelconque dilution, ainsi que l'enregistrement des carbonates ont montré que ces carottes reflètent un signal marin régional et que des études haute-résolution seraient exploitables comme les tendances globales holocènes (Figure 2.3. 18).

La comparaison des courbes d'évolution des teneurs en carbonates des carottes indique que les taux de carbonates (5 et 35 %) présentent des variations entre les différents stades isotopiques (1, 2 et 3) enregistrés dans les carottes (Figure 2.3. 18). Les résultats de l'étude faite par Girardi (2003) suggèrent que la cyclicité sédimentaire qui a été mise en évidence à l'échelle des carottes MD 02-2509 et MD 02-2510 est sous contrôle orbital et principalement sous contrôle eustatique. Les dépôts laminés sont le résultat de la production primaire (foraminifères et coccolithophoridés) conditionnée par le régime des pluies (précipitations tropicales vs tempérées) et également par l'augmentation des températures. C'est pour cette raison que les lamines sont présentes pendant les stades isotopiques 1 et 3, considérés comme des stades interglaciaires. Pendant le stade 2, alors que le niveau de la mer était à – 120 m au-dessous du niveau actuel (Figure 2.3. 12), l'absence de ces dépôts laminés reflète les conditions climatiques défavorables à leur formation. Cette période caractérisée par un refroidissement climatique correspond au Dernier Maximum Glaciaire où les teneurs en carbonates diminuent reflétant une production primaire réduite car non adaptée à ce climat et soumis à de fortes pluies. Le stade isotopique 3 est marqué non pas par une grande tendance au réchauffement mais par plusieurs phases de refroidissement (Figure 2.3. 18).

Ces dépôts caractérisent une phase de subsidence qui aurait débuté lors du stade 3 (environ 32 ka) et qui se poursuit actuellement dans le Bassin d'Alfonso. Ceci expliquerait les pics de carbonates dans les sédiments laminés du stade 3 liés aux variations du niveau marin que l'on trouve sur la carotte MD02-2510 à 3800 et 4700 cm de profondeur.

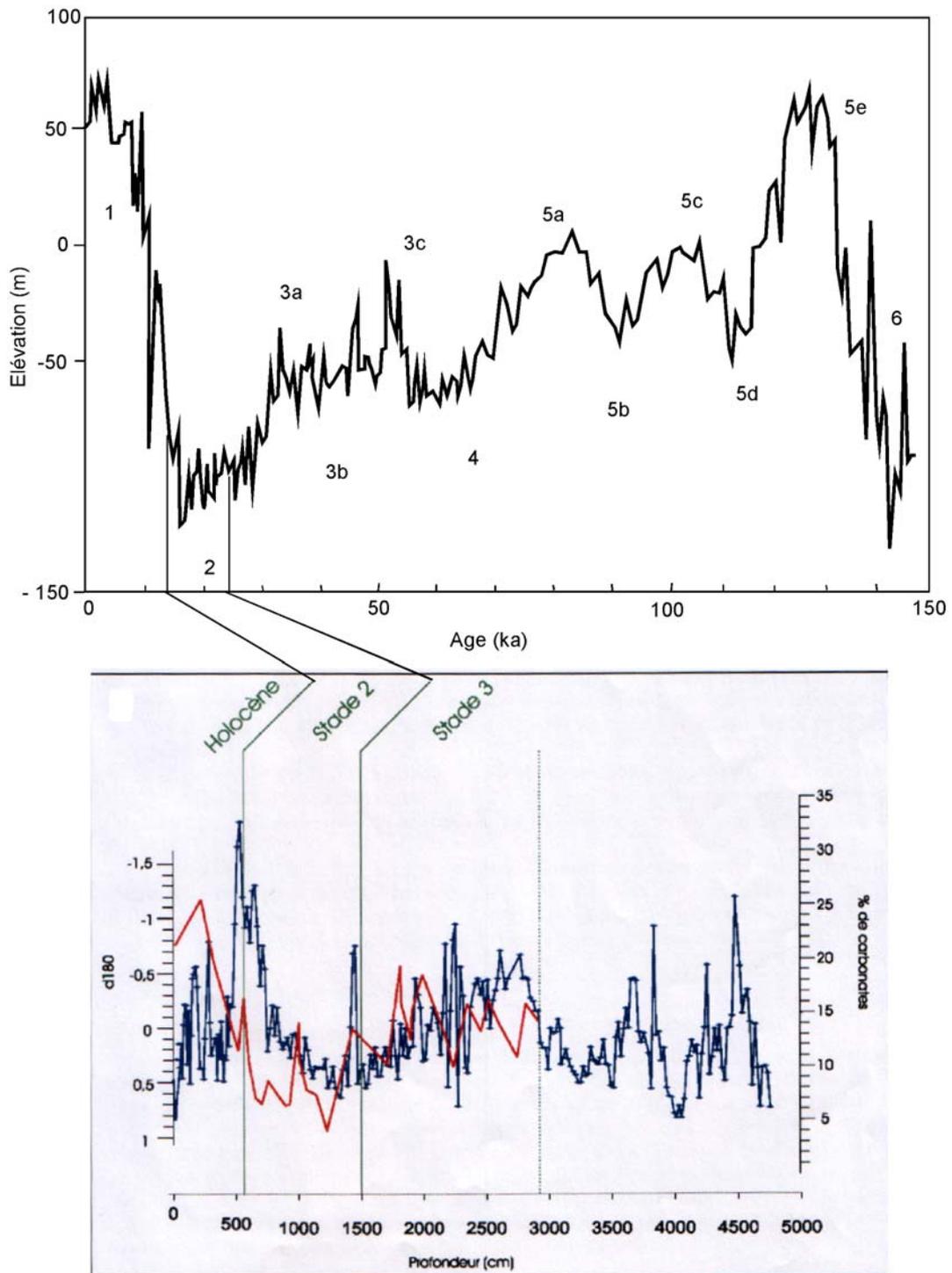


Figure 2.3. 18 : Corrélations entre la teneur en carbonates et les mesures de  $\delta^{18}\text{O}$  (effectuées sur des foraminifères planctoniques) sur la carotte MD02-2510 (d'après Girardi, 2003) et la courbe de variation du niveau marin global (figure du haut) d'après les isotopes de l'oxygène (Shackleton et Pisias, 1985, modifié).



PARTIE 3 : METHODE ASM APPLIQUEE AUX FORMATIONS  
VOLCANOCLASTIQUES



## **CHAPITRE 1 : ETUDE STRUCTURALE DU SOCLE DU BASSIN ALFONSO-EL CARRIZAL PAR LA METHODE ASM**

### 1.1. Etude structurale des coulées pyroclastiques du bassin Alfonso-El Carrizal par la méthode ASM

#### 1.1.1. Echantillonnage

Cette partie se rapporte à une étude géophysique utilisant l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM) menée dans l'ensemble du bassin Alfonso –El Carrizal, dans les dépôts volcanoclastiques du type « écoulements pyroclastiques ». Les mécanismes d'écoulement et de dépôt et la rhéologie des écoulements pyroclastiques ont été étudiés par diverses méthodes basées sur les observations de terrain et les études microscopiques. L'utilisation de la méthode ASM combinée à l'observation des microstructures permet de proposer un modèle pour la mise en place de ces ignimbrites et de préciser les directions d'écoulement dans ces coulées pyroclastiques et peut être de localiser leur source.

Pour cela, 14 sites de prélèvement ont été effectués dans la zone d'étude afin de déterminer la localisation de ou des sources éventuelles et 223 échantillons orientés ont été analysés (Figure 3.1. 1). On a différencié deux zones d'étude situées dans la région de La Paz, de part et d'autre de la ville. La zone qui correspond aux sites 1 à 6 (Ile Espiritu Santo) et 20 (Coromuel), 26 et 27 (Pichilingue), située à l'Est et au Nord-Est de la ville sera appelée « zone de La Paz » et la zone qui correspond aux sites 12, 15, 21 à 23 (El Cajon et San Juan de la Costa) situés à l'Ouest de la ville est appelée « zone d'El Cajon » (Figure 3.1. 2).

#### 1.1.2. Etude de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique dans une ignimbrite : l'ignimbrite de La Paz et de San Juan de la Costa

Les *foliations magnétiques* (Annexes IV) mesurées dans l'ignimbrite même sont caractéristiques d'une fabrique magnétique particulièrement bien marquée avec un plan moyen de N 66°E NW 62° pour la zone d'El Cajon et de N 126°E SW 44° pour la zone de La Paz. La comparaison entre les mesures de terrain et les foliations magnétiques est malaisée en raison de l'absence ou du petit nombre de mesures.

Echantillons étudiés par ASM (données mesurées)							
site	n	Foliation			Linéation		Observations
		Azimut	Pendage	Pitch	Azimut	Pendage	
1	14	144	23	115,4	207	21	ignimbrite rose
2	12	40	28	9,1	212	4	ignimbrite rose
3	14	151	8	101	230	8	ignimbrite noire
4	19	33	4	64	149	4	ignimbrite blanche
5	14	219	87	73	228	73	ignimbrite soudée
6	4	159	63	156	327	21	matrice ADV
7	9	208	65	162	216	16	pseudotachylite
8	3	257	50	110	16	46	matrice ADV (base)
9	5	275	82	140	88	39	base ADV (semelle)
10	8	96	79	67	120	65	matrice ADV
11	9	14	89	0	14	0	ignimbrite (imbrication biotite)
12	25	259	74	160	73	19	matrice ADV
13	14	68	41	87	162	40	matrice ADV
14	23	15	70	8	18	8	ignimbrite (base ADV)
15	19	294	88	154	113	26	matrice ADV
16	15	303	88	49	305	49	filon clastique
17	11	61	35	128	106	27	matrice ADV
18	14	350	61	18	359	15	matrice ADV
19	15	298	38	84	21	38	ignimbrite rose (pipes)
20	22	127	75	102	255	71	ignimbrite marron
21	23	262	26	130	309	19	ignimbrite blanche
22	19	283	35	97	22	34	ignimbrite (pipes)
23	23	133	89	87	149	87	matrice ADV
24	11	189	89	80	197	80	matrice ADV
25	11	78	50	71	140	47	ignimbrite soudée
26	7	155	50	146	178	26	ignimbrite soudée
27	8	109	54	53	147	40	

n : nombre d'échantillons analysés par site

Figure 3.1. 1: Présentation des différents sites d'échantillonnage.

Les *linéations magnétiques* (Annexes IV) montrent des directions moyennes variables de N 133° SW 37° pour la zone d'El Cajon et de N 215° NE 30° pour la zone de La Paz. Elles plongent vers le Sud-ouest dans la zone d'El Cajon et vers le Nord-est dans la zone de La Paz, où elles ont un plongement atténué (< 40°).

Les *paramètres scalaires* (Tableau 3.1. 1) utilisés pour exprimer la symétrie de la fabrique magnétique sont P' et T (Jelinek, 1981) : calculés à partir des valeurs de  $K_{max}$ ,  $K_{inter}$  et  $K_{min}$ , ils représentent respectivement le degré d'anisotropie corrigé (P' variant de 1 à  $+\infty$ ) et le paramètre de forme de l'ellipsoïde ( $-1 < T < 0$  correspondant à un ellipsoïde linéaire et  $0 < T < 1$  à un ellipsoïde planaire).

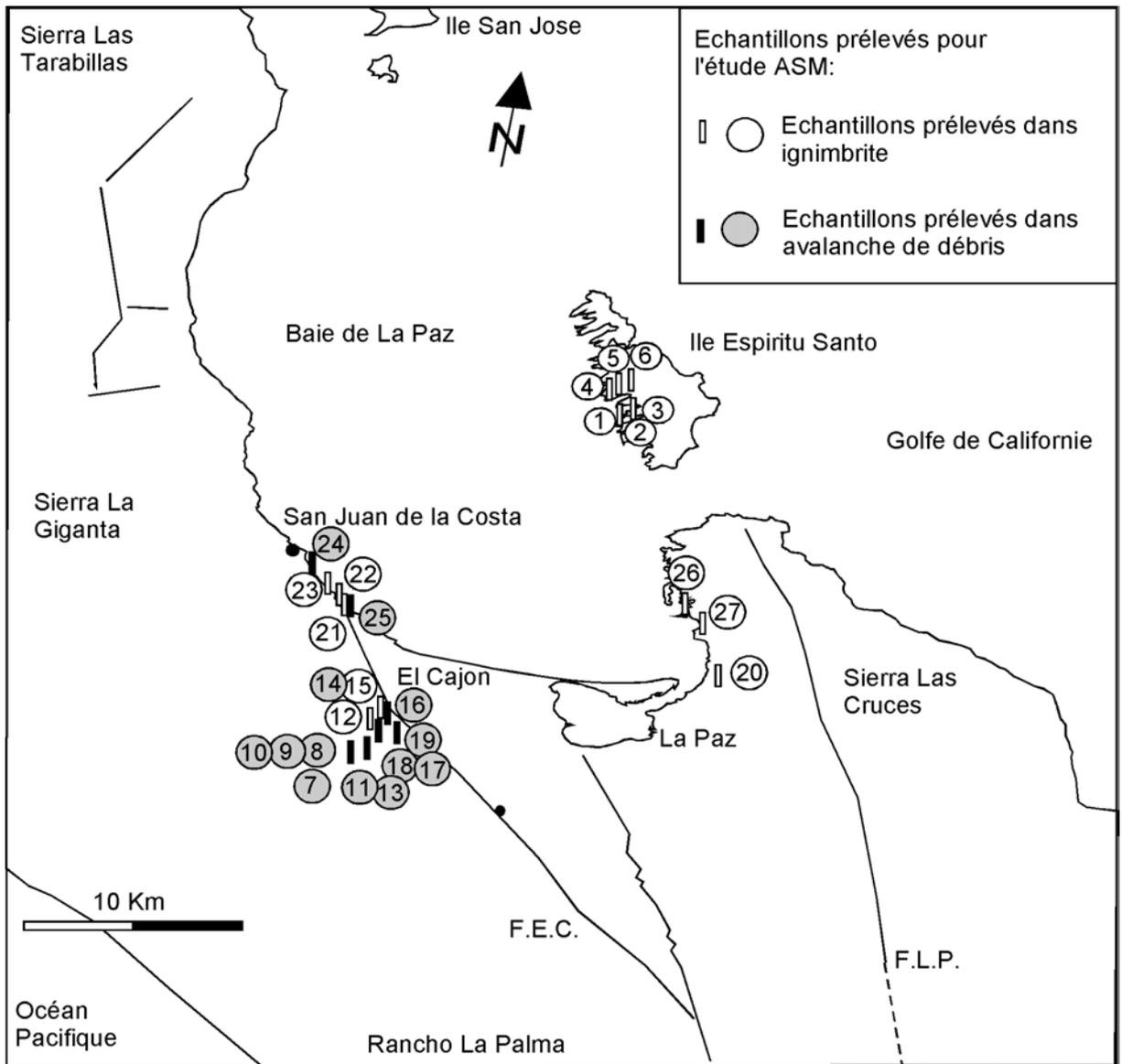


Figure 3.1. 2: Localisation des différents sites d'étude pour la méthode ASM. Voir Figure 3.1. 1 pour la nature des dépôts analysés.

**Tableau 3.1.1:**

site	Susceptibilité maximum	Susceptibilité intermédiaire	Susceptibilité minimum	Susceptibilité moyenne	Foliation	Linéation	Degré d'anisotropie
	$K_{max}$	$K_{int}$	$K_{min}$	$K_m$	F	L	P'
1	1,018538	1,01038	0,97121	1,000042667	1,04	1,008	1,05226
2	1,016065	1,012437	0,971715	1,000072333	1,042	1,004	1,050852
3	1,010641	1,003668	0,985896	1,000068333	1,018	1,007	1,025912
4	1,011389	1,003123	0,985601	1,000037667	1,018	1,008	1,026746
5	1,008434	1,001659	0,990073	1,000055333	1,012	1,007	1,018766
6	1,013547	1,005251	0,981943	1,000247	1,024	1,008	1,033424
12	1,005824	1,000704	0,993514	1,000014	1,007	1,005	1,012452
15	1,005886	1,00022	0,993934	1,000013333	1,006	1,006	1,012031
20	1,005857	1,002103	0,992043	1,000001	1,01	1,004	1,014409
21	1,00233	0,999729	0,997943	1,000000667	1,002	1,003	1,004421
22	1,01761	1,000927	0,981868	1,000135	1,019	1,017	1,036438
23	1,007265	0,998074	0,994703	1,000014	1,003	1,009	1,013072
26	1,01159	1,001765	0,986819	1,000058	1,015	1,01	1,025293
27	1,007369	1,00676	0,985924	1,000017667	1,021	1,001	1,024808
moyenne	1,0101675	1,003342857	0,986656143	1,0000555	1,016928571	1,006928571	1,025063143

Les susceptibilités sont exprimées en  $10^{-3}$  SI.

Tableau 3.1. 1 : Résultats des mesures ASM dans les dépôts d'ignimbrite de la région de La Paz.

Le diagramme T-P' (Figure 3.1. 3) montre que les sites de la zone d'El Cajon (série 1) sont caractéristiques d'une anisotropie plutôt planaire ( $0 < T < 0,94$ ) avec un degré d'anisotropie compris entre  $1,012 < P' < 1,036$ . On a cependant dans cette zone un deuxième groupe qui lui, montre une anisotropie linéaire  $-0,46 < T < 0$  et un degré d'anisotropie de  $1,004 < P' < 1,013$  et qui correspond aux sites 21 et 23 situés au Nord de la zone d'El Cajon.

Pour la zone de La Paz (série 2), le diagramme T-P' montre des sites à anisotropie planaire ( $0 < T < 0,48$ ) avec toutefois une distinction entre deux groupes au niveau du degré d'anisotropie. Le premier groupe qui contient le plus de sites montre des degrés de  $1,014 < P' < 1,033$ , et le second qui correspond aux deux sites 3 et 4 avec un degré de  $1,050 < P' < 1,052$ .

On peut remarquer que les ignimbrites soudées de la zone d'El Cajon c'est-à-dire les sites 26 et 27, ont un ellipsoïde planaire avec une légère accentuation pour le site 27 et un même degré d'anisotropie.

Le diagramme de distribution des ellipsoïdes ASM dans un diagramme de Flinn est représenté dans la Figure 3.1.4. On peut voir que les ellipsoïdes ASM des ignimbrites sont généralement de forme « *oblate* » ( $K=0$ ) car situés au-dessous de la droite  $K=1$ . Cette forme

dite aussi « en galettes » des ellipsoïdes des fabriques magnétiques est très caractéristique dans les ignimbrites.

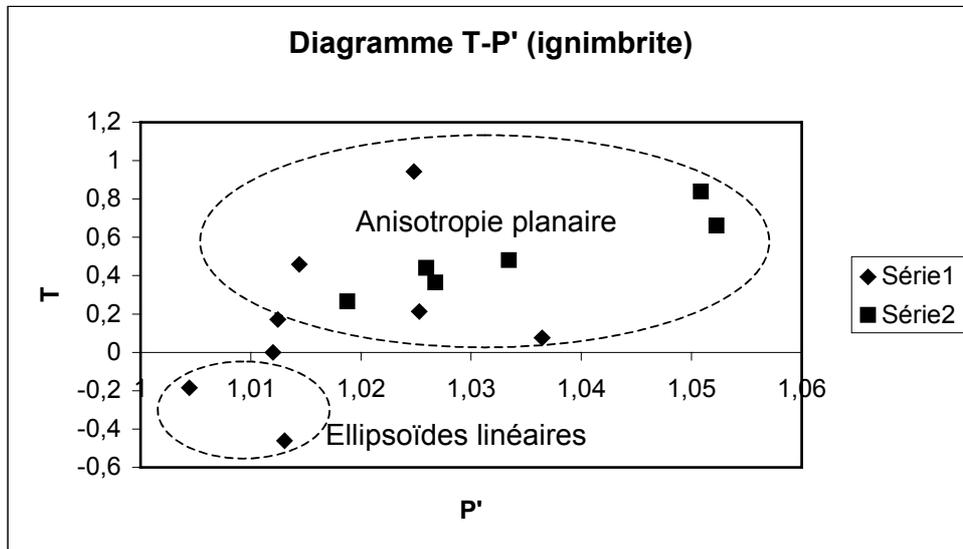


Figure 3.1. 3 : Diagramme T-P'. Série 1 : sites de la zone d'El Cajon ; Série 2 : sites de la zone de La Paz.

Cependant, pour certains sites (21 et 23) situés dans la zone d'El Cajon et plus précisément au Nord de cette zone (El Cajete), on a  $L > F$  et leur ellipsoïde des fabriques est *prolate* ( $K > 1$ ) et donc situés au-dessus de la droite  $K=1$ . Ceci est certainement dû à une paléotopographie très irrégulière dans cette région (peut être accidentée) et non horizontale et plane comme dans la zone est.

### 1.1.3. Interprétation des données ASM- Directions des écoulements

Dans cette étude sur les ignimbrites de la région de La Paz (Figure 3.1. 5), l'analyse des anisotropies de susceptibilité magnétique (ASM) permet de révéler dans un même type de dépôt la présence de fabriques magnétiques distinctes.

Les projections stéréographiques des plans de foliations et des pôles de linéations résument, pour les différentes zones, les caractéristiques de ces fabriques magnétiques. Elles vont permettre de replacer sur une carte chacun de ces résultats et d'interpréter les directions éventuelles des écoulements étudiés.

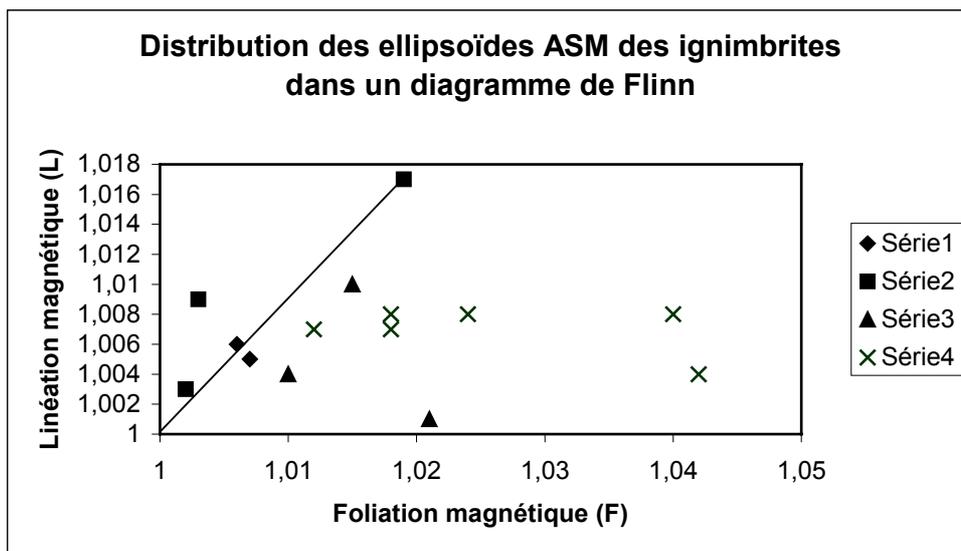


Figure 3.1. 4: Distribution des ellipsoïdes ASM dans un diagramme de Flinn indiquant qu'une grande partie des ellipsoïdes ASM (85 %) sont oblates. Séries 1 et 2 : sites de la zone d'El Cajon ; Séries 3 et 4 : sites de la zone de La Paz.

D'après les cartes de la Figure 3.1. 5, il y a deux directions principales qui se distinguent dans les zones étudiées. Ces directions affectent stratigraphiquement les unités d'écoulement et caractérisent donc des épisodes explosifs successifs. On aura donc une première direction NW-SE qui correspond aux sites 4, 15, 23 et 27 ; et une seconde direction NE-SW (sites : 1, 2, 3, 5, et 20). Le site 23 situé au Nord de Punta Camaron donne une direction vers le Sud-Est pouvant être caractériser l'existence d'une troisième source. On observe également des directions de linéation magnétique vers la Nord-Est (sites 22 et 12) et Nord-Ouest (sites 6 et 21) qui peuvent être expliquées par l'existence d'une paléotopographie. L'étude géophysique va aussi nous permettre de justifier la corrélation établie entre les coupes stratigraphiques de la région de La Paz et de préciser pour chaque séquence la direction principale de l'écoulement. L'étude stratigraphique de la coupe faite dans la zone de La Paz a montré l'existence de deux séquences pyroclastiques E3 et E4. La direction principale d'écoulement de ces deux épisodes éruptifs est NE-SW, avec une variation au niveau de E4 où le changement de direction serait certainement dû à une paléotopographie contrôlée par la tectonique (comme un couloir de cisaillement). Aucun critère stratigraphique (limite de séquence) n'a été identifié dans cette zone. Pour la coupe faite dans la zone de l'Ile Espiritu Santo les séquences pyroclastiques sont E3, E4 et E5 qui

ont des directions d'écoulement NE-SW pour E3 et E4 et NW-SE pour E5. Enfin, la coupe de San Juan de la Costa et d'El Cajon montre les 5 séquences éruptives, soit : E1 de direction principale NE-SW, E2 de direction NW-SE, E3 et E4 de direction NE-SW , et E5 de direction NE-SW.

Ces résultats prouvent l'existence d'écoulements distincts. On a donc deux hypothèses :

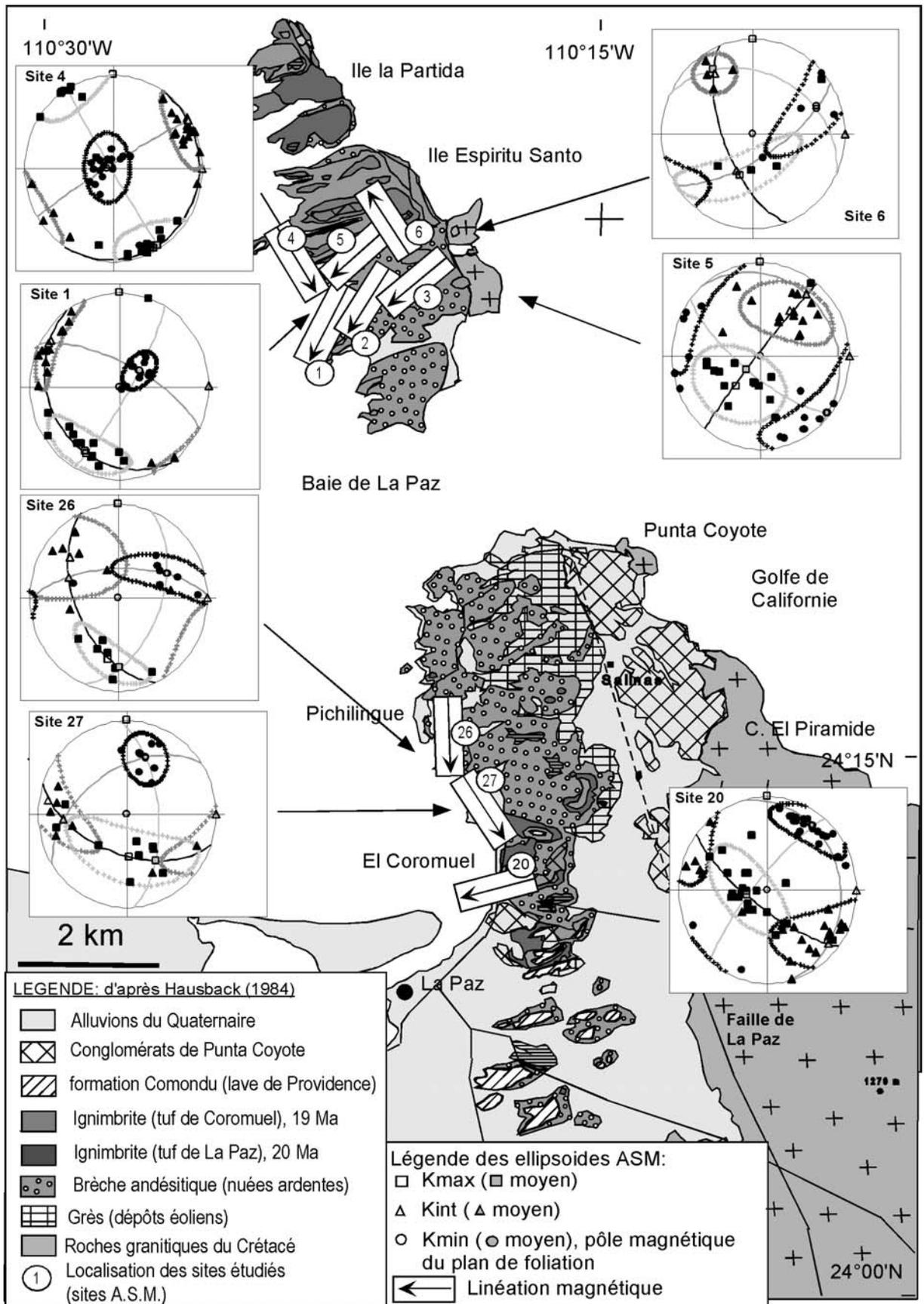
- soit ces épisodes explosifs proviennent d'une même source et ce durant un intervalle de temps bref, ou rencontrent une paléotopographie accidentée,
- soit ils sont issus de sources distinctes, localisées dans des régions différentes, dans quel cas nous distinguons 3 sources.

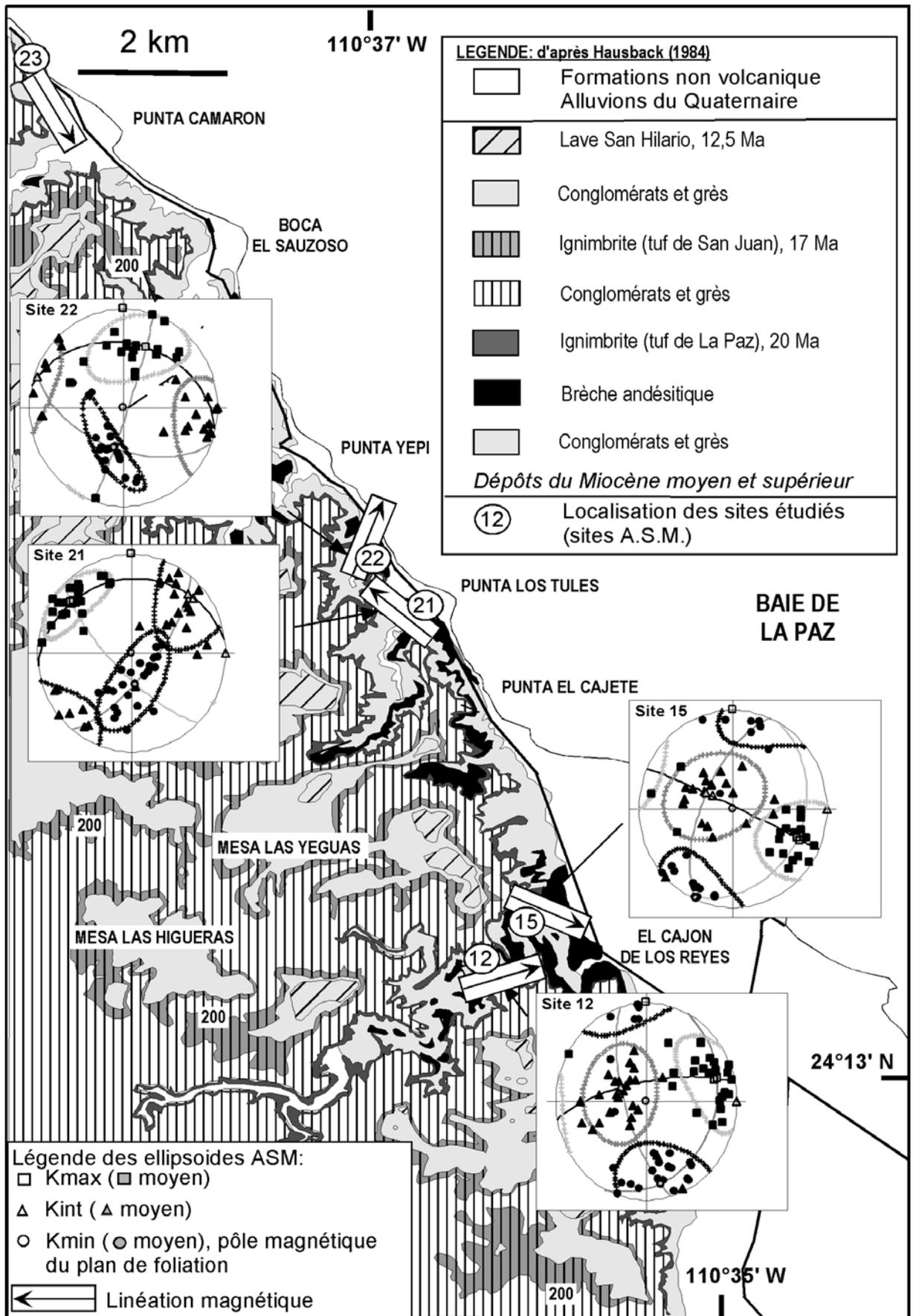
La première se situerait à l'Est de l'île Espiritu Santo, la deuxième au Nord de Punta Camaron et la troisième à l'Ouest de la région El Cajon.

Cependant, si l'on regarde sur une carte la répartition des isopaques des ignimbrites étudiées, on observe que pour chaque évènement on a une évolution identique. On remarque que la courbe des 100 m d'épaisseur se situe au niveau de l'île Espiritu Santo (si l'on prend par exemple le tuf de San Juan, Tableau 2.2. 1), où on a observé les séquences les plus diversifiées et les plus complètes avec la présence du vitrophyre. Par contre, les courbes décroissent en direction de l'Ouest, c'est-à-dire que vers la région de San Juan de la Costa on retrouve les épaisseurs de l'ordre de 50 m (pour le même tuf).

On peut donc dire d'un point de vue répartition des faciès que les faciès proximaux se situent au Nord-Est (île Espiritu Santo) et les distaux à l'Ouest et au Sud de l'île Espiritu Santo avant ouverture du Golfe de Californie.

Figure 3.1. 5: Cartes de répartition des fabriques magnétiques des ignimbrites de la région de La Paz et El Cajon. Les orientations des linéations magnétiques sont reportées sur la carte pour chaque site.





## 1.2. Etude structurale des dépôts d'avalanche de débris du bassin Alfonso-El Carrizal par la méthode ASM

### 1.2.1. Echantillonnage

L'analyse des anisotropies de susceptibilité magnétique (ASM) sur les avalanches de débris de la région El Cajon, va permettre de déterminer la ou les direction(s) de transport dans ces dépôts, l'analyse microscopique étant difficile au niveau de l'affleurement. L'application de cette méthode sur des dépôts pyroclastiques et plus précisément sur les ignimbrites, est très fréquente, en revanche sur les avalanches de débris elle l'est moins. Toutefois, des études faites sur ce même type de dépôts dans le Cantal (Schneider et Fisher, 1998), ont montré que cela était possible. La plus grande difficulté viendrait *a priori* de l'hétérogénéité des dépôts, à cause des compositions et des tailles variées des particules qui pourraient avoir une influence magnétique sur l'anisotropie de susceptibilité magnétique (Schneider et Fisher, 1998). C'est pourquoi l'échantillonnage a été réalisé dans la matrice des dépôts d'ADV (comme il avait été fait dans le Cantal par Schneider et Fisher, 1998).

### 1.2.2. Etude de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique dans une avalanche de débris (AVD) : l'avalanche de la région El Cajon

Cette étude a été effectuée dans la région Ouest de la ville de La Paz, car les dépôts d'avalanche de débris y sont accessibles facilement et y affleurent sur une longue distance (environ 3 km). Toutes les caractéristiques typiques d'une avalanche de débris y sont observables et mesurables (Tableau 3.1. 2). Pour cela on a prélevé sur 13 sites 148 échantillons à analyser, avec le site 8 qui présente des caractéristiques particulières. Il s'agit d'un site dans un niveau à pseudotachylite.

Les *foliations magnétiques* mesurées dans l'avalanche de débris sont tout à fait conformes aux mesures de terrain (imbrications des clastes) et la fabrique magnétique est particulièrement bien marquée avec un plan moyen de N 130° SW 52° pour les valeurs terrain et de N 153° SW 62° pour la fabrique magnétique. Dans l'avalanche de débris de la région de El Cajon, la comparaison entre les mesures de terrain et les foliations magnétiques reste difficile à faire car il a été difficile d'observer les imbrications des clastes dans l'avalanche.

Tableau 3.1.2:

site	Susceptibilité maximum	Susceptibilité intermédiaire	Susceptibilité minimum	Susceptibilité moyenne	Foliation	Linéation	Degré d'anisotropie
	$K_{max}$	$K_{int}$	$K_{min}$	$K_m$	F	L	P'
7	1,001659	0,999711	0,998646	1,000005333	1,001	1,002	1,003061
8	1,029087	0,993313	0,977709	1,000036333	1,016	1,036	1,053846
9	1,003082	1,000338	0,996602	1,000007333	1,004	1,003	1,006528
10	1,003928	1,001127	0,994941	0,999998667	1,006	1,003	1,009247
11	1,001675	0,999706	0,998623	1,000001333	1,001	1,002	1,003099
13	1,001671	1,000076	0,998245	0,999997333	1,002	1,002	1,003435
14	1,004318	0,998895	0,996794	1,000002333	1,002	1,005	1,007789
16	1,001684	1,000398	0,997926	1,000002667	1,002	1,001	1,003829
17	1,00282	1,002313	0,994878	1,000003667	1,007	1,001	1,008943
18	1,000314	1,000095	0,999592	1,000000333	1,001	1	1,000741
19	1,002338	1,000629	0,997051	1,000006	1,004	1,002	1,005413
24	1,000563	1,000116	0,999334	1,000004333	1,001	1	1,001245
25	1,004413	1,001843	0,993815	1,000023667	1,008	1,003	1,011131
moyenne	1,004427077	0,999889231	0,995704308	1,000006872	1,004230769	1,004615385	1,009100538

Les susceptibilités sont exprimées en  $10^{-3}$  SI.

Tableau 3.1. 2: Résultats des mesures ASM dans les dépôts d'avalanche de débris de la région de La Paz.

Les *linéations magnétiques* sont assez bien réglées en direction NW-SE, mais montrent des plongements variables : dans la zone nord (axe moyen de N 197° E 80°), elles sont sub-verticales, puis deviennent moyennes avec un axe moyen de N 157° SW 43° à l'entrée de l'arroyo El Cajon, pour enfin être sub-horizontales (N 36° NW 12,5°) au fur et à mesure que l'on progresse dans l'arroyo en direction du sud-ouest. Pour les régions où la linéation magnétique est sub-horizontale et de direction NW - SE, c'est certainement le résultat du roulement des particules clastiques dans la matrice sous l'effet du cisaillement pendant la mise en place.

Le diagramme T-P' (Figure 3.1. 6) qui utilise les paramètres scalaires afin d'exprimer la symétrie de la fabrique magnétique montre différents groupes liés à un mode de déformation particulier. La série 2 correspond aux sites situés autour de la pseudotachylite.

Dans le premier groupe, les fabriques sont essentiellement déformées de manière planaire ( $0 < T < 0,87$ ) et ont des degrés d'anisotropie de même ordre variant entre  $1 < P' < 1,011$ . On peut remarquer que deux sites de la série 2 sont compris dans ce groupe, il s'agit en effet de mesures effectuées dans la matrice d'une avalanche de débris. Un deuxième groupe, lui, présente des sites qui ont une ASM linéaire à très légèrement planaire ( $-0,43 <$

$T < 0$ ) mais leurs degrés d'anisotropie sont identiques à ceux du premier groupe ( $1 < P' < 1,011$ ).

Un seul site, le site 13, se trouve sur l'axe des abscisses avec  $T = 0$ . Les axes principaux sont bien groupés dans ce cas et distincts les uns des autres. On parle de fabrique triaxiale avec  $K_{\max} > K_{\text{int}} > K_{\min}$  (c'est-à-dire des ellipsoïdes en cigares).

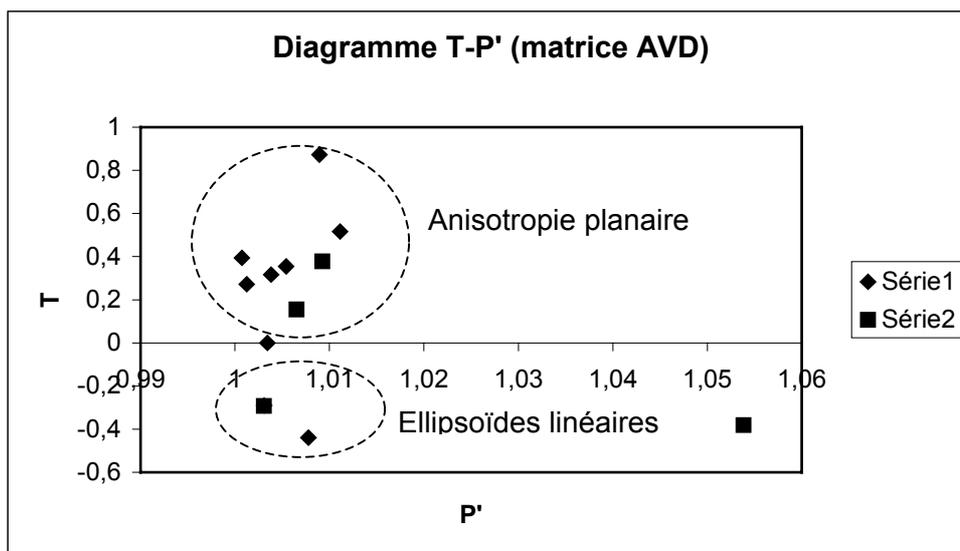


Figure 3.1. 6: Diagramme T-P' représentant les modes de déformation qui ont affectés les fabriques magnétiques des sites dans l'avalanche de débris.

Sur le diagramme de distribution des ellipsoïdes ASM des avalanches de débris (diagramme de Flinn) en Figure 3.1. 7, on peut remarquer l'hétérogénéité des résultats. On peut dire que 69 % des sites ont leur ellipsoïde des fabriques *oblate* et 31 % *prolate* avec  $L > F$ . Ce qui confirme les observations faites sur le terrain à propos d'une paléotopographie très accidentée dans cette zone, montrant parfois une rotation de blocs liée à la formation de fossés de décrochement. Toutefois, quelques sites se rapprochent du cas où  $L \sim F$ , comme les sites 7, 13, 18 et 24 où la forme de l'anisotropie de susceptibilité magnétique sera plus proche d'un ellipsoïde non déformé ou en forme de sphère parfaite lorsque  $F = L = 1$ .

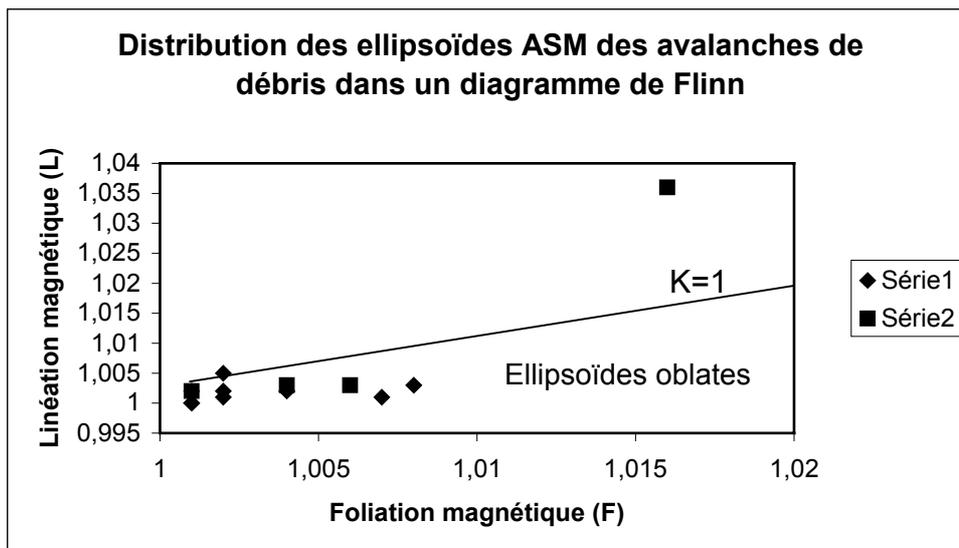


Figure 3.1. 7: Distribution des ellipsoïdes ASM dans un diagramme de Flinn.

### 1.2.3. Interprétation des données ASM- Directions des écoulements

Dans cette étude sur les avalanches de débris de la région El Cajon, l'analyse des anisotropies de susceptibilité magnétique (ASM) permet de révéler dans un même type de dépôt la présence de fabriques magnétiques caractérisant une direction d'écoulement.

Les projections stéréographiques sur hémisphère inférieur des plans de foliations et des pôles de linéations résument pour les différentes zones les caractéristiques de ces fabriques magnétiques. Elles vont permettre de replacer sur une carte chacun de ces résultats et d'interpréter des directions éventuelles dans l'avalanche de débris étudiée (Figure 3.1. 8).

Nous avons donc vu que les mesures d'ASM étaient possible et que les résultats concordaient tous à dire que la direction principale d'écoulement de l'avalanche de débris est NE-SW. Les résultats dans la région d'El Cajon montrent bien que cette région a subi de très fortes contraintes (cisailantes) et que la paléotopographie dans cette région marque peut être un début de l'ouverture du Golfe (voir chapitre 2.1.3., partie 4). Les directions d'écoulements des ADV interprétées le prouvent par des orientations NS voire NW-SE. Cependant, l'ASM est bien en accord avec les observations faites sur le terrain.

Pour ce qui est de l'éventuelle localisation de la source, on peut dire qu'elle se situe à l'Est et même vers le NE. Les études de terrain n'ont pas montré la présence de ce type de dépôt dans la région de l'Ile Espiritu Santo. En revanche des dépôts de type nuées ardentes ont été étudiées dans le Nord de la ville de La Paz où les directions d'écoulement mesurées

montrent une direction NE-SW (Tocolote). On pourrait donc supposer que la ou les sources de tels évènements (ADV) se situeraient bien en amont de cette région (zone Nord-Est du secteur d'étude).

### 1.3. Etude structurale des surfaces basales des ADV : cas de la pseudotachylite

Nous avons pu voir que la méthode ASM appliquée sur des dépôts d'avalanche de débris pouvait donner des résultats exploitables, cependant aucune étude n'a été faite sur un niveau tel que la pseudotachylite. Le site 8 correspond au site de prélèvement direct de la pseudotachylite tandis que les sites 7, 9, et 10 sont respectivement situés soit juste au-dessus ou au-dessous de la surface vitrifiée (Tableau 3.1. 3). 34 échantillons orientés provenant de ces 4 sites ont été analysés et les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous.

Site	Flinn	Susceptibilité maximum	Susceptibilité intermédiaire	Susceptibilité minimum	Susceptibilité moyenne	Foliation	Linéation	Degré d'anisotropie
		$K_{max}$	$K_{int}$	$K_{min}$	$K_m$	F	L	P'
7	2	1,001659	0,999711	0,998646	1,000005333	1,001	1,002	1,003061
<b>8</b>	<b>2,25</b>	<b>1,029087</b>	<b>0,993313</b>	<b>0,977709</b>	<b>1,000036333</b>	<b>1,016</b>	<b>1,036</b>	<b>1,053846</b>
9	0,75	1,003082	1,000338	0,996602	1,000007333	1,004	1,003	1,006528
10	0,5	1,003928	1,001127	0,994941	0,999998667	1,006	1,003	1,009247

Les susceptibilités sont exprimées en  $10^{-3}$  SI.

Tableau 3.1. 3: Résultats des mesures ASM dans l'avalanche de débris et la pseudotachylite de la région El Cajon (B.C.S., Mexique).

Les *foliations magnétiques* et *linéations magnétiques* mesurées dans cette partie de l'avalanche de débris sont tout à fait conformes aux autres fabriques magnétiques étudiées auparavant. On n'observe pas de perturbation engendrée par la présence de pseudotachylite.

Le diagramme T-P' (Figure 3.1. 6) montre une série 2 composée de différents groupes liés à un mode de déformation particulier.

Dans le premier groupe, les sites 9 et 10 sont essentiellement déformés de manière planaire ( $0,15 < T < 0,38$ ) et ont des degrés d'anisotropie P' de même ordre, variant entre 1 et 1,009. Ils sont compris dans le même groupe que les sites effectués dans la matrice de l'avalanche de débris présentée dans le chapitre précédent. Un deuxième groupe présente des sites qui ont une ASM linéaire à très légèrement planaire ( $-0,38 < T < 0$ ) pour des degrés d'anisotropie P' de même ordre, variant de 1,003 et 1,053.

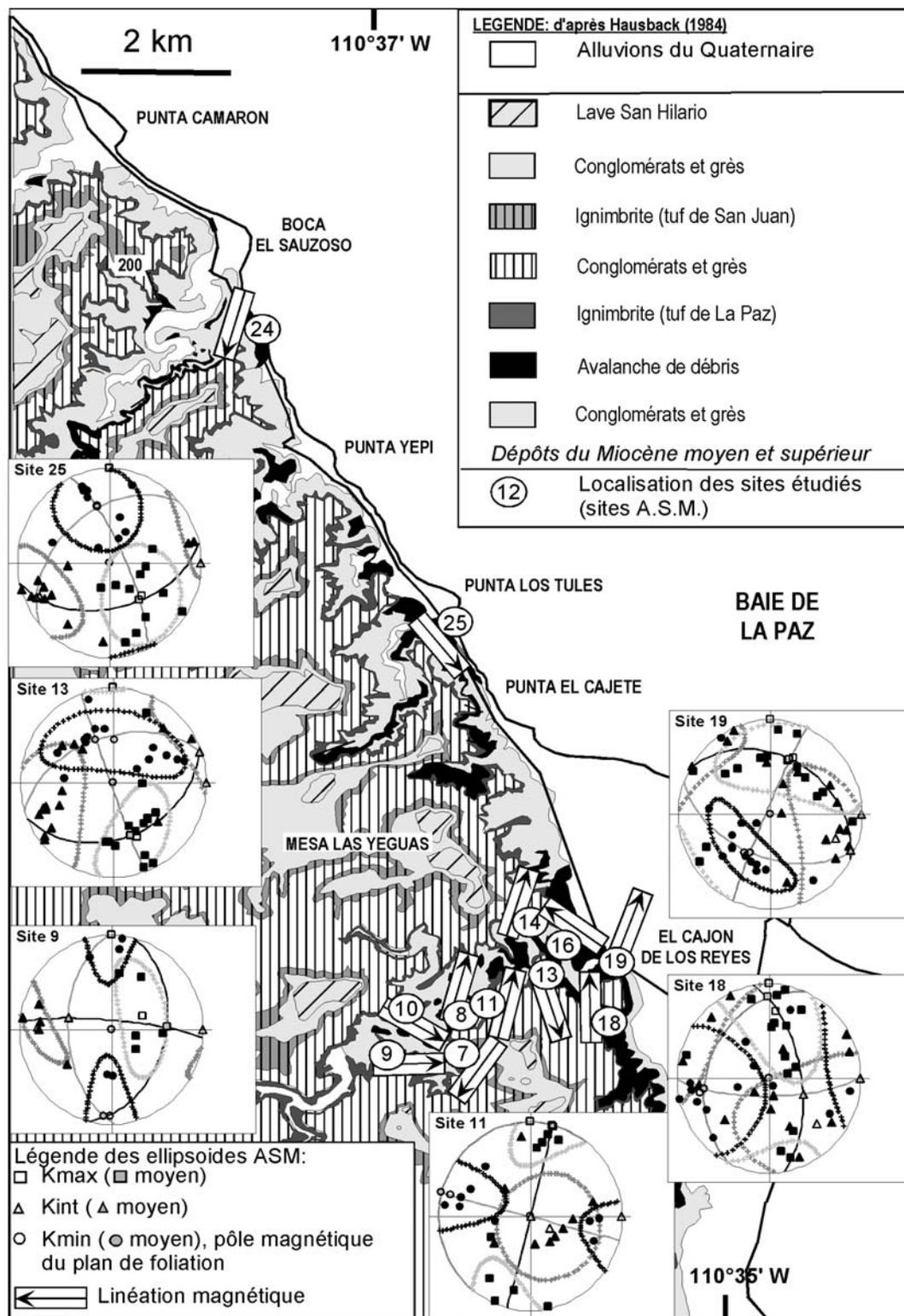


Figure 3.1. 8: Carte de répartition des fabriques magnétiques des avalanches de débris de la région d'El Cajon (l'interprétation est plus difficile dans ce type de dépôt).

Sur cette même figure, on peut remarquer un point isolé (en bas à droite) qui se démarque des autres sites pour les deux paramètres, il s'agit du site 8 (pseudotachylite). Sa

foliation magnétique mesurée est de N 257,5° N 49,7° et la linéation magnétique est de N 16° E 46° conforme aux observations de terrain. L'ASM est linéaire ( $T = -0,38$  et  $P' = 1,053$ ) et  $P'$  est le degré d'anisotropie le plus élevé de tous les sites.

On peut donc dire que  $P'$  est bien corrélé au taux de déformation observé sur le terrain.

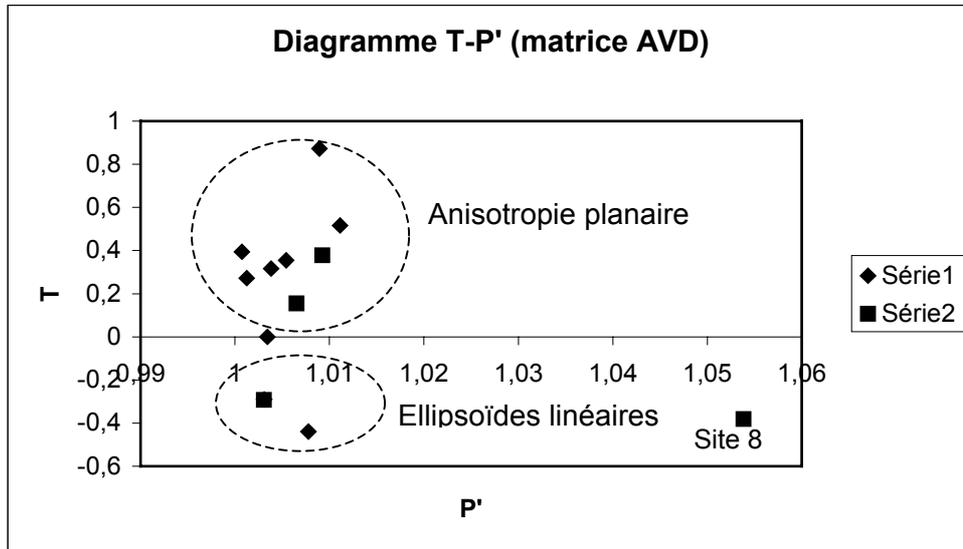


Figure 3.1. 9: Diagramme T-P' représentant les modes de déformation qui ont affecté les fabriques magnétiques des sites dans l'avalanche de débris et dans la région à pseudotachylite (série 2).

Sur le diagramme de distribution des ellipsoïdes ASM des avalanches de débris dans un diagramme de Flinn en Figure 3.1. 10, où l'on a une hétérogénéité des résultats ; on peut dire que les sites 9 et 10 sont compris dans les 69 % des sites qui ont leur ellipsoïde des fabriques *oblate* et que les sites 7 et 8 dans les 31 % *prolate* avec  $L > F$ . La pseudotachylite est très fortement marquée par une fabrique linéaire où  $K_{max}$  va définir la direction de la linéation magnétique.

$$\text{Soit : } K_{max} \gg K_{int} \sim K_{min}$$

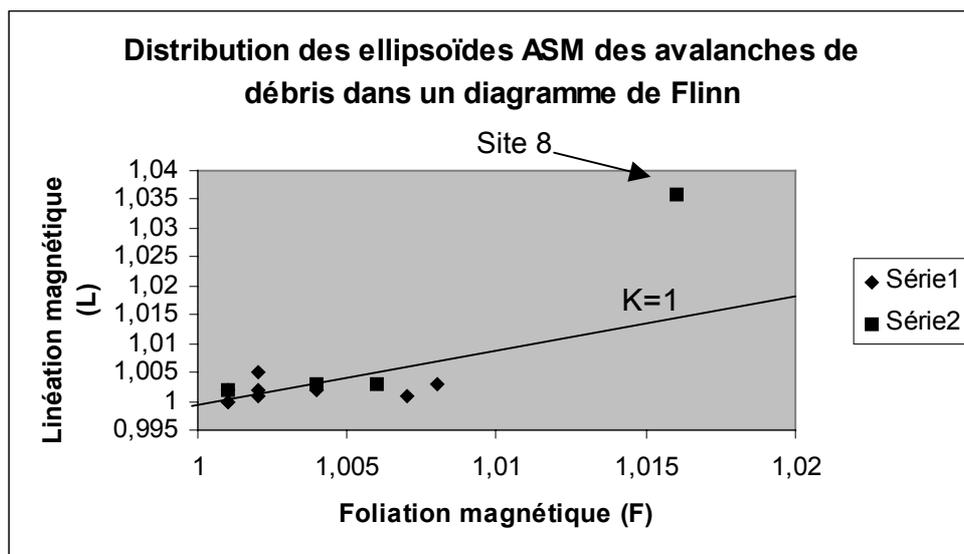


Figure 3.1. 10: Distribution des ellipsoïdes ASM dans un diagramme de Flinn. Notons le point isolé (en haut à droite) qui correspond au site 8 avec un Flinn de 2,25 (Tableau 3.1. 3) et une fabrique magnétique bien marquée.

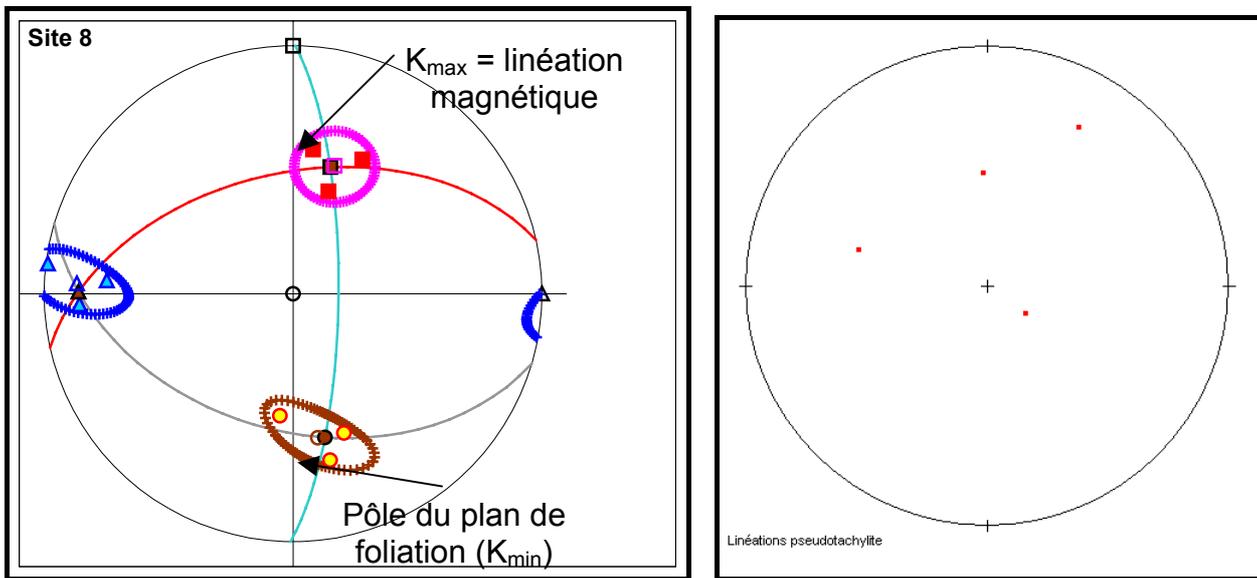
*Effet de la déformation par cisaillement simple sur la fabrique magnétique de la pseudotachylite :*

L'effet du cisaillement simple sur une roche (qui présente au départ une fabrique sédimentaire ou tectonique) est d'augmenter progressivement le degré d'anisotropie de celle-ci (Rathore, 1985), et de venir placer la linéation magnétique dans le plan de schistosité parallèlement au transport (Averbuch *et al.*, 1992).

Dans le cas d'une déformation en compression, la linéation magnétique  $K_{max}$  sera dans la même direction que l'axe du pli. Les fabriques magnétiques qui présentent donc une contribution tectonique, montrent une linéation magnétique alignée avec les axes de pli mais la fabrique sédimentaire est-elle encore marquée puisque les axes  $K_{min}$  sont toujours dans le plan de stratification. Ceci implique que le premier effet de la déformation est d'aligner les axes  $K_{max}$  perpendiculairement à la direction de raccourcissement. Ces alignements des axes  $K_{max}$  peuvent être dus à la réorientation des minéraux constituant la roche. On parle donc de fabrique tectonique lorsque la foliation magnétique c'est-à-dire le plan  $K_{max}$  et  $K_{int}$  est perpendiculaire ou oblique à la stratification.

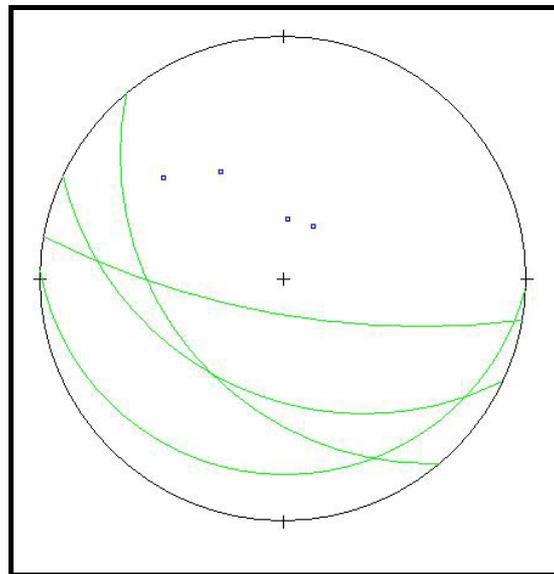
Dans ces zones, la déformation est très importante (Figure 3.1. 11), l'axe du pli ne reste pas rectiligne, il se courbe et s'étire de plus en plus sous l'action d'une nouvelle déformation cisailante hétérogène qui se superpose à la première. Cette nouvelle

déformation conduit donc à la formation de plis en fourreau qui s'allongent parallèlement à la direction de transport.



a. résultats de la méthode ASM

b. Linéations mesurées sur le terrain (région El Cajon)



c. représentation stéréographique des plans axiaux et des directions des axes des plis anisopaques qui affectent la pseudotachylite.

Figure 3.1. 11: Diagrammes stéréographiques de la fabrication magnétique, de la linéation mesurée et des directions des axes des plis de la pseudotachylite.

Si l'on compare les deux diagrammes stéréographiques on voit que la direction du transport dans cette partie du dépôt sera Nord-Sud.

#### 1.4. Conclusions : Localisation éventuelle de la source

En Basse Californie du Sud, les affleurements d'ignimbrite peuvent nous permettre d'argumenter en faveur d'une éventuelle proximité de la source de ces dépôts près de l'île Espiritu Santo. En effet, dans cette zone on trouve des épaisseurs supérieures à 100 m, une abondance en fragments lithiques volcaniques de couleur brune et la présence d'un vitrophyre avec fiamme. De plus, les ignimbrites semblent avoir été déposées dans une zone où la topographie était stable (fond plat).

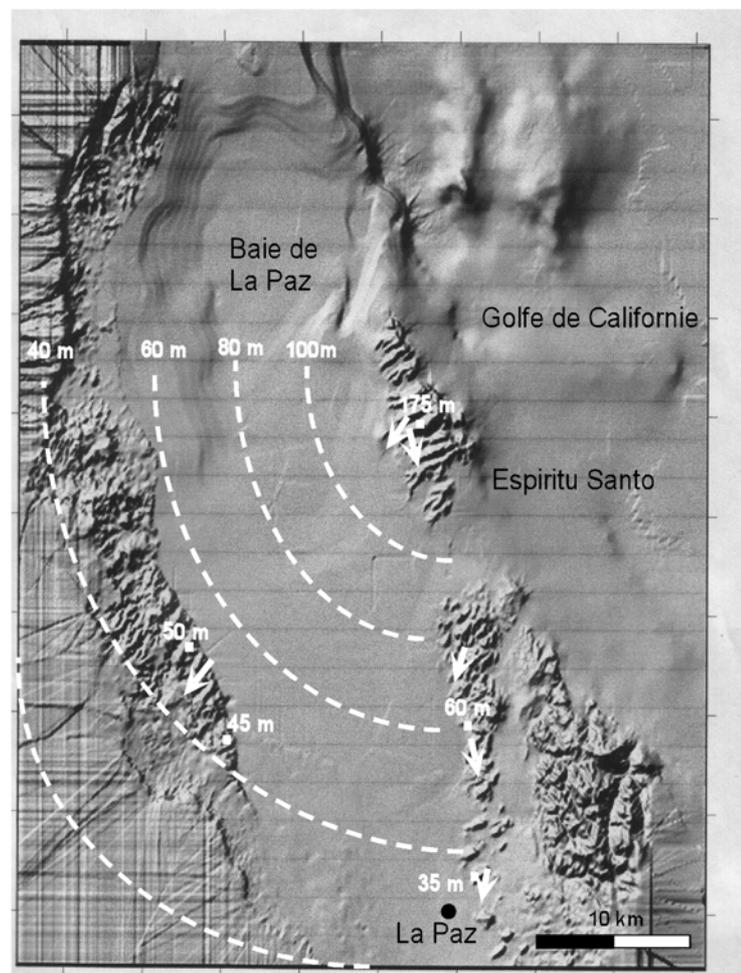
Les grandes épaisseurs (environ 180 m) et l'existence d'un rhéomorphisme au niveau de l'île Espiritu Santo viennent confirmer notre hypothèse. Nous pouvons donc supposer que ces dépôts correspondent au remplissage d'une caldeira et donc de la proximité de la source.

Cependant, on ne peut pas certifier la localisation exacte de celle-ci, mais supposer que cette région correspond peut être à un talus volcanoclastique.

De plus, les études faciologique et géophysique (méthode ASM) que l'on a faites sur les dépôts d'avalanche de débris nous ont également indiqué 1) l'éventuelle proximité de la source dans la région Est de la zone d'étude et 2) des directions d'écoulement du nord-est vers le sud – sud-ouest. Il faut cependant, tenir compte qu'il existait une paléotopographie avec l'existence de paléovallées incisées comme c'était le cas dans la région de El Cajon qui pouvaient avoir une influence sur le sens d'écoulement du dépôt. Après avoir tenu compte de tous ces facteurs, on a reconstruit à l'aide de données topographiques et bathymétriques une carte sur laquelle on a retracé à partir des isopaques des coulées pyroclastiques de la région et des résultats d'ASM, le parcours des différents écoulements. Cette source serait probablement beaucoup plus proche que ce que l'on pouvait penser. En effet, certains auteurs pensaient que ce volcanisme provenait de la Sierra Madre Occidentale sans essayer de savoir réellement où aurait pu se situer la source de ces dépôts. Notre étude ASM couplée à une étude faciologique nous a permis de répondre à cette question et de localiser une source dans la partie nord-est de notre zone d'étude (Figure 3.1. 12), c'est-à-dire au Nord-Est de l'île Espiritu Santo. Il ne reste cependant pas d'évidence morphologique de l'existence d'une caldeira. On peut observer pour l'ensemble de la région de la Basse Californie Sud une topographie correspondant à celle d'un talus volcanique avec les dépôts les plus distaux à l'Ouest de la péninsule. L'existence de l'île Espiritu Santo pourrait être en rapport avec la formation de la caldeira, ne montrant plus que des affleurements de dépôts de remplissage de caldeira (= relief négatif). Nous avons donc un ou

plusieurs volcan(s) se situant à proximité de la bordure continentale au niveau du bassin d'arrière-arc.

L'histoire géologique de cette région et en particulier l'ouverture du Golfe de Californie serait la cause de la disparition de cette source qui serait maintenant submergée. Une remarque importante sur cette région, c'est qu'il n'y a aucune trace d'un volcanisme succédant à celui de l'ignimbrite. Ce qui pourrait laisser penser que l'activité volcanique a cessé ou bien qu'elle s'est déplacée plus au Nord dans la région de Loreto.



Légende:

-  isopaques des dépôts d'ignimbrite
-  directions de l'écoulement (d'après l'étude ASM)

Figure 3.1. 12: Carte de localisation éventuelle de la source.

## PARTIE 4 : ETUDE D'UN POINT DE VUE GEOMORPHOLOGIQUE



# **CHAPITRE 1 : ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE DU GOLFE DE CALIFORNIE,**

## **CAS DU BASSIN ALFONSO-EL CARRIZAL**

### 1.1. Cadre géomorphologique

D'un point de vue morphologique, les marges transformantes se caractérisent le plus souvent par une plate-forme immergée allongée et étroite, séparée du domaine abyssal par une pente continentale linéaire, également très étroite et très raide. Elles offrent d'importantes variabilités latérales résultant en grande partie des contrastes (de nature, d'âge, d'épaisseur, de rhéologie, etc.) entre deux lithosphères différentes, en contact de part et d'autre d'une limite de plaque. De toute évidence, à l'échelle régionale, les marges transformantes ne sont pas des objets cylindriques, et de ce fait leur étude nécessite une analyse en trois dimensions.

#### 1.1.1. Morphologie de la marge Est de la péninsule de Basse Californie Sud

La bordure de la péninsule de Basse Californie, dans le Golfe de Californie, associée à l'ouverture récente d'un bassin océanique est l'unique modèle de sédimentation et la seule structure tectonique où les caractéristiques morphologiques sont similaires à celles de la bordure continentale californienne correspondant à une marge qui a été active au Mésozoïque et pendant une grande partie du Cénozoïque et qui a ensuite fonctionné en marge décrochante. Lors de l'ouverture du Golfe de Californie une série de grabens et de demi-grabens se sont formés. Certains de ces bassins sont actuellement remplis et font partie de la côte (partie sud du bassin Alfonso-El Carrizal et Loreto), les uns sont marins peu profonds comme la Baie de Concepcion, et d'autres sont à pente, et profonds, comme celui d'Alfonso.

Les processus de sédimentation sur la bordure péninsulaire dépendent de la distance à la marge péninsulaire. Par exemple, des fans deltas formés par des décharges de sédiments de la péninsule sont la source principale de la sédimentation des bassins internes. La sédimentation pélagique est observée loin des côtes péninsulaires et dans les bassins externes. Sur la péninsule, il y a quelques signes d'une récente activité tectonique liée au soulèvement de la péninsule (Ortlieb, 1981). Cependant, des failles actives qui recoupent les sédiments récents sont observées sur une grande partie sub-inférieure des profils enregistrés sur plusieurs bassins à pente (La Giganta, Lobos, Alfonso, La Paz, etc.) lors de campagnes océanographiques comme celle de Paleo X sur le bateau de recherche EL PUMA en 2001 où les profils ont été relevés entre 22° 53'25''N – 109° 47'21''W et 24° 25'14''N – 111°23'44''W (Nava-Sanchez *et al.*, 2001).

L'étude plus détaillée de cette partie de la marge Est de la Péninsule, sur une image satellite, montre que l'on peut distinguer les différentes formations et les caractériser suivant leur nature. Cette image satellite (Figure 4.1. 1) montre un bassin très accentué avec un relief important à l'Ouest et à l'Est, souligné par un réseau hydrographique dense indiquant une direction d'écoulement vers le centre du bassin Alfonso – El Carrizal. Les massifs les plus importants autour de la ville de La Paz comme la Sierra de Las Cruces à l'Est, se notent grâce à leur couleur brune violacé, et on les observe comme des îlots au sud-est de celle-ci. On note donc des différences de couleurs pouvant même caractériser un type de dépôt, par exemple la couleur blanche pour le sable, bleu-verdâtre pour la formation San Isidro, riche en céladonite comme dans la région de Las Animas, un brun grisâtre délimité sur un fond blanc dans cette même région pour les terrasses du Quaternaire. Notons que la différenciation entre les différents types de terrasses (fluviale ou carbonatée) est très difficile à faire sur cette image ; un rosé est visible au niveau de Coromuel et sur l'île Espiritu pour le tuf rose de La Paz. Les dégradés de brun-grisâtre à verdâtre sont caractéristiques des ensembles volcaniques qui forment le socle du bassin Alfonso. Des lignes ressemblant aux traces d'éventuelles failles sont visibles de part et d'autre de la ville de La Paz, marquant les limites occidentales et orientales du graben de La Paz. L'existence de la faille de La Paz pourrait-elle être démontrée avec ces types d'images ?

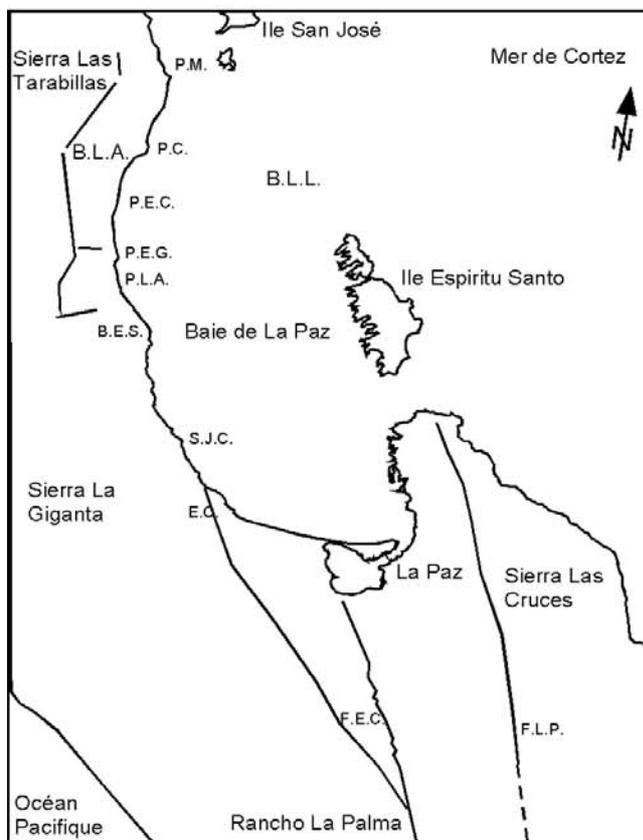
Grâce à ce genre d'images on a pu mettre en évidence les limites ouest et est du bassin Alfonso et ainsi commencer une étude plus précise de la répartition des dépôts dans ce type de bassin.

#### *1.1.1.1. Relief côtier*

Dans les zones côtières de la péninsule de Basse Californie Sud, on peut observer une absence de sédiments terrigènes, comme dans la partie ouest de la péninsule située au NE de La Paz, dans la région de Pichilingue et les zones autour des îles et des sommets des bancs à dominance carbonatée. On peut y observer des affleurements de nature volcanique et volcanoclastique (nuées ardentes, ignimbrites et avalanches de débris).

La marge Est de la péninsule présente des sédiments terrigènes caractérisés par les terrasses marines et fluviales du Pléistocène. Ces terrasses élevées jusqu'à 20 mètres au-dessus du niveau de la mer actuelle, sont principalement visibles dans la partie nord-est du bassin Alfonso – El Carrizal, comme dans la région de Punta Coyote. La ligne de rivage actuelle ne diffère pas beaucoup de celle du Pléistocène (Ortlieb, 1981-1982). On peut observer aujourd'hui des structures de fan deltas très communes le long de hauts reliefs tels

que l'escarpement de La Sierra de La Giganta (élevée à 800 m d'altitude) ou le point le plus



Légende:

- B.E.S.: Boca El Sauzoso
- B.L.A.: Bassin Las Animas
- B.L.L.: Bassin Los Lobos
- E.C.: El Cajon
- F.E.C.: faille El Carrizal
- F.L.P.: faille de La Paz
- P.M.: Punta Mechudo
- P.L.A.: Punta Las Animas
- P.E.G.: Punta El Guano
- P.C.: Punta Coyote
- S.J.C.: San Juan de la Costa

Figure 4.1. 1: Image satellite Landsat du bassin Alfonso – El Carrizal et situation géographique des différents sites d'étude.

élevé El Mechudo (1 060 m), sur la côte ouest du Golfe de Californie (Nava-Sanchez *et al.*, 1995). Ces fan deltas sont formés par le dépôt de flux rapides, qui ont lieu pendant les tempêtes tropicales, et sont favorisés par des pentes fortes et un matériel très grossier (des blocs de long axe variant de 2 m à 1,5 m) à un matériel très fin (des particules de la taille des argiles).

#### *1.1.1.2. Analyse morphométrique du bassin versant Alfonso-El Carrizal*

##### a. Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique se définit comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin versant Alfonso-El Carrizal. Le réseau hydrographique peut prendre une multitude de formes. La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux.

**La géologie** : par sa plus ou moins grande sensibilité à l'érosion, la nature du substratum influence la forme du réseau hydrographique. Le réseau de drainage n'est habituellement pas le même dans une région où prédominent les roches sédimentaires, par comparaison à des roches ignées. La structure de la roche, sa forme, les failles, les plissements, forcent le courant à changer de direction. Ce bassin est caractérisé par une roche très facilement érodable surtout lors des fortes inondations de courtes périodes (tempêtes tropicales, cyclones,...).

**Le climat** : le réseau hydrographique est sous l'influence tropicale (en été) dans les régions arides.

**La pente du terrain**, détermine si les cours d'eau sont en phase érosive ou sédimentaire. Dans les zones plus élevées, les cours d'eau participent souvent à l'érosion de la roche sur laquelle ils s'écoulent. Au contraire, en plaine, les cours d'eau s'écoulent sur un lit où la sédimentation prédomine suivant la surface de dépôt disponible.

**La présence humaine** : le drainage des terres agricoles, la construction de barrages, l'endiguement, la protection des berges et la correction des cours d'eau modifient continuellement le tracé originel du réseau hydrographique. Dans le cas de ce bassin, nous verrons que l'activité y est insuffisante, voire nulle, pour une modification à grande échelle.

Afin de caractériser le réseau hydrographique, il est souvent utile de reporter son tracé en plan sur une carte à une échelle adéquate. L'utilisation de photographies aériennes ou numériques a été utile à cette identification. Divers paramètres descriptifs sont utilisés pour définir le réseau hydrographique : la topologie, avec l'étude des structures du réseau et les

ordres des cours d'eau, le degré de développement du réseau, avec le calcul de la densité de drainage, la densité hydrographique et le rapport de confluence .

b. La topologie : structure du réseau et ordre des cours d'eau

Par topologie, on entend l'étude des propriétés géométriques se conservant après déformations continues. Par extension, la topologie étudie les notions de voisinage et de limite. A titre d'exemple, on trouve ici les types dendritiques, en treillis, en parallèle, rectangulaire, à méandre, anastomosé, centripète, etc.

La classification est facilitée par un système de numérotation des tronçons de cours d'eau (rivière principale et affluents). L'ordre des cours d'eau est donc une classification qui reflète la ramification du cours d'eau. Il existe plusieurs types de classifications des tronçons des cours d'eau, dont la classification de Strahler (1957) qui est utilisée dans le cadre de notre étude.

Cette classification permet de décrire sans ambiguïté le développement du réseau de drainage d'un bassin de l'amont vers l'aval. Elle se base sur les règles suivantes :

Tout cours d'eau dépourvu de tributaires est d'ordre 1. Le cours d'eau formé par la confluence de deux cours d'eau d'ordre différent prend l'ordre du plus élevé des deux. Le cours d'eau formé par la confluence de deux cours d'eau du même ordre est augmenté de 1.

Un bassin versant a l'ordre du plus élevé de ses cours d'eau, soit l'ordre du cours d'eau principal à l'exutoire. Il existe d'autres classifications de ce type comme celle de Horton (1945) qui est parfois utilisée dans le même but. Dans notre étude, on trouve donc la répartition suivante :

Ordre du bassin (u)	Nombre de bassins d'ordre u (Nu)
5	1
4	8
3	12
2	16

Tableau 4.1. 1: Classification des bassins versants en fonction de leur ordre dans la région du Bassin Alfonso - El Carrizal.

On peut trouver également 20 bassins d'ordre 1, qui sont les plus jeunes, situés le plus fréquemment en bordure de côte, de forme allongée. Ces bassins ne rentreront pas en compte dans l'étude du réseau hydrographique. Cependant, dans le cas du calcul du rapport de confluence, on a traité l'ensemble des données y compris celles des bassins d'ordre 1, car ils sont la preuve d'un changement morphométrique de la région.

c. Le degré de développement du réseau

La densité de drainage

La densité de drainage, introduite par Horton (1932), est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant :

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A}$$

Avec :

$D_d$  : densité de drainage [km/km<sup>2</sup>] ;

$L_i$  : longueur de cours d'eau [km] ;

$A$  : surface du bassin versant [km<sup>2</sup>].

La densité de drainage dépend de la géologie (structure et lithologie), des caractéristiques topographiques du bassin versant et, dans une certaine mesure, des conditions climatologiques et anthropiques. En pratique, les valeurs de densité de drainage varient de 3 à 4 pour des régions où l'écoulement n'a atteint qu'un développement très limité et se trouve centralisé ; elles dépassent 1 000 pour certaines zones où l'écoulement est très ramifié avec peu d'infiltration. Selon Schumm (1956), la valeur inverse de la densité de drainage,  $C=1/D_d$ , s'appelle « constante de stabilité du cours d'eau ». Physiquement, elle représente la surface du bassin nécessaire pour maintenir des conditions hydrologiques stables dans un vecteur hydrographique unitaire (section du réseau).

La densité hydrographique

La densité hydrographique représente le nombre de canaux d'écoulement par unité de surface.

$$F = \frac{\sum N_i}{A}$$

Où :

$F$  : densité hydrographique [km<sup>-2</sup>] ;

$N_i$  : nombre de cours d'eau ;

$A$  : superficie du bassin [km<sup>2</sup>].

Il existe une relation assez stable entre la densité de drainage  $D_d$  et la densité hydrographique  $F$ , de la forme :

$$F = a \cdot D_d^2$$

Où  $a$  est un coefficient d'ajustement.

En somme, les régions à haute densité de drainage et à haute densité hydrographique (deux facteurs allant souvent de pair) présentent en général une roche mère imperméable, un couvert végétal restreint et un relief montagneux. L'opposé, c'est-à-dire faible densité de drainage et faible densité hydrographique, se rencontre en région à substratum très perméable, à couvert végétal important et à relief peu accentué.

### Le rapport de confluence

Sur la base de la classification des cours d'eau, Horton (1932) et Schumm (1956) ont établi différentes lois :

$$\text{Loi des nombres : } R_B = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

$$\text{Loi des longueurs : } R_L = \frac{L_u}{L_{u-1}}$$

$$\text{Loi des aires : } R_A = \frac{A_u}{A_{u-1}}$$

Avec :

$R_B$  : rapport de confluence des cours d'eau ("bifurcation ratio") ;

$R_L$  : rapport des longueurs des cours d'eau ;  $R_A$  : rapport des aires des cours d'eau ;

$u$  : ordre d'un cours d'eau  $u$  varie entre 1 et  $w$  ( $w$  est l'ordre du cours d'eau principal, classification selon Strahler) ;

$N_u$  : nombre des cours d'eau d'ordre  $u$  ;  $N_{u+1}$  : nombre des cours d'eau d'ordre suivant ;

$L_u$  : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre  $u$  ;

$A_u$  : aire tributaire moyenne des cours d'eau d'ordre  $u$ .

Le rapport de confluence (ou taux de bifurcation) est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. Il varie suivant l'ordre considéré. C'est un élément important à considérer pour établir des corrélations d'une région à une autre. Selon Strahler (1964), le  $R_B$  varie de 3 à 5 pour une région où la géologie n'a aucune influence. La réponse hydrologique des différents types de bassins est illustrée sur la Figure 4.1. 2 et montre un développement homogène dans l'ensemble de la région étudiée.

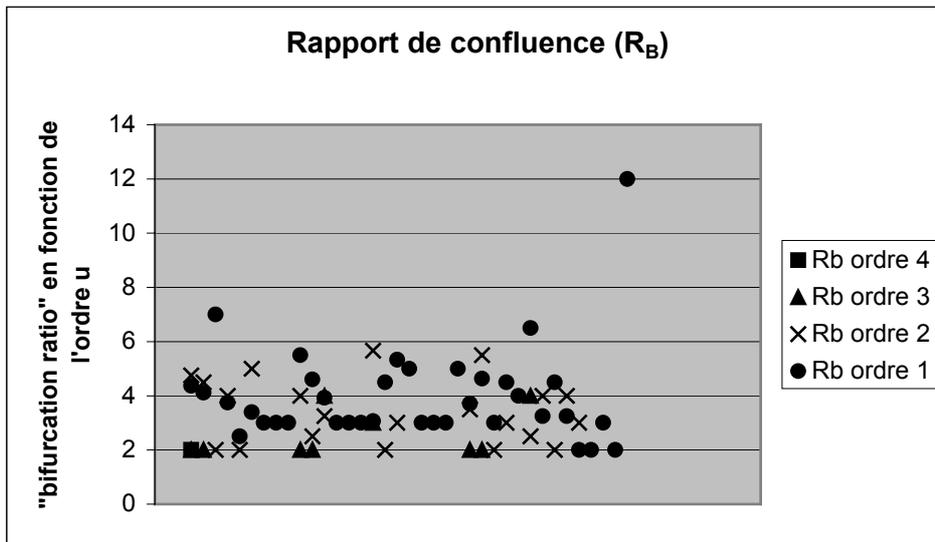


Figure 4.1. 2: Réponse hydrographique des bassins versants de la région Alfonso-El Carrizal. La valeur  $R_B$  est la valeur moyenne du rapport de confluence déterminée grâce à la pente (valeur absolue) de la régression entre le logarithme en base 10 de  $N_u$  (ordonnée) et les ordres des cours d'eau  $u$  (abscisse).

On remarque que le rapport de confluence du cours d'eau d'ordre 1, le plus élevé ( $R_B > 10$ ), est rencontré sur un bassin, de forme allongée, situé au Nord de la zone étudiée (Figure 4.1. 4). Quelques cours d'eau d'ordre 2 et 1 ont eux aussi une forme allongée pour un rapport de confluence ( $R_B$ ) supérieur à 5. Ils se situent généralement au niveau des limites externes de la zone d'étude et ne sont pas toujours caractéristiques et témoins d'un fort changement géologique. Pour les autres bassins dont les cours d'eau sont d'ordre 4 à 1, on peut conclure qu'ils se situent dans une roche homogène ( $3 < R_B < 5$ ), facilement érosive, où l'on n'a aucune influence géologique. Alors que les autres bassins d'ordre 4, 3 et 2 présentent une structure en branche plus complexe. La majorité des bassins d'ordre 5, 4, 3 et 2 se situeraient donc dans un contexte où la géologie aurait peu d'influence, et donc une activité tectonique actuelle stable.

Si l'on regarde maintenant la variation du taux d'élévation (Figure 4.1. 3) en fonction des ordres des bassins dans cette même région, on observe une tendance normale pour les bassins d'ordre 3, 4 et 5 et des anomalies au niveau des bassins d'ordre 2. La courbe montre en effet, des taux élevés dans la partie sud et nord du bassin, qui pourraient être expliqués par la présence d'une activité tectonique dans ces zones. Cette anomalie est renforcée par l'étude structurale de la région où l'on a observé un contrôle structural, certainement le jeu récent d'une faille, NW-SE, qui contrôlerait cette région (région évaporitique). Si l'on regarde l'évolution générale de la courbe pour les bassins d'ordre 3 on retrouve aussi une augmentation du taux au nord de la zone d'étude.

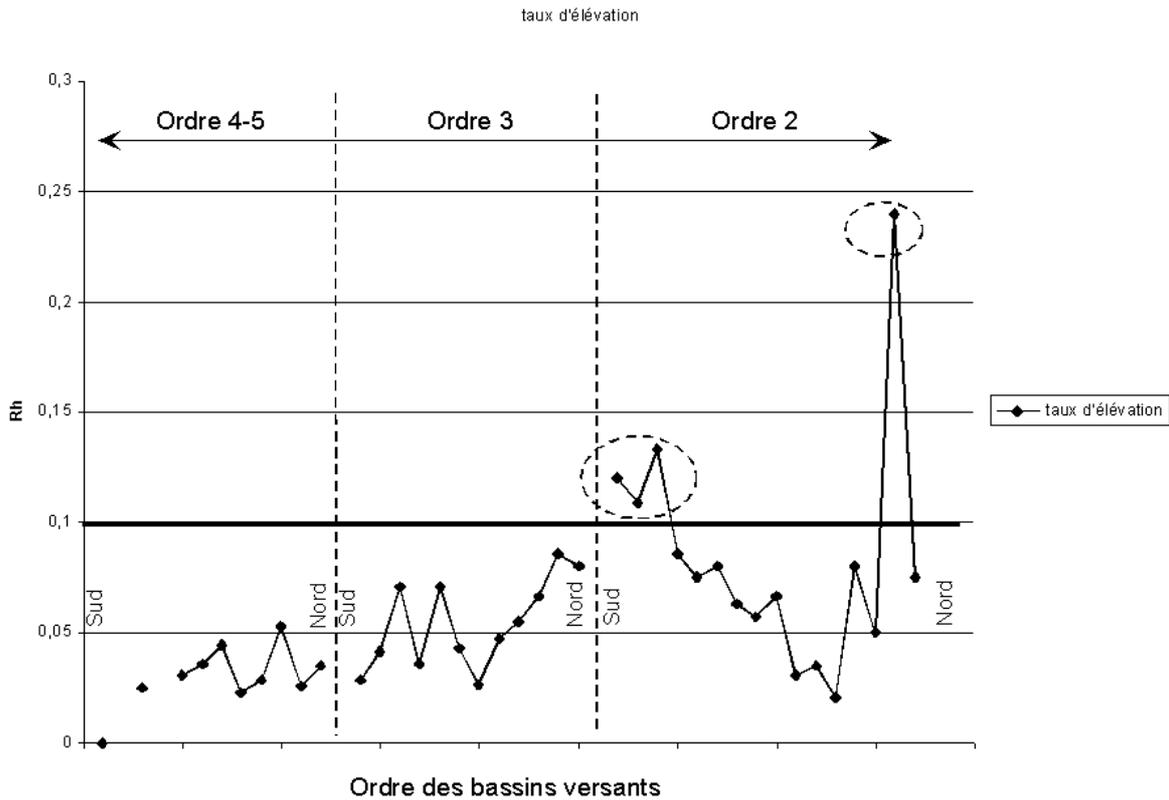


Figure 4.1. 3 : Etude du taux d'élevation en fonction des ordres des bassins versants dans la région de La Paz.

Les zones de drainage du Golfe sont donc petites, environ 25 km de large, et les pentes sont escarpées avec des débits pouvant être très grands pendant les forts événements pluvieux, rares, comme les tempêtes. Ces zones sont susceptibles de courtes inondations. Le gradient de pente continue sous le niveau marin jusqu'au plateau continental étroit (3 km de large), avec quelquefois, des zones qui passent directement à la pente continentale du fait des gradients très faibles. De l'autre côté, les drainages des côtes Pacifiques sont larges (68 km), et présentent des pentes à faible gradient à l'embouchure et des plateaux larges (10 à 70 km). La différence de magnitude de ces facteurs est le résultat d'une structure tectonique active qui a soulevé et basculé les blocs péninsulaires vers l'ouest depuis l'ouverture du Golfe (phase de rifting) au Miocène supérieur (Hausback, 1984). Le cadre tectonique a été caractérisé dans les temps géologiques récents par l'activité de failles normales (Ortlieb et Malpica Cruz, 1978 ; Hausback, 1984).



Figure 4.1. 4 : Carte hydrographique des bassins versants de la région Alfonso-El Carrizal (d'après les analyses morphométriques effectuées lors de cette étude).

## 1.2. Relief sous-marin : bassins Alfonso, Lobos, El Carrizal

Des anciennes et nouvelles données bathymétriques ont été utilisées pour définir la bordure continentale de la Péninsule de Basse Californie comme un élément tectonique nouveau de la province extensionnelle du Golfe de Californie (PEGC), depuis que cette marge péninsulaire a une morphologie, similaire à la Bordure Continentale de Californie (Shepard and Emery, 1941 ; Gorsline and Emery, 1959 ; Gorsline and Teng, 1989). Bordure

Continental (ou « Continental Borderland ») est un terme morphologique donné par Shepard and Emery (1941), pour définir la région morphologique du Sud de la Californie. Gorsline and Teng (1989) définissent une bordure continentale comme « une morphologie de plateau fortement irrégulier, en extension vers la mer du côté de la vraie pente continentale ». Une bordure continentale est caractérisée par une morphologie irrégulière distincte : une série d'îles séparées par des bassins et des fossés avec des profondeurs variables et un patron sédimentologique particulier. Dans le Golfe de Californie, les morphologies caractéristiques sont mieux développées dans la partie sud de la marge péninsulaire, et recouvrent une distance de 470 km du nord vers le sud et 28 km de l'est vers l'ouest.

Les éléments majeurs caractéristiques (Figure 4.1. 5), du nord vers le sud, qui forment la bordure continentale de la Péninsule de Basse Californie sont :

- les bassins à pente : La Giganta, Alfonso, Lobos et La Paz ;
- les chenaux et fossés : Espiritu ;
- les îles : Espiritu Santo ;
- les bancs : à l'Est de Espiritu Santo ;
- les escarpements : Espiritu.

Dans notre cas d'étude, les bassins, chenaux et fossés sont considérés comme les éléments principaux, et tous sont considérés comme des bassins sédimentaires. Ils sont portés avec leurs caractéristiques principales dans le tableau suivant :

Bassin	Largeur (km)	Longueur (km)	Profondeur (m)	Seuil le plus profond
La Giganta	13,9	13,9	600	Ouvert
Alfonso	22,2	25	400	320
Lobos	4,2	9,7	420	Ouvert
La Paz	13,9	27,8	800	?
Fossé Espiritu	4,2	27,8	800	-

Tableau 4.1. 2: Dimensions des principaux bassins de la région de la bordure continentale de la Basse Californie Sud d'après Nava-Sanchez *et al.* (2001).

### 1.2.1. Bassins sédimentaires et fossés

La morphologie des bassins est variée, ils sont allongés ou ovales, orientés en direction NS. Le bassin le plus large est le bassin d'Alfonso et le plus petit est celui de Lobos

(Tableau 4.1. 2), les deux se situant dans la zone de la Baie de La Paz. Les profondeurs moyennes pour ces bassins et fossés varient entre 400 et 800 m.

La morphologie relative à la fracturation récente est visible au niveau du bassin de Lobos. Les profils bathymétriques montrent une base irrégulière et une morphologie alignée dans une direction NS. Les failles affectant les bassins entraînent un déplacement et un plissement des sédiments contemporains. Les discontinuités marginales dans le bassin de Lobos ont été interprétées par Nava-Sanchez *et al.* (2001) comme des failles, bien qu'il soit impossible de connaître s'il n'y a que des failles normales ou si certaines ont une composante horizontale.

Les escarpements principaux (de plus de 20°) limitant les bassins, comme l'escarpement de Espiritu, sont interprétés comme étant en relation avec la tectonique cassante, à cause de leur longueur, leur linéarité et leur relief. Celui d'Espiritu fait plus de 80 km de long et environ 1000 m de haut, depuis la base du bassin de La Paz jusqu'au haut de l'escarpement de l'île Espiritu Santo. Fletcher and Munguia-Orozco (2000) suggèrent que l'escarpement de l'île Espiritu Santo soit un alignement contrôlé par des failles. Halfar *et al.* (2001) ont réalisé un profil sismique où l'escarpement d'Espiritu à l'Est de l'île La Partida est bien visible.

### 1.2.2. Plateau

Le plateau péninsulaire est présent dans plusieurs des marges des bassins, à des profondeurs de 80 à 100 m (van Andel, 1964). Cependant, certaines zones qui sont affectées par une fracturation active, l'érosion ou des processus gravitationnels, ne montrent pas de plateau actuellement. Le plateau péninsulaire le plus large est localisé dans la partie SW de la Baie de La Paz avec une largeur de 8 km. Il pourrait être en relation avec la confluence de deux failles et une sédimentation active. Normalement, les côtés protégés des îles montrent des terrasses brise-vagues bien développées, mais les côtés affectés par les régimes des vagues du Golfe montrent des plateaux très étroits ou un plateau absent. Dans quelques zones, le bord du plateau péninsulaire décrit un relief positif probablement dû à des constructions de carbonates (récifs).

### 1.2.3. Structure

Si l'on considère les 5 derniers millions d'années, pendant les processus d'ouverture du golfe, des grabens et des demi-grabens, séparés par des montagnes, des îles et des bancs se sont formés le long de la marge péninsulaire. Ces bassins se sont bien remplis par des sédiments d'âges et de types différents (roches marines et subaériennes du Miocène à

l'actuel). Certains bassins sont des bassins à pente avec des profondeurs variables, comme Alfonso avec 400 m, La Giganta avec 500 m et La Paz avec 700 m.

La structure de la bordure péninsulaire n'est pas bien connue, à cause des études limitées de géophysique marine dans cette région. Les bassins internes sont mieux connus ; il y a des bassins en demi-graben, souvent limités vers l'ouest par des failles listriques, synthétiques et normales avec une composante horizontale (Dorsey *et al.*, 1997 ; Martinez-Gutierrez et Sethi, 1997). L'isthme de La Paz et la Baie de La Paz font partie de ce qui est appelé ici le bassin Alfonso – El Carrizal, où dans la partie sud, subaérienne, se sont déposés des dépôts lacustres, fluviaux et probablement marins (à la base). La partie marine nord a été remplie par des sédiments marins récents d'origine biogénique et terrigène étudiés ci-dessus.

La structure des bassins modernes a été observée pour des données d'études des parties sub-inférieures enregistrées par le R.V. EL PUMA. Ces enregistrements montrent des failles normales actives avec des composantes de décrochement latéral possible limitant les bassins. Les failles actives de la marge péninsulaire des bassins ne sont pas observables à cause de la taille grossière des sédiments ne permettant pas la pénétration du signal. Les failles actives observées peuvent être parallèles à la côte péninsulaire comme dans les bassins Lobos, Alfonso et La Giganta ; certaines failles peuvent être obliques à faible pendage comme celles du bassin Lobos.

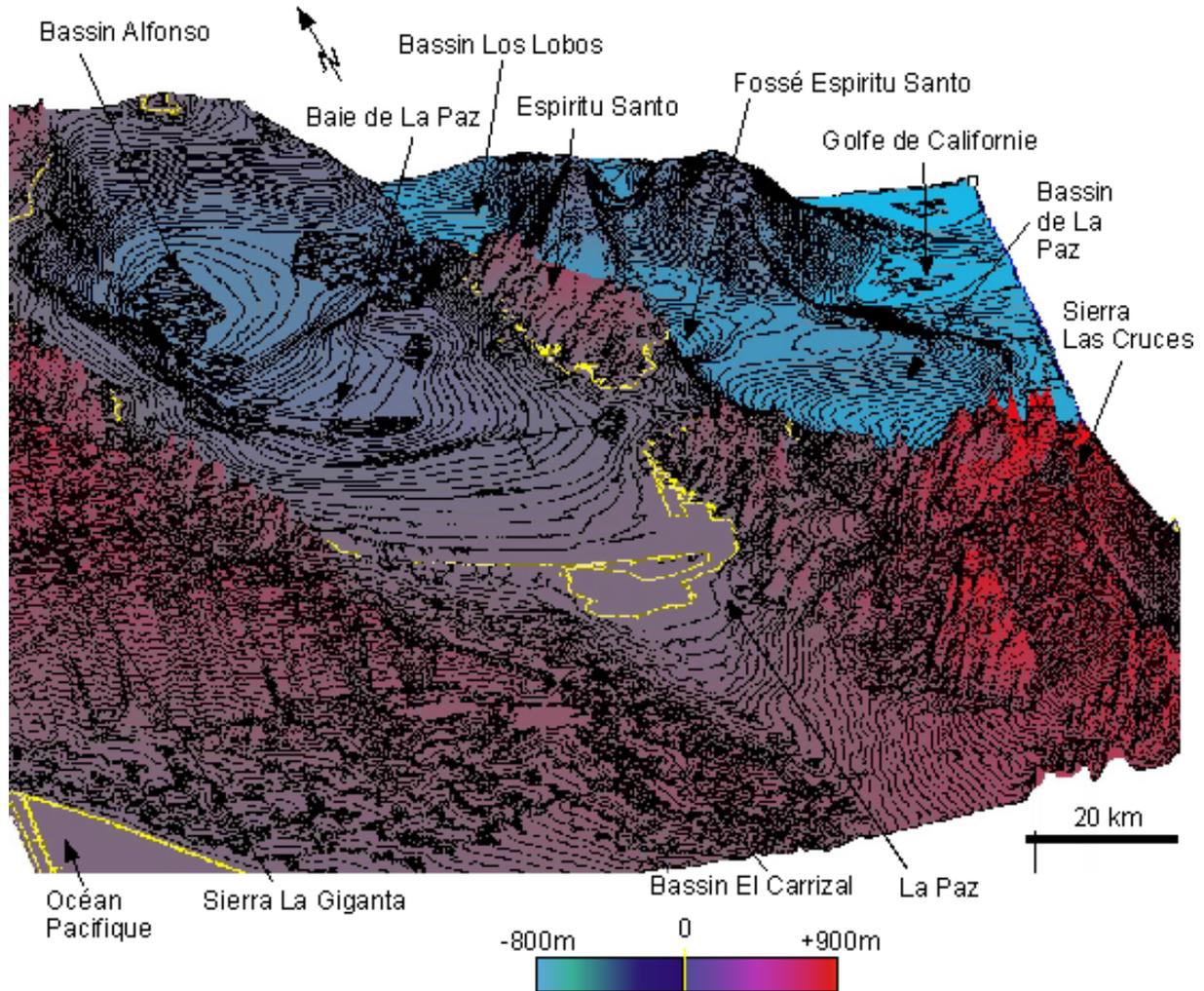


Figure 4.1. 5 : Représentation 3D du bassin Alfonso – El Carrizal à l'aide des données topographiques et bathymétriques pour la région de La Paz. Le trait en jaune correspond au trait de côte.

## **CHAPITRE 2 : ETUDE TECTONIQUE DE LA MARGE EST DE LA PENINSULE DE BASSE CALIFORNIE SUD, CAS DU BASSIN ALFONSO – EL CARRIZAL**

### 2.1. Cadre structural

#### 2.1.1. Les grands stades d'évolution d'une marge transformante active

Au fur et à mesure que se poursuit l'accrétion océanique, un segment de plus en plus important de la faille transformante met en contact lithosphères océanique et continentale. La zone transformante évolue alors progressivement en une marge continentale tectoniquement active (Masle et Basile, 1998). A ce stade, on peut penser que les différences de régimes thermiques entre deux domaines lithosphériques contrastés et en contact peuvent induire des transferts de chaleur significatifs à travers le domaine transformant, la lithosphère océanique, plus chaude, réchauffant alors la lithosphère continentale. De tels transferts devraient, en principe, induire des mouvements verticaux importants, en particulier une surrection de la bordure continentale du domaine transformant, facilitée par le découplage des deux lithosphères.

Une telle surrection devrait a priori atteindre un maximum lors du passage de l'axe d'accrétion océanique. Cet épisode doit également correspondre, le long de la marge, à un arrêt de l'activité tectonique transformante intracontinentale, qui doit s'enregistrer, au sein de la couverture sédimentaire, par une nouvelle surface de discontinuité ou discordance post-transformante.

Le modèle précédent décrit l'évolution de la marge transformante en un point donné. On peut en effet supposer qu'en début du rifting la déformation a été sensiblement synchrone au long de l'ensemble de la zone transformante. Par la suite, chaque secteur de cette dernière va successivement subir les différents stades d'évolution ; ainsi, tant l'âge du début, que la durée de chacun des stades, vont fortement varier le long de la marge (Figure 4.2. 1). Ce diachronisme sera d'autant plus grand que la zone transformante initiale sera importante.

Le Golfe de Californie, où l'accrétion océanique est en cours, constitue un modèle de marge transformante active.

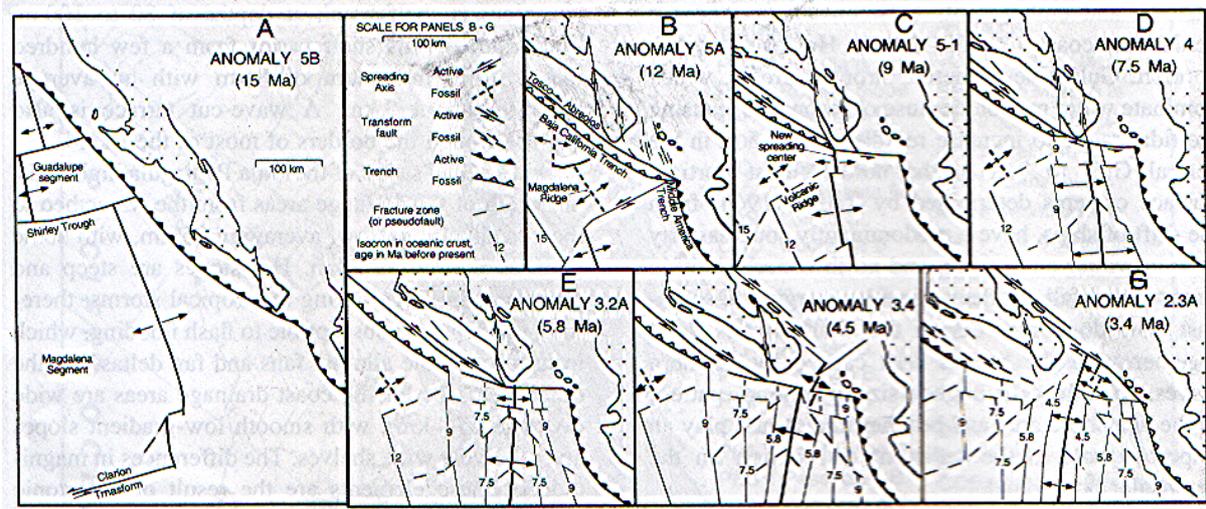


Figure 4.2. 1 : Evolution tectonique du Golfe de Californie (15 – 3,4 Ma), d'après Lonsdale (1989). Cette évolution est basé par rapport aux anomalies magnétiques.

## 2.1.2. Tectonique du bassin Alfonso – El Carrizal : études des structures majeures

### 2.1.2.1. Faille de La Paz

La séquence volcano-sédimentaire est recoupée par une série de failles de direction subparallèle à la côte Est de la Basse Californie. Près de La Paz, un réseau de failles d'orientation générale NNW recoupe la péninsule avec les dépôts volcaniques du Miocène qui forment des reliefs, les massifs granitiques du Crétacé et les roches métamorphiques qui dominant l'extrême sud de la péninsule. Une description du réseau de failles qui recoupe le sud de la péninsule de Basse Californie ne pourrait être complète sans une première étude du rôle de la faille de La Paz, qui a été largement reconnue comme la faille la plus importante du sud de la péninsule.

Beal (1948), fut le premier à proposer que la faille de La Paz contrôle une importante rupture topographique et sépare les massifs granitiques surélevés dans le sud de la Basse Californie, du reste de la péninsule.

Hausback (1984) propose que la faille de La Paz coïncide avec un linéament proéminent observé sur les images Landsat le long de la marge ouest du bloc de Los Cabos et au nord, le long de la marge est de l'île Espíritu Santo. Il caractérise la faille comme une zone de 2 km de large de mylonites. Sur la base d'un changement régional des directions de paléocourants des séries volcanoclastiques, il suppose que les reliefs granitiques de l'est étaient soulevés le long de la faille de La Paz, avant le dépôt des séries volcaniques du

Miocène inférieur-moyen. En fonction du déplacement des faciès volcaniques du Miocène entre Isla Cerralvo et la péninsule, Hausback (1984) propose que la faille de La Paz ait provoqué un déplacement latéral senestre au Miocène moyen à supérieur. Depuis les travaux d'Hausback (1984), il y aurait eu une acceptation générale de la localisation de la faille de La Paz le long de la marge ouest du bloc de Los Cabos. Cependant, quelques travaux ont proposé que le soulèvement du granite ait eu lieu durant le Miocène supérieur par un déplacement normal vers l'ouest, à travers la faille de La Paz (Curry and Moore, 1984 ; Gaitan-Moran, 1986).

Des études récentes menées par Fletcher *et al.* (2000), le long de la marge NW du bloc de Los Cabos, n'ont pas confirmé l'existence d'une simple zone large de 2 km de mylonites, qui juxtaposeraient les dépôts granitiques aux dépôts volcaniques du Miocène.

L'alignement satellite proposé par Hausback (1984) comme la trace de la faille de La Paz correspondent d'après Ramos-Velazquez (1998) à un contact lithologique entre le granite contenant des phénocristaux d'orthose à l'est et un complexe hétérogène de diorite, gabbro, et des roches méta-sédimentaires à l'ouest, dont la partie nord de l'alignement satellite se projette vers les roches volcaniques du Miocène de Punta Coyote et de l'île Espiritu Santo. Ce serait un contact intrusif entre le granite Mésozoïque et les roches gneissiques (Ramos-Velazquez, 1998).

Les études faites sur les roches volcaniques de Punta Coyote qui sont localement très déformées (voir Annexes II : études microscopiques), n'ont montré aucune évidence du contact avec le socle cristallin à l'est. On a retrouvé dans cette zone des dépôts sédimentaires du Pliocène : le conglomérat de El Coyote. Ce conglomérat de El Coyote est supposé d'âge Pliocène (Aranda-Gomez and Perez-Venzor, 1988) et ne montre aucun signe de déformation interne. Sur les relations énigmatiques de cette faille le long de la marge ouest du bloc de Los Cabos, il existe de nombreuses évidences de fracturation le long de la marge est de l'île Espiritu Santo et La Partida. D'après Hausback (1984) ce serait la projection vers le nord de la faille de La Paz. En effet, la zone de faille consiste en des roches fracturées avec des plans de failles macroscopiques de direction N30°W et un pendage tantôt vers le NE et tantôt SW. L'affaissement vers l'est des drainages ouest a produit de petits barrages qui ont été remblayés par des dépôts du Quaternaire indurés (Aranda-Gomez and Perez-Venzor, 1986). Hausback (1984) a proposé que le glissement vers l'est représente la dernière réactivation de la faille de La Paz, qu'il implique dans un déplacement sénestre vers l'est. Cependant, nos études géologiques ne confirment pas des scénarios de réactivation. La partie supérieure des dépôts volcaniques de la séquence S2 de l'île Espiritu Santo contient plusieurs chenaux de flux andésitiques noires, d'auto-brèches, et des conglomérats (Figure 4.2. 2) qui constituent

la paraséquence 2 de la séquence S3, et qui ont été datés par la méthode K-Ar, de 16,5 Ma (Hausback, 1984). Les chenaux les plus importants, observés sur les deux îles, indiquent un déplacement Miocène moyen et post-Miocène à travers la zone de failles dominée par l’effondrement.

En dépit de l’affaissement important, vers l’est, de cette section, le socle cristallin Mésozoïque affleure le long de l’extrême partie est de l’île Espiritu Santo. Hausback (1984) propose que les deux parties distinctes étaient juxtaposées de part et d’autre de la faille de La Paz. Fletcher et Munguia (2000) pensent eux, comme Aranda-Gomez et Perez-Venzor (1986), que le contact entre le socle cristallin et les couches du Néogène soit une surface de discontinuité irrégulière qui progresse vers l’est. Nous avons trouvé dans l’extrême sud de l’île Espiritu Santo, que la discordance plonge de 20° vers l’ouest, ce qui est légèrement plus raide que le pendage des couches volcaniques. Ceci suggère donc que la base du contact s’élève irrégulièrement vers l’est, ce qui est confirmé par la présence du socle cristallin à plus de 20-40 m de haut, à l’est.

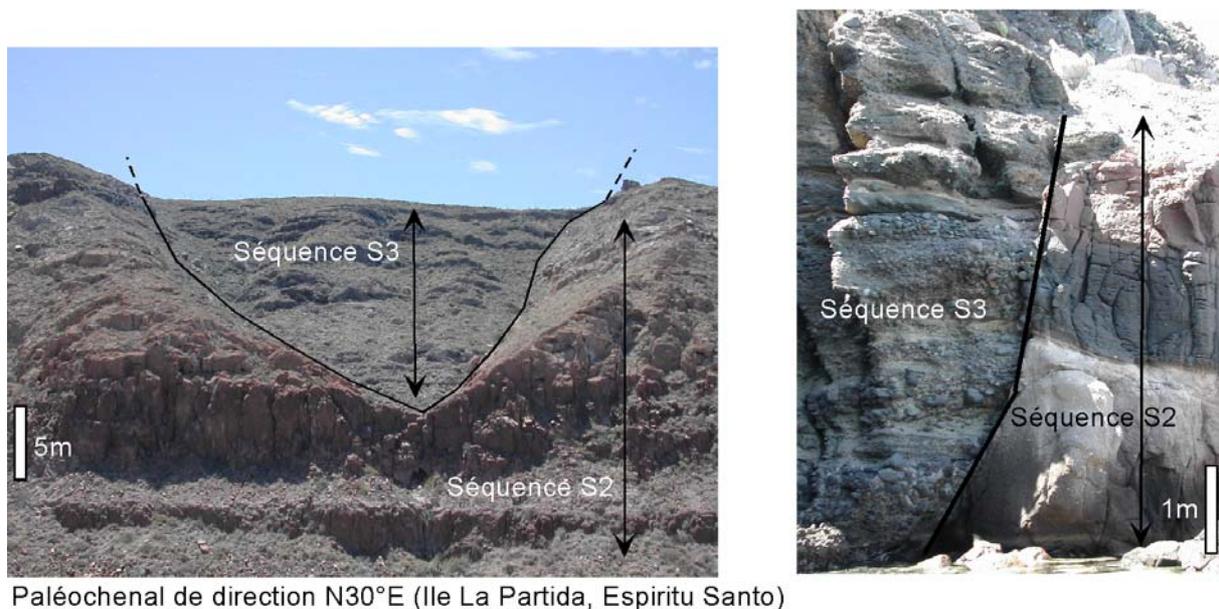


Figure 4.2. 2 : Paléochenaux rencontrés dans les régions Espiritu Santo et La Partida, à l’est du bassin Alfonso – El Carrizal.

Dans l’affleurement nord de l’île Espiritu Santo, la faille est verticale et antithétique (voir photo de droite de la Figure 4.2. 2) et se caractérise par un relief de 100 m. Cependant, la présence de roches volcaniques (ignimbrites) déposées sur le socle granitique, immédiatement à l’est, implique que seule une faille puisse engendrer un décalage vertical de 100 à 200 m de haut. Nous pouvons donc interpréter l’affleurement du socle cristallin, dans la partie est de l’île, comme dû à la combinaison d’un basculement vers l’ouest et d’un fort

aminçissement à l'est des couches du Miocène et non à une juxtaposition de deux parties distinctes de part et d'autre d'une faille majeure.

Bien que les failles le long de la marge est des îles Espiritu Santo et La Partida forment une séparation verticale vers l'est, d'un rejet de 300 m environ, elles forment la partie extrême ouest d'un grand système de failles associé (Figure 4.2. 3) avec l'escarpement bathymétrique est situé entre l'île San Jose et l'île La Partida appelée aussi Boca Grande. Les données bathymétriques, et les profils de sismique réflexion montrent une faille majeure qui coupe les sédiments de surface le long de la base de l'escarpement. Cet escarpement a été interprété par Beal (1948) et Hausback (1984) comme la prolongation nord de la faille trans-péninsulaire de La Paz, ce qui suggère la continuité de la marge ouest du bloc de Los Cabos. Cependant, l'escarpement dessine un virage vers l'est, juste avant d'atteindre dans sa partie nord la péninsule. Cela reflète un changement important dans l'orientation et la cinématique de la zone de faille. Un petit bassin du Quaternaire, le bassin de Los Lobos, contrôlé par des failles normales dans sa partie nord représente la continuité de la zone de failles. Cette zone de failles quaternaires trouvée le long des marges ouest et sud du bassin, fait également un virage vers l'est, et imite le changement d'orientation de l'escarpement principal (Fletcher et Munguia, 2 000 ; Nava-Sanchez *et al.*, 2 001). D'après Hausback (1984), la faille de La Paz aurait eu un jeu décrochant senestre au cours du Miocène moyen.

#### *2.1.2.2. Faille de El Carrizal*

Les failles les plus importantes dans la région de La Paz suivent la direction NNW et incluent la faille de El Carrizal, et celles de San Juan de Los Planes, San Bartolo et San José del Cabo (Fletcher *et al.*, 1997). Ces failles trans-péninsulaire contrôlent la géométrie de trois grands bassins du Quaternaire et divisent cette zone en blocs tectoniques distincts qui ont 20 à 30 km de large. Toutes les failles majeures contiennent des segments qui recoupent les dépôts d'alluvions du Quaternaire, et montrent un déplacement normal à la base des surfaces de failles striées.

La faille de El Carrizal a déjà été identifiée par Hamilton (1971) sur les photos aériennes. La faille de El Carrizal du système tectonique ouest (Figure 4.1. 1), se suit de la ville de La Paz jusqu'à celle de Todos Santos. La faille a un pendage est. Elle affecte des dépôts marins surélevés du Pliocène-Pléistocène et des dépôts d'alluvions continentales (Gaitan-Moran, 1986 ; Aranda-Gomez and J.A. Perez-Venzor, 1997). Au sud de la ville de La Paz, la faille El Carrizal dessine un escarpement topographique linéaire, avec des terrasses d'alluvions du Quaternaire fortement ravinées sur un bloc soulevé. On n'observe pas de

déviations latérales sur les systèmes de drainages très nombreux qui recoupent le tracé de la faille, et on suggère que la faille était adaptée au déplacement normal vers l'est. Au sud, près de Todos Santos, la partie surélevée est marquée par trois cônes alluviaux. Les cônes ont des lobes allongés vers l'W SW, ce qui indique que leur source à l'est est enfouie dans le mur basculé de la faille de El Carrizal (Gaitan-Moran, 1986). Cependant, le manque de drainage latéral qui recoupe la faille sur la péninsule de Basse Californie suggère que ce n'est pas significatif d'un mouvement de décrochement comme l'ont proposé Normark et Curray (1968), et par Fletcher et Munguia (2000).

En conclusion, les failles majeures trans-péninsulaires (El Carrizal, San Juan de Los Planes, San Bartolo et San José del Cabo) du sud de la Basse Californie, d'orientation N NW, sont espacées de 20 km environ, et contrôlent fortement la géomorphologie de la région. On peut donc suggérer que ces failles normales à pendage est dominant le style structural de la région et sont responsables du basculement vers l'ouest des dépôts volcaniques anté-ouverture du Miocène et du soulèvement asymétrique du bloc de Los Cabos.

### 2.1.3. Contrôle structural

Il est très difficile de trouver des zones qui contiennent de bons affleurements où l'on peut trouver des indices cinématiques d'une activité tectonique. Ceci du fait que les failles pré-pliocènes non visibles sont recouvertes par les dépôts plio-pléistocènes. Cependant, la région de La Paz et en particulier la zone d'étude de El Cajon, le permet du fait d'un fort taux d'érosion entre le Miocène supérieur et le Pléistocène. L'étude de cette région permet d'argumenter et d'approfondir le modèle d'évolution d'un bassin en transtension à travers l'exemple du bassin Alfonso-El Carrizal.

#### *2.1.3.1. Evolution tectonique de la région de La Paz pendant la phase de subduction*

La formation San Gregorio, de l'Oligocène Supérieur à Miocène inférieur est constituée de roches sédimentaires marines qui constituent la séquence S1, en relation avec les événements volcano-tectoniques impliqués dans la subduction de la plaque Farallon sous la partie occidentale de la Basse Californie.

Des études océanographiques ont permis de créer de nombreux modèles pouvant démontrer les processus tectoniques qui opèrent dans la région. Gastil *et al.* (1976) et Curray *et al.* (1982) considèrent que le socle cristallin de la péninsule de Basse Californie et de la

## *Chapitre 2 : Etude tectonique de la marge est de la péninsule de Basse Californie Sud*

côte du NW du Mexique, est l'extension du système cordillérien du Mésozoïque de Californie. Dans la partie sud de la péninsule, le socle cristallin affleure dans la région de Los Cabos avec le fort relief de la Sierra de la Victoria, se prolongeant au nord, c'est à dire dans la partie orientale du bassin de La Paz pour former la Sierra de las Cruces.

Un déplacement de la péninsule de Basse Californie vers le NW serait associé à une nouvelle croûte océanique formée au niveau de la dorsale du Pacifique et à l'ouverture entre les marges de la plaque Nord-Amérique et de la plaque du Pacifique. Il serait aussi lié à la subduction de la plaque Farallon sous la côte occidentale du Mexique, il y a environ 30 Ma et au début du mouvement de décrochement dextre, au large du plan de faille Tosco-Abrejos dans la marge ouest du talus continental de la Basse Californie, il y a 12,5 et 11 Ma (Mammerickx et Klitgord, 1982).

La plaque Farallon en subduction sous la plaque Nord-Amérique, est à l'origine du système de fosses et arcs volcaniques le long de la marge occidentale du NW du Mexique et SW des Etats-Unis. Atwater (1970) suggère que vers 28 Ma la dorsale du Pacifique Est entre en collision avec la plaque Nord-Amérique juste au Nord de l'actuelle Basse Californie, lorsque la plaque Farallon s'enfonçait de 7 à 10 cm.an<sup>-1</sup>, occasionnant le volcanisme de type andésitique. D'après Gastil *et al.*, (1979) et Hausback (1984) vers 24 à 22 Ma, dans l'actuel Golfe de Californie, se produit un soulèvement tectonique de la marge continentale orientale de la péninsule actuelle.

Mammerickx et Klitgord (1982) proposent que depuis 12,5 Ma, la partie étroite du sud de la plaque de Farallon (plaque Guadalupe) soit fragmentée au large de la zone de subduction, permettant ainsi une rotation anti-horaire de la dorsale du Pacifique Est vers l'ouest. Ainsi le mouvement décrochant dextre aurait-il commencé. Cependant, Michaud *et al.* (2006) ont montré que cette rotation de la dorsale n'avait pas été anti-horaire et aurait débutée il y a 14 Ma.

D'après Curray *et al.*(1982), la rencontre entre la plaque Nord-Amérique et la dorsale du Pacifique Est, a occasionné une diminution de la subduction due à la subduction de croûte océanique jeune. En même temps, la dorsale migrait vers la pointe sud de la péninsule le long de la faille décrochante Tosco-Abrejos.

### *2.1.3.2. Evolution tectonique de la région de La Paz pendant la phase de remplissage du bassin avant-arc : étude de la région El Cajon*

L'activité tectonique dans la région El Cajon est très marquée en particulier dans les dépôts sous-jacents aux dépôts d'avalanche de débris. Nos études structurales faites dans

cette région nous montrent une activité tectonique pouvant être liée à l'évolution d'une marge transformante active en début de rifting et pourraient donc traduire un jeu en extension.

Sur la Figure 4.2. 3, on peut remarquer trois zones où cette activité est bien marquée : la zone d'El Cajon de Los Reyes au sud, Punta Los Tules et Boca El Sauzoso pour la partie nord. Des failles normales nombreuses d'orientation NW-SE ou NE-SW marquent un début de jeu extensif formant des grabens ou demi-grabens permettant ainsi aux dépôts volcanoclastiques de venir remplir les nouvelles vallées formées. Elles recourent en particulier les dépôts conglomératiques et gréseux riches en cendres volcaniques et continuent de fonctionner pendant le dépôt des formations pyroclastiques du type ignimbrite. Des slumps reprenant les formations pyroclastiques, comme dans la zone nord de Boca El Sauzoso, illustrent bien la formation de pentes due au basculement de blocs le long de failles normales et qui permettent d'argumenter le sens de l'écoulement vers le SW.

Les failles majeures décrites plus haut (pages 197 à 201), comme par exemple la faille El Carrizal et La Paz, montrent des linéaments visibles représentant des zones de fractures larges de 10 km, et incluent des failles mineures ou des segments de failles associées. La faille de La Paz qui est la plus importante (> 100 km de long et plus de 2 km de large), définit le contact entre les dépôts volcanoclastiques du Miocène et les mylonites du bloc de Los Cabos, et aurait fonctionné comme une faille décrochante à déplacement latéral senestre (Hausback, 1984). Elle permet aussi la formation d'un demi-graben d'axe parallèle à la marge où vont venir se mettre en place les futurs dépôts. Dans la partie sud de la zone d'El Cajon, le prolongement de la faille El Carrizal qui a la même orientation que la faille de La Paz dans cette zone, va avoir un déplacement dextre entraînant l'individualisation d'un premier bloc que l'on peut appeler bloc de La Paz. Ces limites majeures peuvent être interprétées comme des limites de blocs crustaux, qui séparent des domaines structuraux régionaux et, dans certains cas, contrôlent la distribution des différents dépôts du Cénozoïque.

Un autre type de faille est mesuré dans cette région. Elles sont typiques des zones de cisaillement. Leur jeu senestre est visible sur les représentations stéréographiques de la Figure 4.2. 4 et elles caractérisent la mise en place d'un système en décrochement entraînant une déformation continue (allongement et compression) des formations volcanoclastiques. C'est à l'intérieur de ces blocs qu'apparaît ce type de fractures en échelons pouvant être séparée par des zones d'allongement et de raccourcissement. On parlera alors de zone en raccourcissement et le contraire sera dit zone en extension. Ces zones de raccourcissement sont observables et nombreuses dans la zone d'étude et plus particulièrement au niveau de

Punta Los Tules et Boca El Sauzoso où l'on peut y voir une succession de dépôts pyroclastiques de la formation Comondú affectés par cette déformation caractérisée par une famille de plis anticlinaux et synclinaux formant des plis très proches et réguliers d'axes orientés N120°E.

Les études faites dans ces régions ont montré des distances variant entre 10 et 12 m, entre les différents plis (Figure 4.2. 4. A). Ces zones très actives peuvent aussi bien affecter les dépôts pyroclastiques plus anciens comme les dépôts éoliens, qui se retrouvent ainsi piégés dans les dépôts sus-jacents, que les dépôts de type ADV. Ces zones restent toutefois limitées pour la création d'espace disponible dû à l'activité tectonique qui s'exerce dans la région. On aura ainsi des zones confinées dites de raccourcissement et des zones plus larges où les dépôts pyroclastiques de type rhyolitique viendront combler ces nouvelles dépressions comme dans la région de Boca El Sauzoso (Figure 4.2. 4 B).

D'autres marqueurs de cette activité décrochante à caractère senestre ont été observés sur le terrain, comme des crochons dans la région de Los Tules d'orientation N30°, 50°E. D'autres indicateurs ont été utilisés comme les structures cristallines et les cristaux de quartz néoformés qui grandissent dans des zones de pression comme se pourrait être le cas à la base des dépôts d'avalanche de débris.

Une importante activité tectonique extensive a donc eu lieu au Miocène et a affecté la sédimentation volcano-sédimentaire à cette époque (Figure 4.2. 5). De plus, plusieurs failles décrochantes ont été reconnues dans la région Ouest de La Paz et aux alentours de la ville de La Paz. Le sens du mouvement de ces failles a été déterminé grâce à un certain nombre d'indicateurs cinématiques comme les fractures ouvertes associées aux failles ainsi que des failles synthétiques. On a pu ainsi distinguer deux types de fractures liées aux failles : des fractures ouvertes à pendage opposé à la direction du plan de faille connue, et des failles synthétiques avec des angles entre 30° et 60° par rapport au plan de faille.

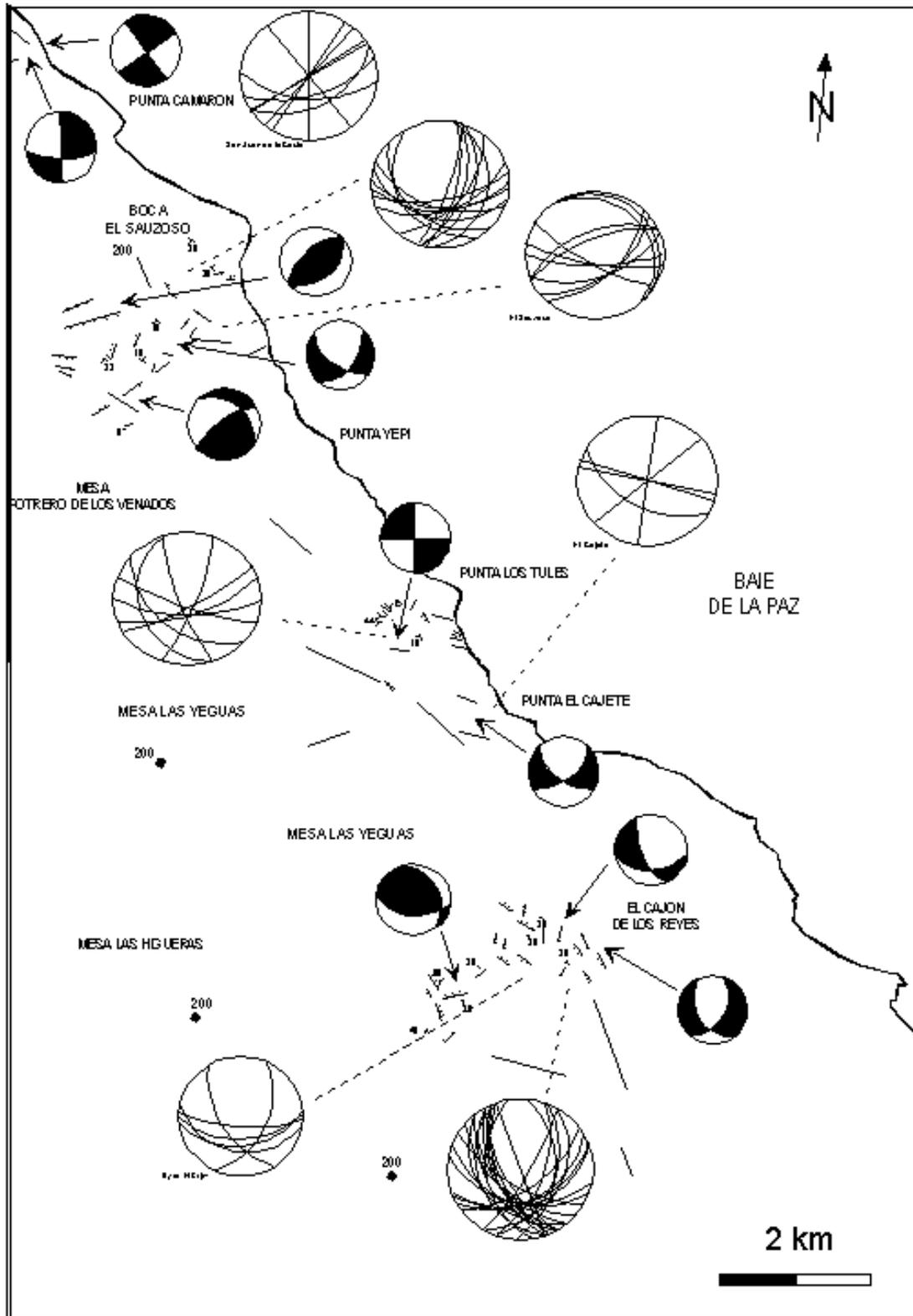


Figure 4.2. 3: Carte structurale de la région ouest de La Paz montrant les sites d'analyses structurales et leur représentation graphique d'une part en projection stéréographique sur l'hémisphère inférieure et d'autre part en diagramme qui correspond au jeu tectonique de la faille étudiée sur le site. Voir texte pour explication.

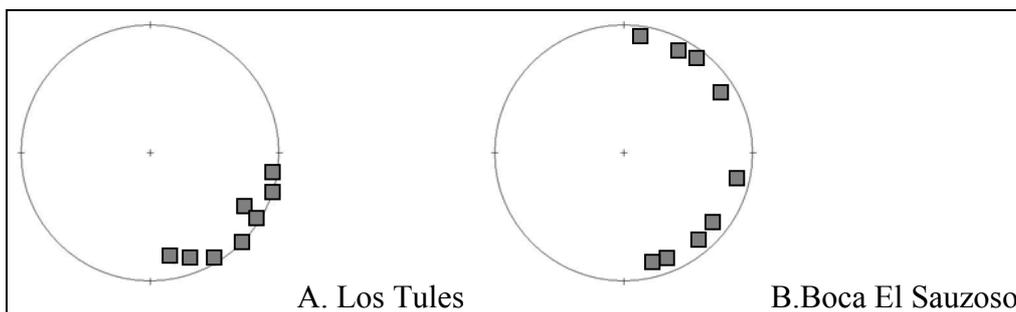


Figure 4.2. 4: Exemples de déformation tectonique dans les zones de cisaillement de la région ouest de La Paz et représentation stéréographique des pôles des axes des plis (hémisphère inférieur). Nous observons deux familles de plis dans le secteur de Boca El Sauzoso associées à des compressions perpendiculaires aux axes.

2.1.3.3. Evolution tectonique de la région de La Paz pendant la phase d'ouverture du Golfe de Californie

Entre 10 et 15 Ma a commencé la tectonique transformante (« fosses et piliers »), présentant ces processus de déformation dans l'embouchure du Golfe de Californie vers 8 Ma. Au Pliocène inférieur (5,5 à 3,2 Ma), la dorsale du Pacifique Est se situait à l'extrême sud de la Basse Californie. A cette même époque débute la migration de la péninsule avec la formation du système de failles de San Andréas (récent) et la zone de fracture Tamayo. Ces évènements se sont formés en réponse au processus en extension diffusé dans la croûte continentale.

Gastil *et al.* (1981) et Curray *et al.* (1982) ont proposé un déplacement total de 300 km pour la péninsule de Basse Californie le long du système de failles de San Andréas.

D'après les anomalies magnétiques au niveau des centres de dispersion océanique de l'embouchure du Golfe de Californie, Larson *et al.* (1968) proposent une ouverture de 260 km depuis 4 à 6 Ma.

Tectonique régionale avec l'étude de la région de La Paz :

Après l'arrêt de la subduction à l'Ouest de la Basse Californie et la fin de l'activité volcanique de l'arc à l'Est de la Basse Californie, au Miocène supérieur – Pliocène inférieur, la limite des plaques Pacifique et Amérique-Nord est caractérisée par un mouvement décrochant N NW, le long des failles dextres San Benito – Tosco-Abreojos (Lonsdale, 1989 ; Hausback, 1984; Atwater, 1989 ; Spencer et Normak, 1989 ; Nava-Sanchez *et al.*, 2001). Le saut de la dorsale Est Pacifique (12,5 Ma) au sud de cette limite, s'effectue au niveau de l'actuelle embouchure du Golfe de Californie pour former le proto-Golfe de Californie il y a 8 Ma (Karig et Jensky, 1972) où commence une tectonique transformante (« fosse et piliers »). Ce nouveau processus de fracturation est en partie enregistré par les dépôts sédimentaires côtiers et marins du Pliocène et du Quaternaire dans la région de La Paz.

L'activité tectonique du Pliocène est principalement enregistrée dans les dépôts de fan delta pour la région Est de La Paz et les dépôts de front deltaïque de la région Ouest. Les études structurales réalisées dans ces régions montrent une activité tectonique pouvant être liée à une évolution transtensionnelle le long des failles majeures qui limitent le bassin sédimentaire Alfonso – El Carrizal. Ces failles bordières de La Paz et El Carrizal étaient encore actives permettant ainsi une subsidence rapide du bassin au Pliocène. La formation et le développement du bassin marquent le stade final du rifting, qui était représenté par

l'apparition des failles transformantes et la formation de la croûte océanique dans le Golfe de Californie, après environ 3,5 Ma.

Les contraintes exercées sur la faille de La Paz ont soudainement diminué après avoir créé un espace d'accommodation important et pendant le Pléistocène la partie sud du bassin Alfonso –El Carrizal a été soulevée dû au basculement lié à l'ouverture du Golfe de Californie. Une nouvelle fracture orientée W NW (en rouge sur Figure 4.2. 5), engendrée probablement par la rotation de la dorsale Est Pacifique, aurait divisé le bassin en deux et fait basculer la partie Nord du bassin, permettant la mise en place des dépôts pléistocènes dans la région Las Animas.

On peut aussi remarquer des changements de directions d'écoulement des arroyos liés à la tectonique se traduisant par un « ripage » vers le N du cours de certains arroyos, ce qui permet de déterminer la direction de déplacement des blocs tectoniques. Par exemple, au niveau de Punta El Guano le sens d'écoulement est dévié vers le Nord-Est au contact de failles pour ensuite se poursuivre normalement vers le Sud-Est en direction du Golfe de Californie.

L'origine de l'activité tectonique le long de la bordure péninsulaire, est incertaine. Des mouvements verticaux récents ne sont pas bien répertoriés. Ortlieb (1991) a montré que le bloc péninsulaire n'a pas été affecté par des mouvements verticaux depuis le Pléistocène supérieur représenté par des terrasses actuellement à 6 ou 8 m au-dessus du niveau marin, et qui correspondent au plus haut niveau marin du stage isotopique 5<sup>e</sup> (datation de coraux par la méthode  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ , De Diego Forbis, 2003), excepté pour quelques zones locales fermées par des centres volcaniques comme la zone de Santa Rosalia (Miranda-Avilés, 2002). Cependant, des terrasses d'âge Pléistocène sont observées sur la marge péninsulaire du bassin Alfonso (Clarens, 2002) et sont à des altitudes de 25 et 27 m, ce qui montre qu'elles ont bien été surélevées, et correspondent donc au plus haut niveau marin des stages isotopiques 5c et 5e (Bloom *et al.*, 1974 ; Chapell et Shackleton, 1986). Sur l'île Espiritu Santo, Halfar (1999) et Halfar *et al.* (2001) ont daté des terrasses du Pléistocène se trouvant à différentes élévations et légèrement basculées vers l'ouest, ce qui suggère que l'île a été affectée par des mouvements verticaux différentiels. En effet, dans la partie nord de l'île La Partida, on trouve un petit graben limité à l'ouest par un escarpement de faille verticale de plus de 20 m de haut ; l'escarpement est de la faille se situe à moins de 20 m. Nous n'avons pas remarqué de déplacements latéraux évidents le long de ces failles limitant ce graben. Les terrasses du Pléistocène, l'activité micro-sismique observée et enregistrée par Munguia-Orozco *et al.* (1997), et les observations faites par Fletcher *et al.* (2000) et Fletcher et

Munguia-Orozco (2000) sont de forts signes de mouvements verticaux se déroulant dans la région de la baie de La Paz, pouvant être en relation avec la fracturation récente enregistrée.

L'évidence de mouvements horizontaux est aussi observable dans la structure des sédiments qui remplissent les bassins Alfonso et Lobos et qui montrent des plis d'accommodation (Nava-Sanchez *et al.*, 2001). Le remplissage est apparemment dû à une subsidence rapide, en relation avec un processus extensionnel. Cependant, ce remplissage plissé (d'axe NS) peut être dû à un processus en compression affectant le bassin (Nava-Sanchez *et al.*, 2001). Plus au Nord, le bassin Lobos est limité par un escarpement de faille qui pourrait être l'extension nord de la faille de La Paz (Hausback, 1984). Cependant, Fletcher and Munguia-Orozco (2000) ont récemment décrit une faille dans la partie est des îles Espiritu Santo et La Partida, appelée faille d'Espiritu Santo. Cette faille peut correspondre avec la partie sud de cet escarpement. La partie nord du bassin Lobos est légèrement plus large que la zone sud, ce qui pourrait être dû à un mouvement décrochant le long de la faille Espiritu Santo et aurait causé l'ouverture du bassin en ciseaux. Ce mouvement horizontal suggéré dans les parties sub-inférieures des profils, pourrait indiquer qu'une partie du mouvement de la péninsule vers le NW pourrait avoir lieu non seulement le long de l'axe du Golfe, mais aussi le long de quelques failles actives de la bordure péninsulaire. Des résultats similaires ont été présentés par Munguia-Orozco *et al.* (1997) qui ont travaillé sur la projection sous-marine du système de failles de La Paz.

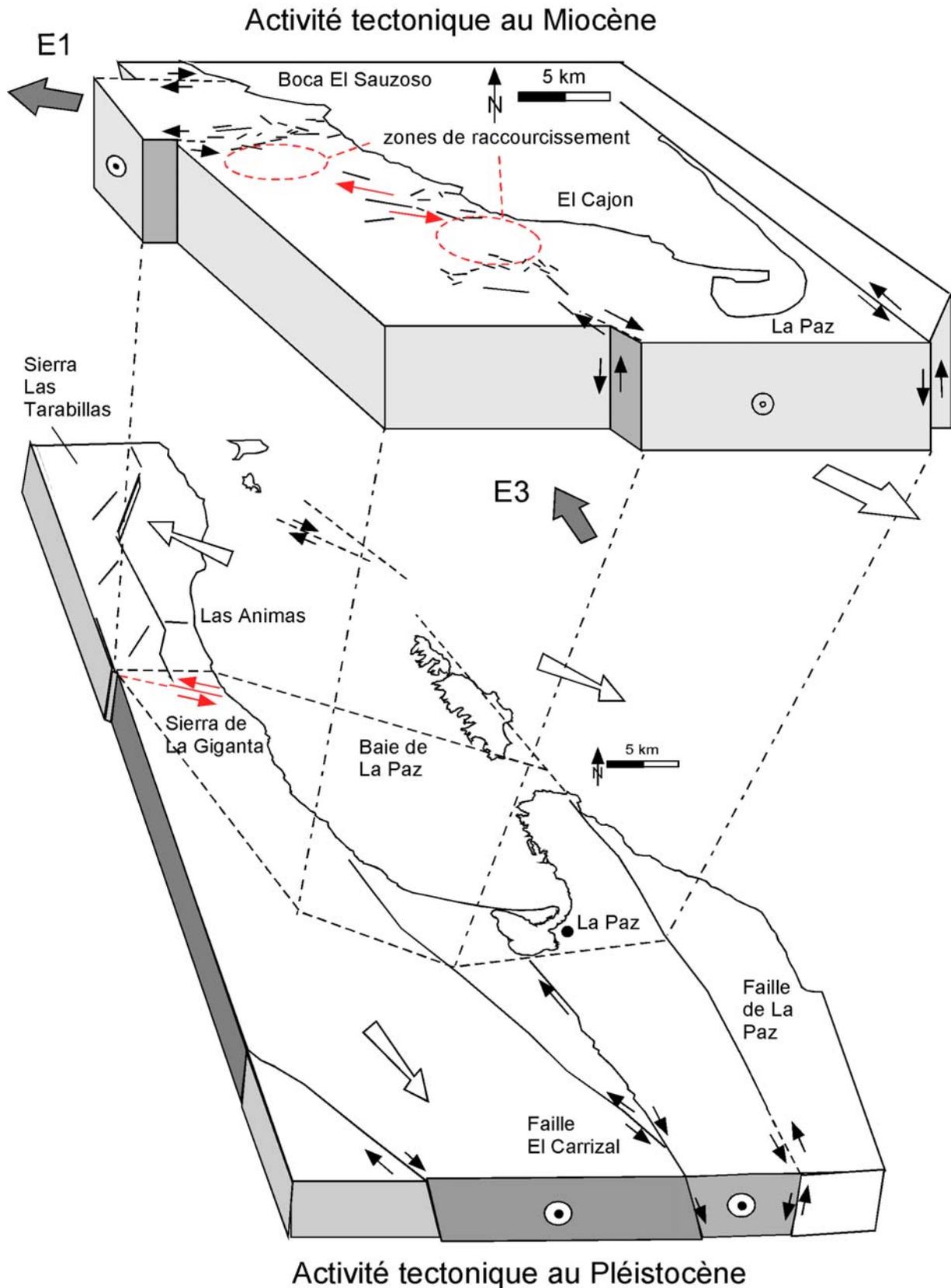


Figure 4.2. 5 : Représentation possible de l'activité tectonique majeure dans la région de La Paz au Miocène et au Plio-Pléistocène.

#### 2.1.4. Relation entre tectonique et sismique

La fracturation active est étroitement liée à l'activité sismique étudiée par Munguia-Orozco *et al.* (1997). Dans le bassin Lobos, au nord de la baie de La Paz, des épacentres de séismes sont localisés le long de la trace des failles actives représentées dans la Figure 4.2. 5 Récemment, en Octobre 2002, en Février et Mars 2004, des séismes de 6,4 de magnitude (en 2002) et des micro-séismes (< 4,2) localisés sur la trace du système de faille de El Carrizal (en 2004), marge ouest du bassin de Alfonso - El Carrizal, ont été enregistrés (Mayer-Geraldo, séminaire du 30.03.04 au CICIMAR-IPN de La Paz, B.C.S., Mexique). Ces enregistrements plus récents se situent le long du prolongement du tracé de la faille El Carrizal et plus précisément au niveau de la région El Mogote, dans la partie la plus étroite de la flèche sableuse. Aucune faille n'a été enregistrée dans cette zone, ce qui rend l'interprétation difficile. C'est donc suite à cette micro-activité sismique que Mayer et Vincent (1999) a pu déterminer des failles normales de 67°E et décrochantes sénestres N-S identiques à celles rencontrées dans la région de Los Cabos. Des séismes majeurs avaient seulement eu lieu dans la zone de la baie de La Paz comme ceux de 1995, de magnitude de 6,2 et 5,8, où les épacentres étaient respectivement localisés au NE et SE de l'île Espiritu Santo (Munguia-Orozco *et al.*, 1997).

Rôle actuel de la faille de La Paz :

L'activité sismique de 1995 (Figure 4.2. 6) indique que l'escarpement bathymétrique Est des îles Espiritu Santo et de La Partida est contrôlé par des failles normales à pendage Est. Les épacentres des deux premiers événements sismiques enregistrés en 1995 sont alignés N NW le long d'un escarpement bathymétrique de 7 km de long, à l'est de l'île Espiritu Santo. L'activité sismique est bien associée avec les failles observées sur la marge est des îles Espiritu Santo et La Partida. Trois mécanismes au foyer observés pour l'activité de 1995, indiquent que les failles enregistrées, correspondent bien avec l'histoire de glissement de longue période indiquée par les « piercing points » des îles Espiritu Santo et La Partida (Munguia-Orozco *et al.*, 1997).

L'étude de la sismicité de la région de La Paz a montré que durant le grand séisme du 30 Juin 1995 (Tableau 4.2. 1) enregistré par des stations sismiques éloignées, il n'y avait pas de station sismique à proximité enregistrant la localisation de l'épicentre. Cependant, le 4 Juillet, des séismomètres avaient été installés dans la région de l'épicentre, et pendant une période de 12 jours d'enregistrement, un grand nombre de microséismes de magnitudes différentes et complexes ont été enregistrés sous forme analogique et digitale.

Le séisme du 30 Juin 1995 a eu lieu à 04 : 58 heure locale ou 11 :58 GMT (Greenwich Mean Time). Il a eu lieu à environ 10 km de profondeur et son épicentre a été localisé à sensiblement ~65 km au nord de la ville de La Paz, juste à l'est de l'île Espiritu Santo, dans le Golfe de Californie. Le séisme a été ressenti dans les villes de Cabo San Lucas, Ciudad Constitucion, et de Loreto, à des distances de plus de 500 km de l'épicentre. Deux heures après la principale secousse, deux forts séismes ( $M_s$  5,4 et  $m_b$  4,1) ont eu lieu au sud de l'épicentre du séisme principal (Tableau 4.2. 1).

Date	Heure, GMT	Latitude, deg	Longitude, deg	$M_s$	$m_b$
30 Juin 1995	11 :58	24.688	- 110.228	6,2	5,9
30 Juin 1995	12 :21	24.489	- 110.142		4,1
30 Juin 1995	13 :41	24.386	- 110.265	5,4	5,6

Tableau 4.2. 1: Données sismiques publiées dans le Worldwide Earthquake Catalog of the Council of the National Seismic System (CNSS), enregistrées dans la région de La Paz (Fletcher et Munguia, 2000).

Le plus fort des deux séismes précédents a été localisé à seulement 35 km au nord de La Paz avec un foyer à une profondeur de 15 km. De fortes secousses en réponse à ces séismes, ont été ressenties par la population de La Paz. Des pêcheurs qui se trouvaient près de la zone de l'épicentre ont observé de nombreuses avalanches de pierres sur le côté est de l'île Espiritu Santo et La Partida.

Si l'on regarde maintenant la fréquence des séismes pendant le dernier siècle, seulement six séismes de magnitude supérieure à 7,0 ont été enregistrés (Tableau 4.2. 2) dans la zone de l'embouchure du Golfe de Californie (vers 23°N) à Manzanillo (vers 19°N) au sud de l'embouchure, sur une distance longitudinale de 1100 km. Ces séismes de forte magnitude sont associés à la subduction de la plaque Rivera.

Date	Magnitude	Latitude	Longitude
1900	8,3	20°N	105°W
1900	7,8	20°N	105°W
1902	7,8	29°N	114°W
1907	7,5	28°N	112,5°W
1912	7,0	21°N	104°
1945	7,0	Bassin de Guaymas	
1948	6,9	21,6°N	106,7°W

Tableau 4.2. 2: Données sismiques pour le bassin Alfonso, du Centre National d'Information Sismique (d'après Gorsline *et al.*, 2000).

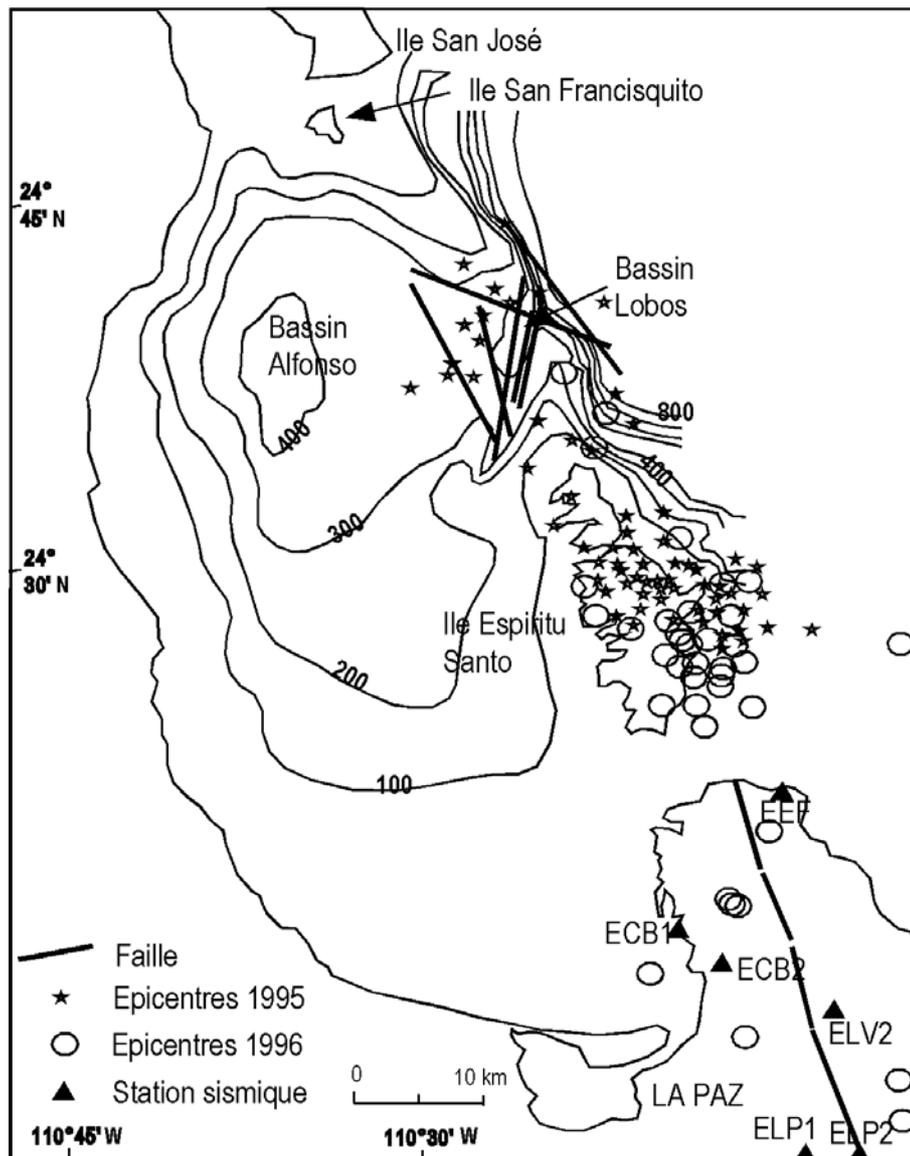


Figure 4.2. 6 : Carte bathymétrique de la baie de La Paz qui montre la trace des failles actives susceptibles d'être en relation avec l'activité (micro)sismique étudiée par Munguia-Orozco *et al.* (1997) et les données sismiques rapportées par Gorsline *et al.*, (2000), d'après Nava-Sanchez *et al.* (2001).

Sur la Figure 4.2. 6, la localisation rapprochée des solutions de mécanismes au foyer indique que la principale secousse et la taille des deux autres séismes de 1995 et 1996 étaient dominés par un déplacement normal des failles NW.

Les épïcêtres de ces évènements (micro)sismiques se répartissent sur près de 40 km de long et 15 km de large suivant une direction NNW-SSE. Les épïcêtres se répartissent sur le côté est de l'escarpement bathymétrique et la zone de fracture sur la marge Est de l'île Espiritu Santo et l'île La Partida. La distribution des épïcêtres reflète bien les variations de l'activité tectonique et définit une zone de déformation post-sismique intense pouvant être en relation avec la faille de La Paz. On peut donc confirmer l'existence d'une importante déformation active le long de la bordure du Bassin Alfonso – El Carrizal et donc le long de la bordure occidentale du sud de la Péninsule de Basse Californie.

Si l'on regarde d'un point de vue faciologique cet enregistrement sismique, on a pu identifier trois types de faciès sédimentaires (Figure 4.2. 7). Ces faciès se trouvent au niveau des pentes des bassins bordant la marge péninsulaire et sont très fréquents dans les carottes MD02-2509 et MD02-2510 prélevées dans le bassin Alfonso, au centre de la baie de La Paz (Figure 2.3. 12).

Ils correspondent à l'enregistrement sous trois formes différentes d'une activité sismique et/ou tectonique. Par exemple, le faciès 1 montre la déformation de deux lamines, dont le contact entre celles-ci est perturbé, avec une intrusion de sédiment de la lamine supérieure dans la lamine inférieure. Le faciès 2 lui, montre la déformation d'un ensemble de lamines formant une structure symétrique rétrécit en son milieu. On parle de structure en oignon qui pourrait correspondre à des slumps. Sur la Figure 4.2. 7, le faciès 3 enregistre en plus d'une déformation des dépôts laminés, une activité tectonique. On peut observer des fractures qui affectent les sédiments sur une dizaine de centimètres, entraînant l'affaissement (> 1 cm) d'une partie des dépôts laminés (Figure 4.2. 7, photo de droite), en relation avec l'ouverture généralisée du Golfe de Californie. Nous avons observé une faille inverse, avec une partie des dépôts qui vient chevaucher l'autre partie comme sur la photo de gauche de la Figure 4.2. 7, celle-ci étant en relation avec les zones de rétrécissement du fond du bassin.

Le bassin Alfonso – El Carrizal est donc le siège d'une activité sismique et tectonique qui se traduit par une perturbation de la sédimentation ou bien qui affecte les sédiments après leur dépôt.

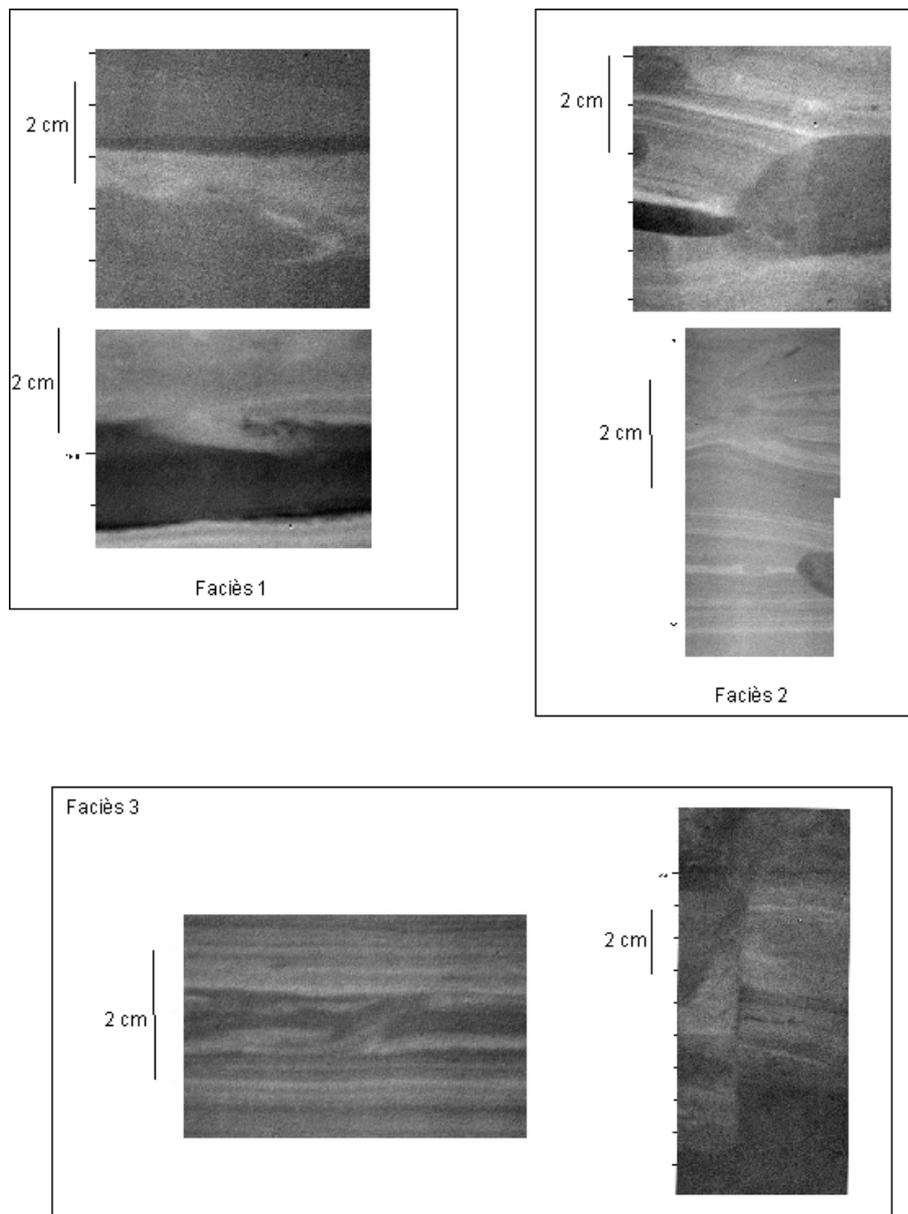


Figure 4.2. 7 : Principaux faciès sédimentaires rencontrés dans le bassin Alfonso – El Carrizal.

On peut donc avoir un contrôle tectonique de la sédimentation actuelle dans le bassin Alfonso – El Carrizal. Cette morphologie entraîne l'existence de nouveaux bassins sédimentaires dont les processus de sédimentation diffèrent. La Figure 4.2. 8 illustre les relations entre la tectonique d'ouverture et les processus de sédimentation à l'intérieur du bassin Alfonso – El Carrizal. Nous pouvons constater que l'ensemble des nouveaux bassins formés sont remplis majoritairement par des sédiments laminés hémipélagiques pour le bassin Alfonso, et pélagiques pour les bassins les plus éloignés de la marge ouest de la Baie de La Paz (bassin Lobos et de La Paz).

## 2.2. Contrôle climatique

### 2.2.1. Aspects météorologiques et marqueurs océanographiques

Les paramètres météorologiques varient suivant la saison de l'année. Durant l'hiver et le printemps, lorsque les basses pressions se trouvent à l'Est et au Sud-Est du Golfe de Californie, les vents secs soufflent du Nord. En été, les basses pressions se situent sur la région de Sonora, provoquant la venue de masses d'air humide originaires du Pacifique dans le golfe.

Les précipitations dans le golfe sont plus abondantes à l'Est qu'à l'Ouest. Les précipitations dans la région de La Paz sont approximativement de 173,0 mm/an (Figure 4.2. 9, A), suivant le Service Météorologique mexicain.

Pendant juin et octobre, dans la partie sud du Golfe de Californie, il est commun d'avoir des pluies abondantes. De forts remous qui atteignent des vitesses entre  $10 \text{ cm.s}^{-1}$  et  $15 \text{ cm.s}^{-1}$ , prédominants en février et mai, cependant en juin et septembre les remous atteignent des vitesses de  $10 \text{ cm.s}^{-1}$  dans la partie Nord-Ouest du golfe.

Les courants situés dans les passages lagunaires ou les lagunes semi-fermées atteignent des vitesses proche de  $3 \text{ m.s}^{-1}$  (U.S.Hydrographic Office, 1951, Nava-Sanchez, 1997). Les changements annuels du niveau de la mer en fonction de l'amplitude sont supérieurs à 5 m, et seraient approximativement de 16 cm par mois. Février et avril sont les mois où le niveau de la mer est le plus bas, et juillet et septembre les plus hauts.

Cependant, la direction des courants, dans les régions de l'intérieur du golfe, n'ont pas été toutefois bien étudiées, le flux est prédominant vers le SE, en hiver et au printemps et vers le NW en été et en automne. Ces courants atteignent des vitesses variables dépendant de la saison de l'année, entre  $1 \text{ m. s}^{-1}$  et  $3 \text{ m. s}^{-1}$ .

Pendant l'hiver et le printemps prédominent les vents forts du Nord, qui poussent l'eau en dehors du golfe.

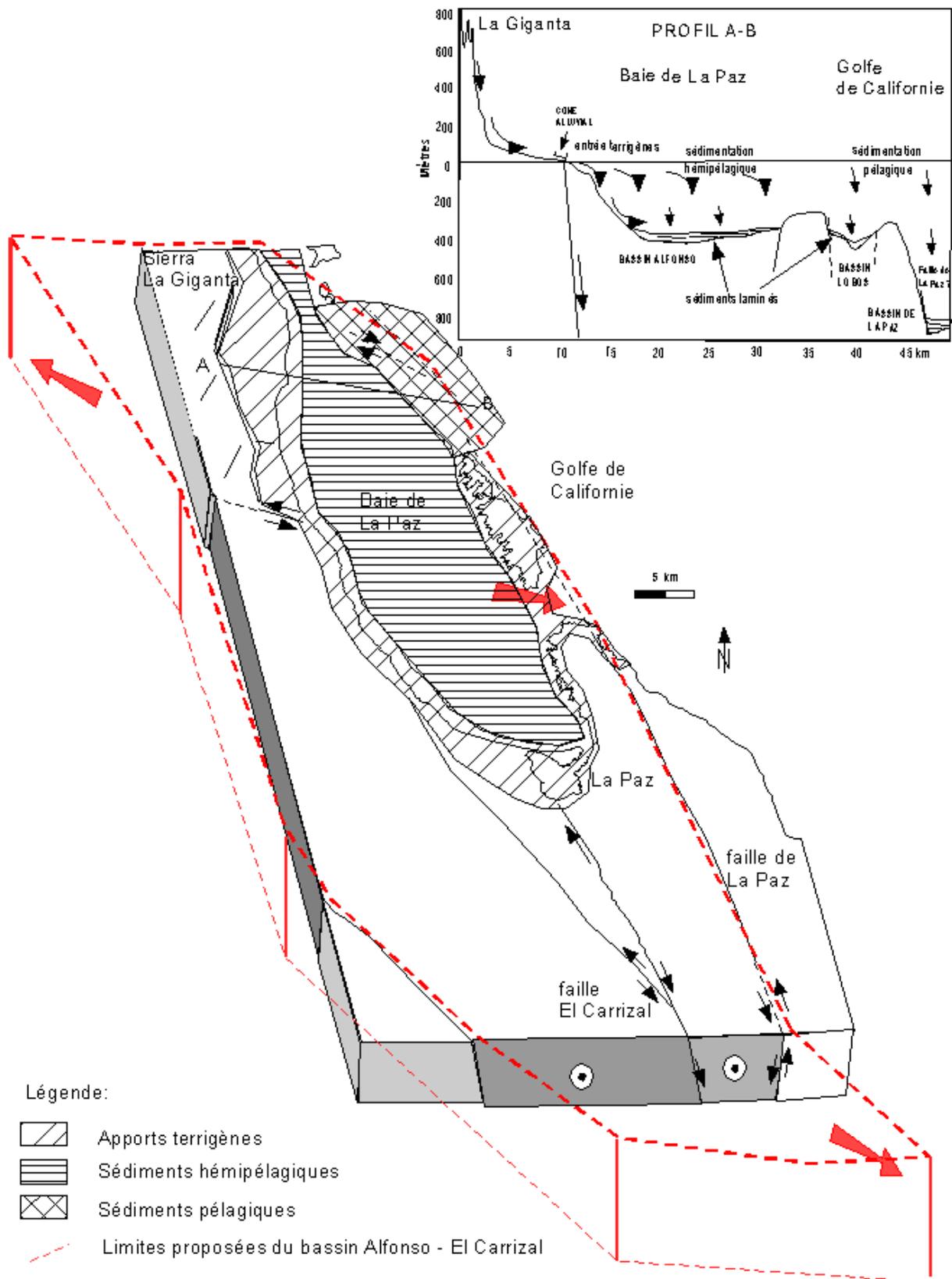
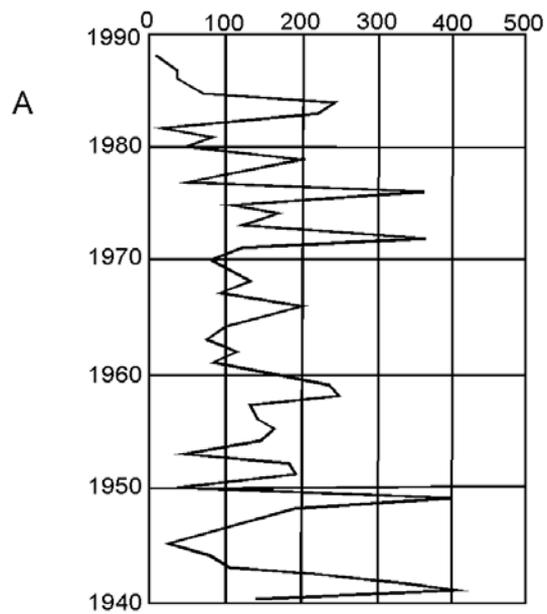
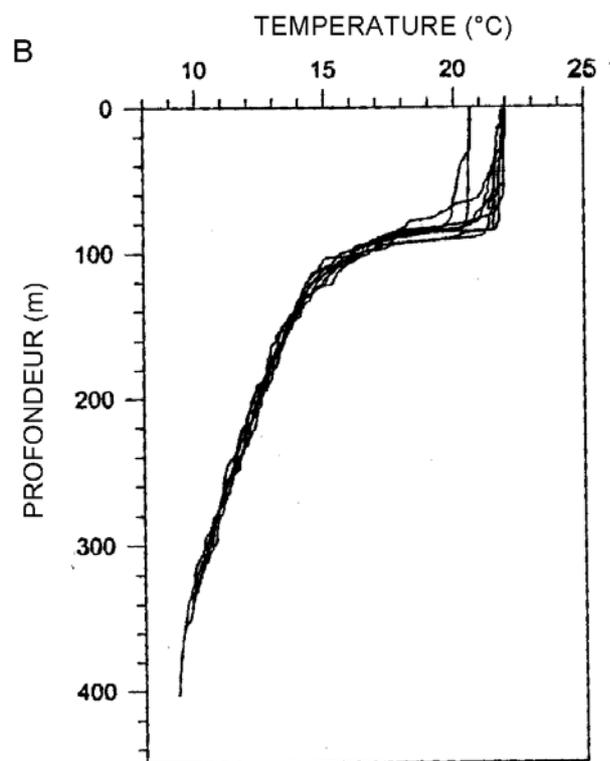


Figure 4.2. 8 : Caractéristiques tectoniques et sédimentaires dans le bassin Alfonso – El Carrizal à l'Actuel (profil établi d'après Nava-Sanchez *et al.*, 2001).



Précipitations annuelles (en mm) de la ville de La Paz (d'après Nava-Sanchez, 1997).



Distribution verticale de la température de l'eau de mer dans la Baie de La Paz (d'après Molina-Cruz et al., 2002)

Figure 4.2. 9 : Paramètres météorologiques et océanographiques de la baie de La Paz.

On peut distinguer trois fronts : a) un proche de la région de Cabo San Lucas appelé « front de San Lucas », dans lequel les eaux du golfe se rencontrent avec celles du Courant de Californie ; et b) le second front est situé à la hauteur des Courants de Cabo où se produit un changement brusque de salinité entre les eaux du golfe et celles du Courant Nord-équatorial.

On peut mentionner un troisième front constitué par la rencontre du Courant de Californie et du Courant Nord-équatorial.

Les courants créés par le vent varient de  $5 \text{ à } 20 \text{ cm. s}^{-1}$  (Graves *et al.*, 1958).

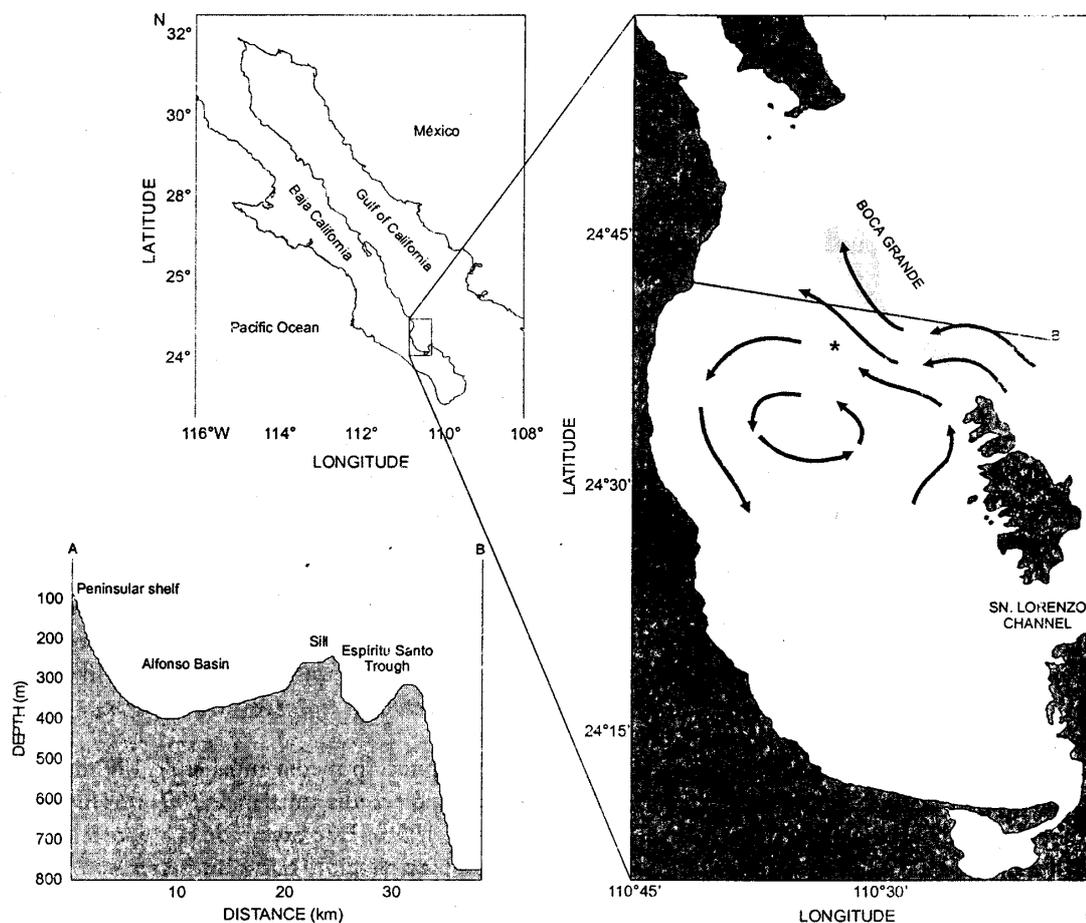


Figure 4.2. 10 : Profil bathymétrique, physiographie et circulation océanique dans la Baie de La Paz (d'après Molina-Cruz *et al.*, 2002).

Distribution de la température et de la salinité :

La forte structure barométrique et le stress des vents et des marées sont les facteurs principaux qui gouvernent la circulation et la structure thermocline de la baie de La Paz

(Jiménez-Illescas, 1996). Les valeurs des températures superficielles de l'eau de mer varient entre 25,68°C et 27,60°C. Leur distribution montre des valeurs maximales près de l'île Partida et on y observe un gradient dans lequel les valeurs augmentent de l'intérieur de la baie jusqu'à la Boca Grande (Figure 4.2. 11). La salinité superficielle oscille entre 34,96 et 35,25 ‰ et décrit un modèle inverse de celui de la température superficielle ; les valeurs augmentent depuis la Boca Grande jusqu'à l'intérieur de la baie (Figure 4.2. 9, B).

Les températures, à 50 m de profondeur, varient entre 17,25 et 20,25°C et les isothermes décrivent un modèle concentrique, avec des valeurs qui augmentent vers l'extérieur (Jiménez-Illescas, 1996). Les lignes d'égale salinité, à 50 m de profondeur, montrent des valeurs entre 24,50 et 25,25 ‰ (Jiménez-Illescas, 1996). La valeur maximale correspond au minimum de température décrit précédemment.

La structure thermocline de la partie sud du golfe est pratiquement égale à celle du Pacifique Equatorial, cependant dans le golfe, l'évaporation excède la précipitation (Sverdrup, 1941 ; Roden, 1964).

La moyenne annuelle de la vitesse du vent au sud du golfe est de 4 m. s<sup>-1</sup>, et aide à ce que les taux d'évaporation dans la zone d'étude soient de 128 cm.an<sup>-1</sup>. Cette valeur équivaut seulement à 60 % de l'évaporation correspondant aux zones côtières (Jiménez-Illescas, 1996).

La région sud du golfe se caractérise pendant les mois de février et avril, par des niveaux élevés de salinité. En hiver et au printemps, le point de salinité élevé de l'eau a lieu près des côtes de la Basse Californie à des profondeurs proches de 30 m, la salinité dans la partie centrale peut être supérieure ou inférieure à 34,7 ‰ près des 100 m de profondeur.

Pendant juin et août la salinité augmente à une profondeur de 50 à 100 m, d'où une salinité entre 34,5 ‰ et 34,7 ‰. On peut mentionner que dans cette région, les concentrations élevées d'oxygène de 0,1 ml.l<sup>-1</sup>, sont rencontrées principalement à des profondeurs entre 200 et 600 m.

### 2.2.2. Caractéristiques des conditions météorologiques extrêmes dans la région de la baie de La Paz

La Basse Californie du Sud est située principalement dans la zone subtropicale. Elle est limitée à ses côtés par la mer avec des propriétés distinctes, et par une longue cordillère. La côte du Pacifique reçoit l'influence du courant de Californie et l'action du vent. La côte est bordée par le Golfe de Californie, constitue un important bassin d'évaporation de l'Océan Pacifique est alimentée par les eaux de celui-ci. Il a une température annuelle superficielle de

24°C. La température minimale se rencontre en janvier et les maximales en août et septembre.

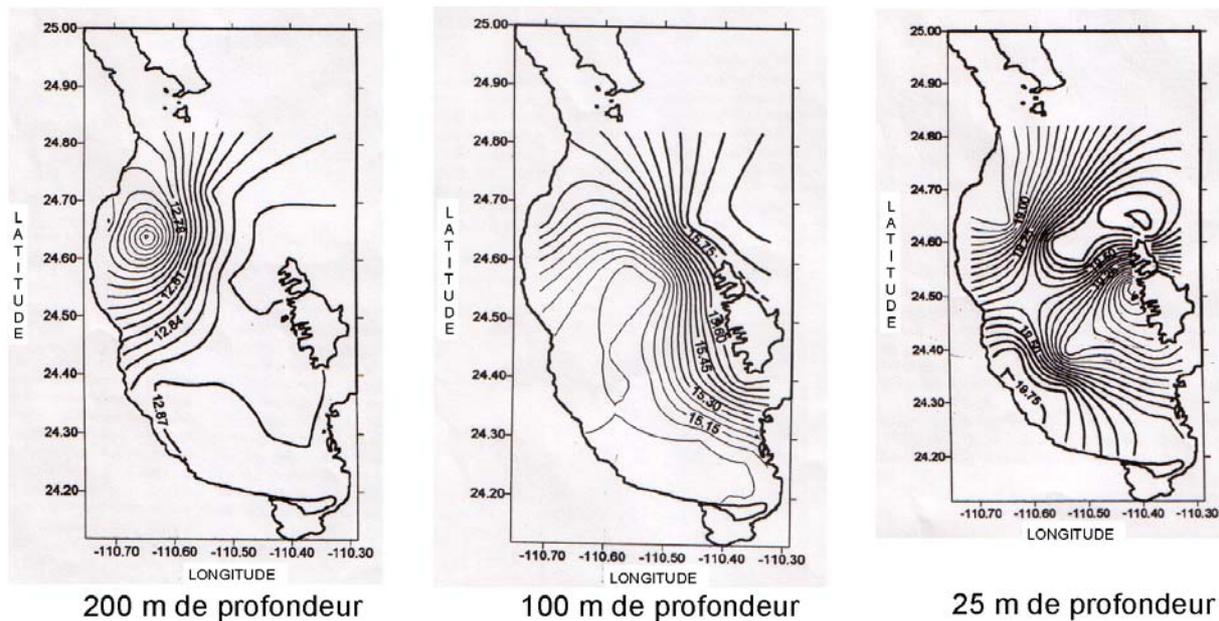


Figure 4.2. 11 : Distribution horizontale de la température à 25, 100 et 200 m de profondeur dans la baie de La Paz (d'après Jiménez-Illescas, 1996, modifié).

La baie de La Paz qui se localise à 200 km de l'extrémité de la péninsule de Basse Californie (110°18' et 110°48' de longitude W et 24°10' et 24°54' de latitude N), communique avec le Golfe de Californie à travers deux embouchures, une au NE, Boca Grande et l'autre à l'E, Canal de San Lorenzo ou Boca Chica (Figure 4.2. 10). Dans la zone SE de la baie se localise la lagune côtière appelée Ensenada de La Paz.

La marée dans la baie de La Paz dépend des co-oscillations avec la marée du Golfe de Californie et quelquefois avec celle de l'Océan Pacifique. D'après les travaux présentés par Jimenez-Illescas *et al.* (1997) sur la baie de La Paz, on peut identifier trois patrons de vents caractéristiques : vents du NW, vents du N et vents du SE. Le vent moyen dans la Baie est de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et provient du NW. Les vents extrêmes arrivent à  $10 \text{ m.s}^{-1}$  et proviennent du Nord. Cette région se situe dans le centre de basses pressions permanentes dues à la convection par réchauffement des couches inférieures de l'atmosphère, résultantes de la radiation générée par le réchauffement solaire de la Terre. On peut observer des jours nuageux seulement lorsque s'approche une masse d'air tropical qui rencontre une masse d'air froide ou bien lorsque se rapproche un cyclone. Le modèle de circulation montre l'existence d'un courant intense parallèle à la côte occidentale de la baie (Figure 4.2. 10).

D'après les résultats de thèse obtenus par Romero-Vadilla (2003), on voit que les ouragans qui ont le plus fort impact sur la baie de La Paz sont ceux qui entrent dans le Golfe

de Californie (catégorie 3), comme le cas de Liza en 1976 (Tableau 4.2. 3), générant des élévations du niveau de la mer de plus de 2 m. Le mouvement horizontal des eaux de la Baie a lui aussi été affecté, approchant des vitesses de courants de plus de  $2 \text{ m.s}^{-1}$  dans le Canal de San Lorenzo.

Des ouragans de même intensité peuvent aussi avoir des effets importants et ne pas entrer dans le Golfe de Californie, comme c'est le cas de l'ouragan Henriette en 1995 (Tableau 4.2. 3), qui toucha la péninsule près de Cabo San Lucas avec une intensité de catégorie 2, provoquant des soulèvements de 1 m, aussi bien dans la lagune d'Ensenada que dans d'autres points de la côte.

Les résultats obtenus pour les variations du niveau de la mer dans cette région étudiée, montrent que les élévations les plus grandes dans cette région sud de la péninsule sont données par des vents du nord. Ceux-ci peuvent survenir lorsque l'ouragan se situe en face de la baie, dans le Golfe de Californie. Les vents du NW génèrent des élévations au large de toute la côte de la baie et se présentent lorsque l'ouragan se situe au SE. Les élévations dans cette région NW de la baie et les diminutions du niveau dans la lagune d'Ensenada de La Paz, sont produites par des vents de l'Est, lesquels peuvent se présenter lorsque l'ouragan se situe au Sud de la baie. Les vents du SE génèrent aussi des élévations dans la région NW avec des baisses du niveau dans la partie sud. Cette direction de vent se présente lorsque l'ouragan se localise au SW de la baie. Les vents du Sud génèrent une diminution du niveau de la mer au large de toute la côte de la baie, de même que les vents du SW, lesquels se forment lorsque l'ouragan se situe au Nord de la région, produisant des vents de l'Ouest. On observe aussi une baisse du niveau de la mer au large des côtes. Enfin, les vents du NW forment des élévations du niveau de la mer dans la lagune d'Ensenada de la Paz et des baisses au NW de la baie. Celles-ci se forment lorsque l'ouragan se trouve au NW de la baie.

Toutes ces conditions météorologiques ont donc une influence notable sur la mise en place et le transport des sédiments dans le bassin. Nous avons vu précédemment que des séismes étaient à l'origine des dépôts non laminés dans le bassin Alfonso. On pourrait aussi penser que ces phénomènes extrêmes très fréquents dans cette région ont eux aussi pu être à l'origine de ces dépôts. Un exemple des conséquences de tels phénomènes sur le dépôt de sédiments a été rencontré dans notre étude dans le bassin de Las Animas, avec les dépôts de tempête à coraux du Pléistocène. Le facteur climatique dans le bassin Alfonso – El Carrizal est très important et à ne pas négliger dans la compréhension de la mise en place des sédiments miocènes à actuels dans le bassin. Tout au long des temps géologiques les

variations de climat ont été enregistrées par les sédiments et sont devenues caractéristiques dans le remplissage de bassin de marge active. Les glissements de terrain, les coulées de débris et les fan deltas actuels comme anciens traduisent l'influence des tempêtes tropicales en été et forment le paysage type de la Basse Californie. De plus d'un point de vue écologique et humanitaire, l'intensité des phénomènes météorologiques extrêmes appelle les populations à rester en alerte aux différentes manifestations telles que les crues, les destructions de ponts et d'habitations. Peu de victimes mortelles ont été recensées depuis ces dernières années, mais beaucoup de dégâts matériels.

<b>Nom de l'ouragan</b>	<b>Année</b>	<b>Catégorie</b>	<b>Vitesse des vents dans la région de La Paz</b>	<b>Vitesse des courants dans la région de La Paz</b>	<b>Elévation niv. mer</b>
Liza	25 Sept. au 2 Oct. 1976	4	190 km/h	2,2 m/s	+1,8 m (Ensenada de La Paz) +1 m (Boca Chica)
Doreen	13 au 18 Août 1977	1	120,4 km/h	25 cm/s	-10 m (Ensenada)
Kiko	Août 1989	3	100 km/h	90 cm/s	+1,5 m (Ensenada) +1 m (Boca Chica)
Lidia	Septembre 1993	2	70 km/h	70 cm/s	+75 cm (Ensenada)
Henriette	1 au 8 Sept. 1995	2	150 km/h	1,5 m/s	50 cm (Ensenada) 40 cm (Baie)
Fausto	10 au 16 Sept. 1996	3	120 km/h	1,2 m/s	50 cm
Isis	1 au 6 Sept. 1998	1	100 km/h	1,2 m/s	30 à 50 cm
Juliette	21 au 30 Sept. 2001	4	120 km/h	25 m/s	+40 cm (côtes) -50 cm (Ensenada)

Tableau 4.2. 3 : Résultats de la simulation numérique en accord avec les observations sur les variations du niveau de la mer et des courants générés par les ouragans, (d'après les travaux de thèse de Romero-Vadilla, 2003).

## PARTIE 5 : CONCLUSIONS



## **CHAPITRE 1 : MODELISATION D'UN BASSIN VOLCANO-SEDIMENTAIRE, EN EXTENSION**

### 1.1. Notion de bassin volcano-sédimentaire

D'après Fisher et Schmincke (1994), un bassin volcano-sédimentaire se rencontre pour l'essentiel dans les domaines de marges actives convergentes où se concentre la sédimentation volcanoclastique. La sédimentation volcanoclastique peut également être importante dans les domaines divergents de type rift ou encore le long des dorsales océaniques.

Le bassin d'Alfonso-El Carrizal correspond à un domaine subsident qui a accueilli les produits d'un ou plusieurs appareils volcaniques qui se sont développés dans un contexte structural particulier de ce bassin et pendant une partie de son évolution. Il a donc pu enregistrer une activité volcanique sur une longue période, et il est alors possible de replacer cette activité dans un contexte géodynamique plus vaste. On peut donc le qualifier de bassin volcano-sédimentaire. De plus, son remplissage a été et est contrôlé par les apports volcanoclastiques, les apports détritiques provenant d'autres sources, l'activité tectonique et, éventuellement, les variations du niveau de la mer.

L'intensité de l'activité volcanique et la productivité volcanoclastique sont liées aux types d'appareils volcaniques associés aux bassins. On aura ainsi des caldéras de grande taille caractérisées par un cratère de diamètre pluri-kilométrique se développant le long de structures en distension, comme c'est le cas pour notre zone d'étude.

#### 1.1.1. Intérêts des dépôts volcanoclastiques utilisés comme marqueurs géodynamiques

Les dépôts volcanoclastiques étudiés (dépôts d'avalanche de débris, ignimbrites, nuées ardentes, vitrophyre, pseudotachylite), en raison de la nature des matériaux qui les constituent et de leur lien temporel avec l'activité volcanique, sont donc des témoins privilégiés du contexte géodynamique dans lequel leur sédimentation se produit.

L'analyse des mécanismes volcanoclastiques nous a permis de les replacer dans l'évolution plus générale des formations volcanoclastiques et, à une plus grande échelle spatio-temporelle, des bassins volcano-sédimentaires de marges actives. Cependant, il est très important d'étudier les talus des appareils volcaniques car l'enregistrement y est souvent plus complet qu'au niveau même du complexe volcanique-source car l'érosion y est moindre.

L'analyse à plus grande échelle de l'évolution d'un bassin volcano-sédimentaire tel que celui d'Alfonso – El Carrizal permet de reconstituer à la fois son évolution sédimentaire, volcanique et structurale. Le volcanisme est donc un excellent témoin de l'évolution d'un bassin : (1) il fournit des marqueurs stratigraphiques fiables, (2) la détermination de la localisation des sources dans le bassin permet de localiser les domaines mobiles du bassin qui correspondent généralement à des zones subsidentes en extension ou en transtension.

1.2. Evolution d'un bassin volcano-sédimentaire : de sa naissance à son stade de maturité

1.2.1. Phase de subduction : son enregistrement par le dépôt de la séquence S1

Une subduction continue s'est produite de l'Eocène à l'Oligocène formant un important complexe magmatique le long de la Sierra Madre Occidentale où d'importantes émissions d'ignimbrites, entre 24 et 21 Ma, ont été suivies par une phase extensive est-ouest (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999 et McDowell et Henry, 1983). Au cours de cette subduction, sont venus en parallèle se mettre en place les dépôts de la séquence S1 sur la marge ouest du continent (Figure 5.1. 1). Dans la région de La Paz, seules des cendres volcaniques et des clastes d'origine volcanique ont été déposés et mélangés aux dépôts de front deltaïque distal de la base de la séquence S1 et aux dépôts de pro-delta du haut de la séquence. La séquence S1 traduit l'évolution de la marge ouest et plus précisément la phase de subsidence en réponse à la subduction de la plaque Pacifique. Cette subsidence rapide est marquée par les dépôts de pro-delta rencontrés dans la zone d'étude et en particulier dans la région de San Juan de la Costa. On peut également remarquer une irrégularité dans les dépôts, liée aux différentes phases d'accélération de la subduction et donc aux variations du taux d'expansion océanique. Cette séquence S1 marque donc le début de configuration de la marge californienne en futur arc volcanique. Le haut de la séquence avec les dépôts de la formation San Isidro montre une fréquence plus rapprochée de l'activité volcanique par l'augmentation de la concentration des dépôts en cendres volcaniques. Ces dépôts en relation avec l'extension continentale vont s'accumuler dans des environnements peu profonds de front deltaïque à pro-delta jusqu'au début du jeu en décrochement de la faille de La Paz.

1.2.2. Phase de remplissage de bassin d'avant-arc par le dépôt de la séquence S2 (Miocène moyen –supérieur)

Avant l'ouverture du Golfe de Californie, la péninsule de Basse Californie a été le siège d'un volcanisme lié au phénomène de subduction, de composition andésitique et dacitique (17 à 22 Ma) comme l'ont décrit Gastil *et al.* (1979) et Sawlan (1991). Cependant,

il faut se mettre dans le contexte d'une transition dans la région entre un volcanisme dû à la subduction à un volcanisme lié au processus de rifting.

Après l'arrêt de la subduction à l'ouest de la Basse Californie et la fin de l'activité volcanique de l'arc à l'est de la Basse Californie, au Miocène supérieur – Pliocène inférieur, la limite des plaques Pacifique et Amérique-Nord est caractérisée par un mouvement décrochant dextre de direction NNW, le long des failles dextres San Benito – Tosco-Abrejos (Lonsdale, 1989 ; Hausback, 1984; Atwater, 1989 ; Spencer and Normak, 1989 ; Nava-Sanchez *et al.*, 2001, Michaud *et al.*, 2004 ; Michaud *et al.*, 2006). La rotation de la dorsale Est Pacifique vers l'ouest (12,5 Ma) au sud de cette limite s'effectue au niveau de l'actuelle embouchure du Golfe de Californie pour former par la suite le proto-Golfe de Californie où commence une tectonique de décrochement (8 Ma).

L'épisode volcanique du Miocène moyen-supérieur est caractérisé par la séquence S2 composée de deux paraséquences principales strato- et granocroissantes qui, de haut en bas, ont été appelées paraséquence 1 et paraséquence 2. Les deux paraséquences sont pratiquement similaires dans leur structure et sont composés :

- de dépôts proximaux du type brèches et coulées de laves,
- de dépôts médians du type debris flow et d'écoulements hyperconcentrés de matériaux volcaniques,
- et de dépôts plus distaux, sédimentaire et volcanoclastique, pouvant recouvrir de très grandes surfaces.

La Formation Comondú correspond à une séquence volcano-sédimentaire de plus de 500 m d'épaisseur, et est contrôlée par des failles normales décrochantes et est topographiquement plus basse que le bloc granitique de Los Cabos issu du soulèvement de la bordure continentale de la péninsule. Ces caractéristiques indiquent que la Formation Comondú a été déposée en bordure de la marge continentale, où vont se former par extension de futurs bassins volcano-sédimentaires entre 25 et 12 Ma et pendant l'extrusion de l'andésite, ce qui explique l'évolution paléoenvironnementale.

Le volcanisme du Miocène dans cette région a aussi été synchrone avec une tectonique décrochante comme le montre par exemple la présence de matériel pyroclastique remplissant le couloir cisailant NW-SE de El Cajete au nord de la zone étudiée de El Cajon et appartenant à la paraséquence 1. Des mouvements verticaux importants comme la surrection de la bordure continentale qui sont dûs au découplage de lithosphères océanique et continentale et aux transferts de chaleur à travers un domaine transformant pourraient donc expliquer la mise en place de cette séquence. Cette surrection, qui entraîne la formation d'un

relief granitique le long de la bordure continentale, atteint son maximum lors du passage contre l'axe d'accrétion océanique, et est marquée par l'arrêt d'une tectonique transformante intracontinentale.

Ce phénomène est enregistré par une nouvelle discordance D1 (angulaire) étudiée dans les dépôts du Miocène et limitant la paraséquence 1 de la paraséquence 2. Débute alors une nouvelle phase de formation de structures en extension ENE le long de failles normales NNW qui se forment dans la Province Extensionnelle du Golfe ou avant-arc volcanique. L'ouverture du proto-Golfe a donc débuté.

La séquence S2 constitue alors des faciès de front deltaïque distal à fan delta montrant un passage vers un faciès régressif. Nous avons donc l'exemple de remplissage d'un bassin volcanosédimentaire par des paraséquences pratiquement similaires dans leur structure et qui forment un *lowstand system tract* (LST) composé de paraséquences progradantes de talus volcanique et situé sur une marge continentale active.

### 1.2.3. Phase accrétion océanique Pliocène - Pléistocène : dépôt de la séquence S3 et de la séquence S4

L'activité tectonique du Pliocène est marquée dans le dépôt de la séquence S3 (Figure 5.1. 1) qui correspond à des dépôts de fan delta pour la région Est de La Paz et des dépôts de front deltaïque pour la région Ouest. Cette activité tectonique est liée à une évolution transtensionnelle le long des failles majeures qui limitent le bassin sédimentaire Alfonso – El Carrizal. Elle est marquée par la surface de discontinuité D2 qui sépare la séquence S2 de la séquence S3. Ces failles bordières de La Paz et El Carrizal ont permis ainsi une subsidence rapide du bassin au Pliocène. La formation et le développement du bassin correspondent à une subsidence active, qui était représentée par l'apparition des failles transformantes et la formation de la croûte océanique dans le Golfe de Californie, après environ 3,5 Ma. La diminution des contraintes a permis l'arrêt de la faille de La Paz après avoir créé un espace d'accommodation important. Au cours du Pléistocène, la partie sud du bassin Alfonso – El Carrizal s'est soulevée. Une fracture orientée WNW, lors de la rotation de la dorsale Est Pacifique, a alors divisé le bassin en deux et a fait basculer la partie Nord du bassin. Une nouvelle séquence vient alors se déposer, c'est la séquence S4, formée de trois paraséquences qui enregistrent respectivement de nouvelles phases de transgression, régression puis transgression contrôlée par la tectonique et l'eustatisme.

La particularité de la séquence S4 qui est séparée de la séquence S3 par une discontinuité post-rift (D3) est qu'elle est affectée par des mouvements verticaux récents

formant ainsi des terrasses de 6 – 8 m jusqu'à 20 m de haut, correspondant au plus haut niveau marin du stage isotopique 5e. Les terrasses du Pléistocène, l'activité micro-sismique observée et étudiée par Munguia-Orozco *et al.* (1997), et les observations faites par Fletcher *et al.* (2000), Fletcher et Munguia (2000) sont de forts signes de mouvements verticaux se déroulant dans la région de la baie de La Paz, pouvant être en relation avec la fracturation récente enregistrée.

Les dépôts du Pléistocène supérieur et de l'Holocène dont l'enregistrement des carbonates reflètent les variations entre les différents stades isotopiques (1, 2 et 3) ont été mis en place dans le bassin d'Alfonso. Leur bonne préservation est principalement due à l'anoxie du bassin pendant les phases de réchauffement climatique et à une subsidence progressive du centre du bassin depuis le stade 3.

### 1.3. Répartition des différentes séquences dans la zone d'étude et évolution séquentielle

La répartition des séquences nous informe aussi sur l'influence de la tectonique et des variations eustatiques sur la sédimentation. En effet, nous pouvons voir sur la Figure 5.1. 2, une certaine organisation des dépôts en fonction de l'évolution de la marge. Lors de la phase de subduction (phase 1) nous avons une répartition générale de la séquence S1 le long de la marge continentale. Elle n'affleure actuellement que dans les régions de San Juan de La Costa et de Las Animas mais s'est répandue dans l'ensemble de la région en particulier dans le secteur ouest de notre zone d'étude. La séquence S2 est la plus répandue dans notre zone d'étude, en effet les dépôts volcanoclastiques couvrent l'intégralité de la région, dû à l'importante activité volcanique du Miocène. Cette séquence va donner naissance à de nouveaux reliefs appelés dans cette région, après érosion, Sierra Las Tarabillas (située au N) et Sierra de La Giganta (située au S). Au Pliocène, commence alors une grande phase tectonique (phase 3), celle de l'ouverture du Golfe de Californie. Nous avons la mise en place de la séquence S3 qui occupe les régions S et E de la zone d'étude. Une grande période d'érosion sépare les séquences S3 et S4, correspondant à la limite D2.

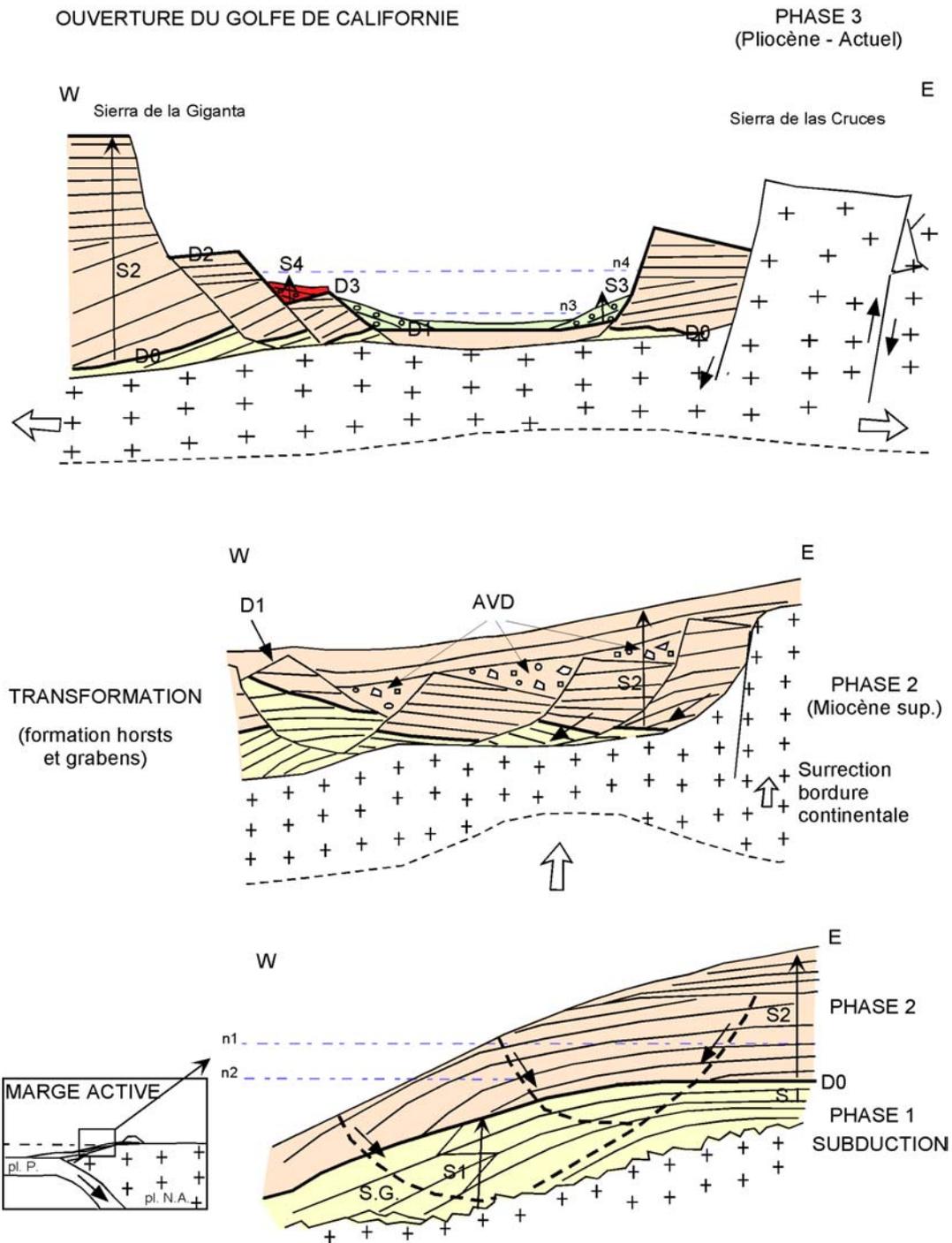


Figure 5.1. 1 : Evolution du Bassin Alfonso – El Carrizal.

(Pl.P. : plaque Pacifique ; pl.N.A. : plaque Nord-américaine ; n1, etc... : niveau de la mer au cours de la mise en place de la séquence S1, etc... ; D0 : surface de discontinuité ; S.I. : formation San Isidro ; S.G. : formation San Gregorio).

Cette période érosive correspond à la phase de basculement et rotation des blocs formés après fracturation NNW-SSE pendant la transition entre la phase de remplissage du socle du bassin d'avant-arc et la phase d'ouverture du golfe (remplissage du bassin d'ouverture). Cette nouvelle disposition entraîne la migration des dépocentres et la mise en place de la séquence S4 dans la partie NW du bassin Alfonso – El Carrizal.

L'étude des processus de mise en place des sédiments dans un bassin en extension, sous contrôle de la tectonique et des variations eustatiques, nous permet donc de réaliser un modèle de remplissage de bassin afin de pouvoir l'appliquer à d'autres bassins plus anciens qui se seraient formés dans des conditions identiques.

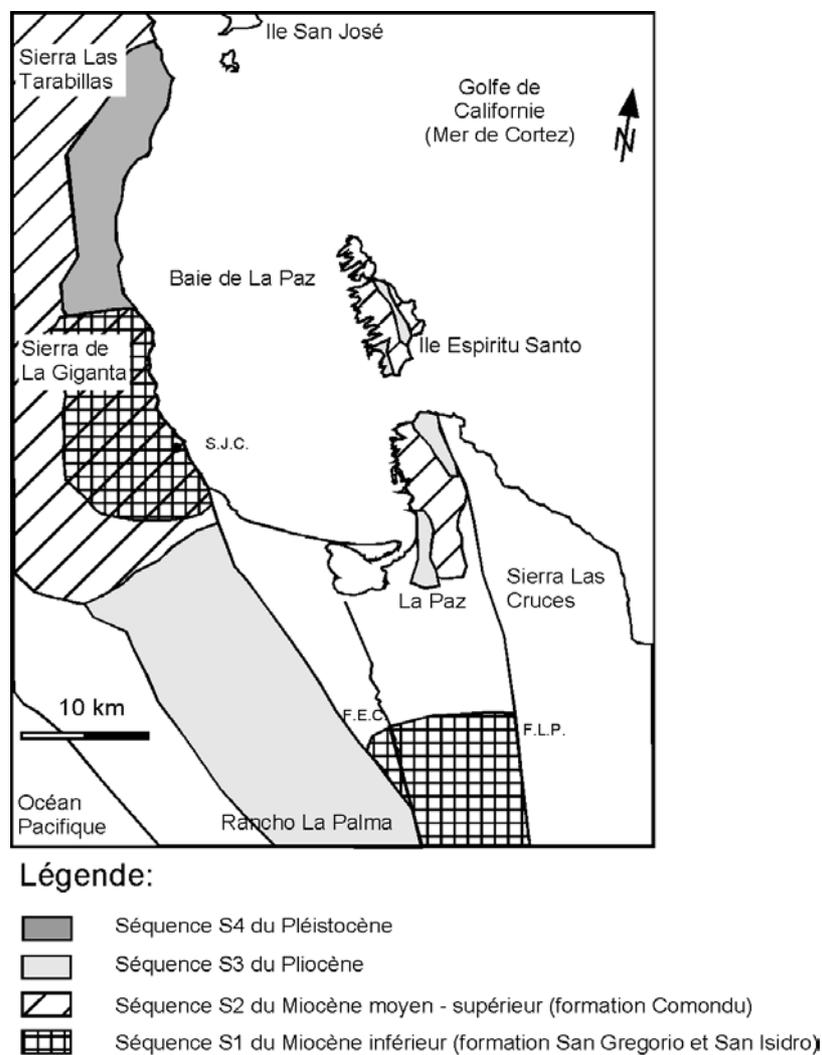
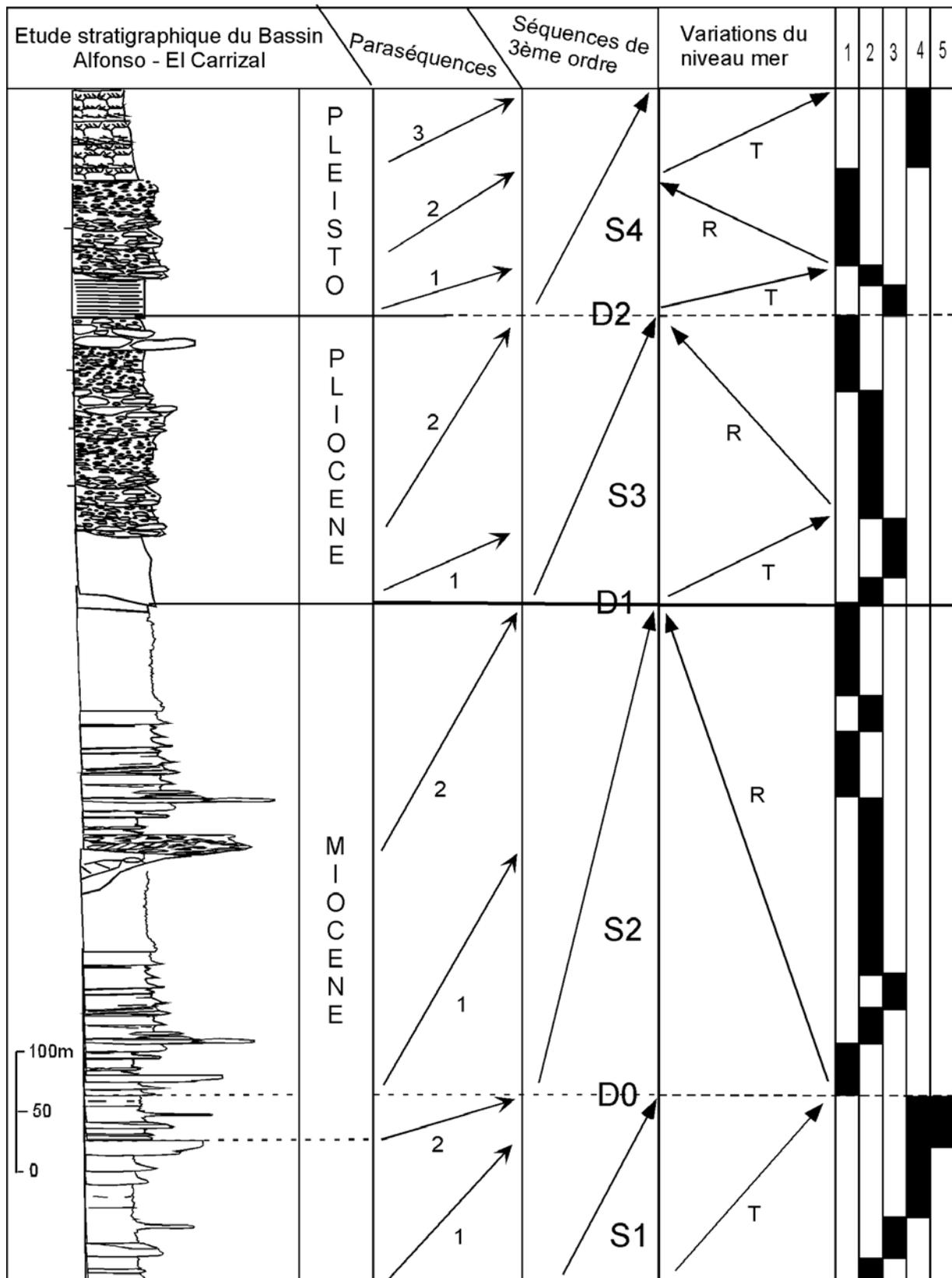


Figure 5.1. 2 : Répartition des séquences étudiées dans la région de La Paz du Miocène au Pléistocène



- 1: Envir. de chenaux distributaires en tresses
- 2: Envir. de front deltaïque
- 3: Envir. de front deltaïque distal

- 4: Envir. de pro-delta
- 5: Envir. de plate-forme

Figure 5.1. 3 : Evolution séquentielle et paléo-environnements dans la région de La Paz du Miocène au Pliocène.

## **CHAPITRE 2 : COMPARAISON AVEC D'AUTRES BASSINS VOLCANO-SEDIMENTAIRES SITUES LE LONG DU GOLFE DE CALIFORNIE**

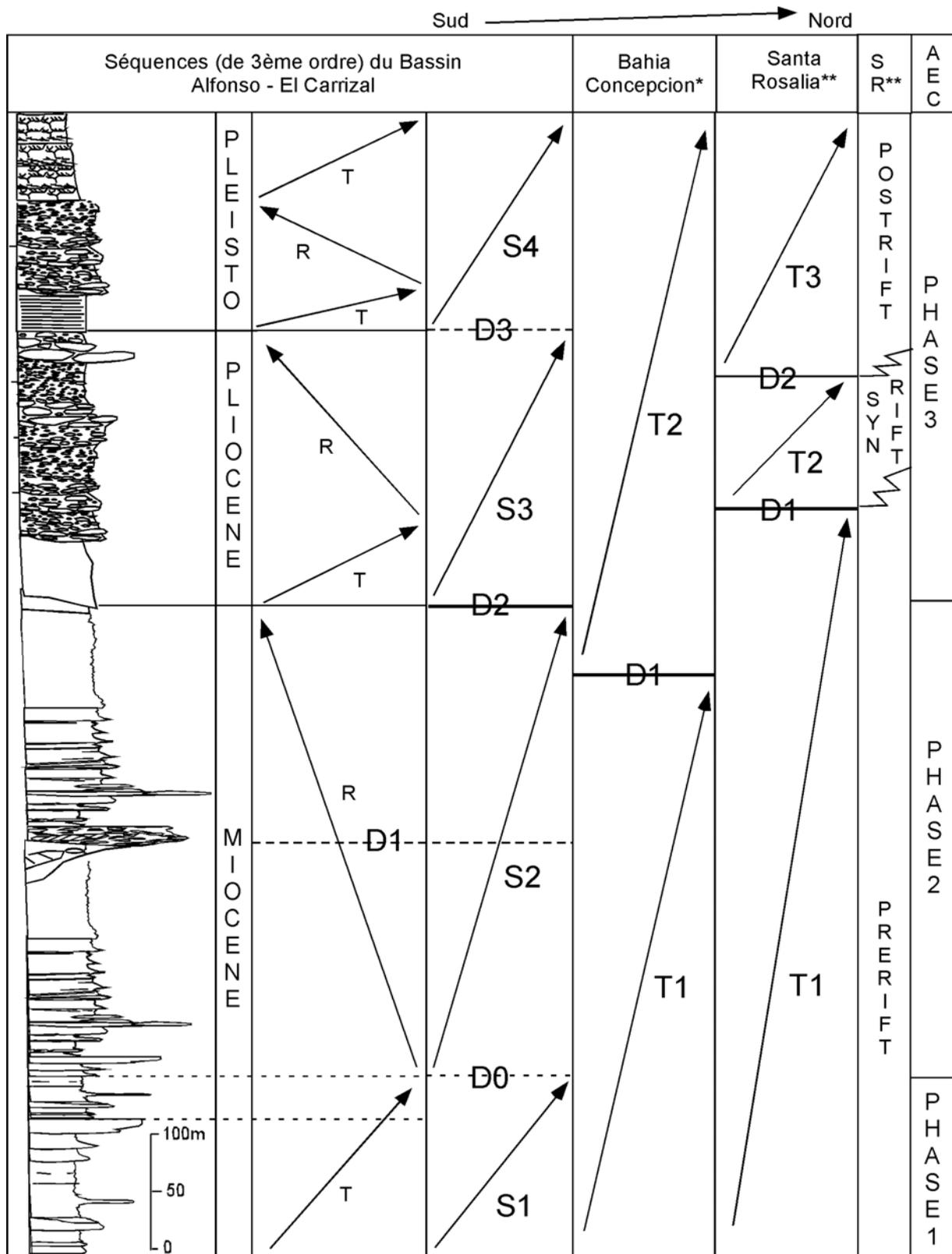
Des études réalisées sur d'autres régions du Golfe de Californie ont mis en évidence l'existence des mêmes séquences de dépôt liées à l'activité tectonique et l'ouverture du Golfe comme l'étude de la région de Bahía Concepcion par Ledesma-Vazquez et Johnson (2001) et celle de Santa Rosalia par Miranda-Avilés (2003).

D'un point de vue sédimentaire, il existe 3 séquences majeures pouvant être corrélées entre elles et qui se sont déposées pendant trois périodes bien marquées. La première séquence appelée T1 pour les études de Ledesma-Vazquez et Johnson (2001) et Miranda-Avilés (2002) et (S2) dans notre étude correspond en général à une séquence volcano-sédimentaire pré-rift d'âge Miocène de la Formation Comondú. Son épaisseur varie d'une région à l'autre (500 à 1 500 m) mais n'excède pas 1 500 m comme dans la région de Bahía Concepcion (Ledesma-Vazquez et Johnson, 2001). La deuxième séquence (T2) pour les études antérieures et (S3) dans notre étude est une séquence progradante syn-rift de front deltaïque qui correspond à un cortège de haut niveau marin d'âge Pliocène. On la retrouve uniquement dans les régions de Santa Rosalia et Alfonso – El Carrizal. Elle n'a pas été différenciée dans l'étude faite par Ledesma-Vazquez et Johnson en 2001. Cependant, les discontinuités majeures telles que la discontinuité syn-rift (D1) entre les séquences du Miocène et du Pliocène est bien marquée dans les trois régions par un pendage qui varie entre 20° (Alfonso – El Carrizal) et 40° (Bahía Concepcion). La dernière séquence (S4) est composée de sédiments marins formant des terrasses marines le long de la côte péninsulaire. Cette séquence post-rift transgressive est d'âge Pléistocène. Elle correspond à la séquence T3 de l'étude de Miranda-Avilés (2002) où elle a été interprétée comme un cortège de haut niveau marin faisant partie de la phase d'ouverture qui continue jusqu'à l'Actuel dans la marge divergente du Golfe de Californie.

On observe une certaine mise en place des séquences au cours du temps liée aux phénomènes tectoniques qui affectent la marge Californienne. Si l'on regarde leur disposition du Sud vers le Nord, on remarque alors une différence de durée d'enregistrement par les sédiments des phases majeures qui ont affecté la Basse Californie. Nous avons trois séquences majeures qui se distinguent, enregistrant un début d'ouverture (phase 3) plus tardif dans la région de Santa Rosalia (Figure 5.2. 1).

On peut donc à la suite de ces différentes observations faites dans cette étude et celles des études d'autres régions du Golfe de Californie, parler d'une organisation type des séries sédimentaires dans des bassins divergents en transtension limité par des failles normales à obliques :

- on observe une tendance à l'asymétrie tant longitudinale que latérale en réponse à la migration des dépôts centres avec le temps ;
- l'existence de périodes épisodiques de subsidence rapide (séries sédimentaires épaisses) dans les séries marines, ou à un brusque approfondissement du milieu de dépôt ;
- des variations latérales de faciès abruptes ainsi que des discordances locales ;
- des différences nettes, dans une même région, d'un bassin à l'autre, au niveau des épaisseurs des séries stratigraphiques, de la géométrie des faciès et de la fréquence des discontinuités.



\* d'après les travaux de Ledesma-Vazquez and Johnson (2001).

\*\* d'après les travaux de Miranda (2003), SR\*\*: Santa Rosalia.

AEC: Alfonso -El Carrizal.

Figure 5.2. 1 : Corrélation stratigraphique possible entre les séquences (du 3<sup>ème</sup> ordre) du bassin Alfonso – El Carrizal et deux autres bassins du Golfe de Californie.



### **CHAPITRE 3 : PERSPECTIVES**

1°/ L'étude sédimentologique, tectonique et paléoenvironnementale réalisée a permis de progresser dans la compréhension de la mise en place des dépôts volcano-sédimentaires dans le bassin Alfonso – El Carrizal.

Depuis l'étude de Hausback (1984), aucune étude faciologique détaillée n'a été faite sur la formation Comondú dans cette région. L'étude géologique et structurale du socle du bassin Alfonso – El Carrizal et en particulier l'étude faciologique détaillée, a permis d'apporter des éléments intéressants pour mieux contraindre les modèles théoriques. De telles études ont permis de déterminer l'existence d'une caldéra dans la région de La Paz. De plus, l'étude ASM complète ce modèle en termes de régime de déformation et met en évidence l'existence d'une relation quantitative entre l'intensité et la déformation observée sur le terrain et celle mesurée par l'ASM. Elle montre enfin que l'ASM s'applique particulièrement bien aux dépôts d'avalanche de débris volcaniques où la présence de fortes fabriques donne une très bonne réponse. On a pu voir que les résultats étaient cohérents avec les observations de terrain. L'ASM développée surtout à la base de tels dépôts, dans les surfaces vitreuses, s'avère ainsi un outil nouveau et très sensible pour la caractérisation structurale de ces dépôts.

En complément de l'ASM et afin de lever certaines ambiguïtés, comme l'inversion d'axes ou la composition de sous fabriques, on pourrait utiliser l'AARA (Anisotropie d'Aimantation Rémanente Anhystérétique acquise sous l'application d'un champ alternatif décroissant plus un champ continu). L'anisotropie de la rémanence peut permettre d'isoler différentes catégories de grains de nature et/ou de taille différentes. Elle ne touche qu'une certaine catégorie de grains, les ferromagnétiques, et non l'ensemble de la roche et ne présente pas d'inversion d'axes (phénomène dû aux minéraux ferromagnétiques monodomaines de forme prolate). Cette dernière reste toutefois beaucoup plus longue, d'un point de vue du temps de mesure, puisque la mesure de l'AARA d'un échantillon dans une gamme de coercivité donnée prend environ 40 minutes et que la mesure de l'ASM prend 3 minutes.

Cette étude va nous permettre d'argumenter aussi à propos des mécanismes de transport et de dépôt des avalanches de débris anciens que nous pourrions confronter à ceux obtenus sur les dépôts d'avalanches de débris non volcaniques. Les modèles proposés sont en général très controversés car, comme on a pu le voir, il est difficile de dire s'il existe vraiment un

mécanisme unique et commun à toutes les avalanches de débris ou bien si les mécanismes sont influencés par la nature et l'état des matériaux ?

Une étude détaillée comme celle-ci, appliquée le long de la marge de la péninsule de Basse Californie, pourrait mettre en évidence des mécanismes particuliers en association avec l'activité volcanique acide, principalement rhyolitique du Miocène. Ainsi, nous pourrions mettre en évidence le contrôle structural de l'activité volcanique au Miocène sur la marge californienne. Cette activité volcanique n'est donc pas liée à la formation de caldéra mais à l'évolution structurale d'une fosse volcano-tectonique subsidente en association avec un système d'accidents décrochants majeurs.

Un autre problème peut être soulevé à la suite de cette étude, c'est celui des risques naturels majeurs que les volcans, les avalanches de débris représentent pour une population. C'est donc d'une importance qui relève de la prévention de catastrophes naturelles. En effet, les mécanismes dont résulte leur étonnante mobilité qui se traduit par un déplacement horizontal toujours très supérieur à ce que le calcul prédit ne sont pas connus et compris. De plus, il est très difficile de prédire quand, où et comment ils vont se produire ? La Basse Californie et le Mexique continental, comme nous avons pu le voir, ont été le siège de catastrophes naturelles dévastatrices (éruptions volcaniques, séismes, tempêtes et tsunamis peut-être) au cours des temps géologiques et le sont toujours de nos jours (cyclones, séismes, inondations et volcanisme). Parmi ces risques naturels majeurs, il en est certains (séismes, éruptions et cyclones) dont il est aujourd'hui possible de se prémunir, car les méthodes de prévention et de prévision ont fait des progrès importants, d'où l'intérêt d'étudier les phénomènes anciens. Leurs effets se cumulent au cours du temps, et les risques montrent alors une périodicité sur plusieurs années comme El Niño par exemple, qui lui n'engendre pas de phénomènes catastrophiques rapides. Cet intérêt pour les problèmes liés aux risques naturels doit être renforcé et en particulier dans un pays comme le Mexique. Des progrès considérables dans la prévention des risques naturels ont été réalisés au cours des dernières années. Mais ce défi demeure plus que jamais d'actualité, d'autant que la population augmente. Le développement durable se doit de tenir compte du facteur « risque naturel » dans toute tentative de gestion à grande échelle.

2°/ L'aboutissement du travail sur les dépôts plus récents du bassin Alfonso – El Carrizal et plus précisément ceux étudiés sur les carottes ouvre aussi de nombreuses perspectives :

- affiner la chronologie présente des tephra par un échantillonnage centimétrique dans d'autres carottes prélevées dans le bassin ;
- des datations absolues ( $^{14}\text{C}$ ) dans le but d'observer les variations des âges réservoirs par rapport aux âges tephra. Cela permettrait une amélioration des datations et une connaissance approfondie des fluctuations des masses d'eau ;
- l'enregistrement de la déglaciation de la marge nord américaine dans le golfe de Californie et l'étude de ses modalités à partir des carottes prélevées sur le plateau nord péninsulaire.

Nous venons d'aborder des perspectives dans le cadre d'études sédimentologique, paléoclimatique et volcanoclastique, ces trois spécialités fournissant chacune des marqueurs stratigraphiques et environnementaux (marins et terrestres). Cependant, nous sommes convaincus que ces trois disciplines conjuguées offrent un outil pour dire l'histoire géologique du golfe de Californie. Nous souhaitons que ce travail ouvre de grandes perspectives dans le cadre du décryptage et de la reconnaissance de faciès sédimentaires en tant que marqueurs climatiques et stratigraphiques du Pacifique Nord.



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adams, A.E., MacKenzie, W.S., et Guilford, C., (1994). Atlas des roches sédimentaires. Masson.
- AGICO (Advanced Geoscience Instruments Co), KLY-4 / KLY-4S / CS-3 / CS-L, (2004). Modular system for measuring magnetic susceptibility, anisotropy of magnetic susceptibility, and temperature variation of magnetic susceptibility, User's Guide.
- Aguillon-Robles A., Calmus T., Benoit M., Bellon H., Maury R., Cotten J., Bourgois J., et Michaud F. (2001). Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula México: indicators of EPR subduction below Southern Baja California?, *Geology* 29, 531-534.
- van Andel, T.H., (1964). Recent marine sediments of Gulf of California. Marine Geology of the Gulf of California, van Andel, T. H., Shor, G.G. (Eds.), *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 3*, 216- 310.
- Allan, J.F., (1986). Geology of the Northern Colima and Zacoalco grabens, southwest México: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt, *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 473-485.
- Allison, E.C., (1964). Geology of áreas bordering Gulf of California. Marine Geology of the Gulf of California, van Andel, T.H., Shor, G.G. (Eds.), *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 3*, 3-29.
- Almgren, A.A., Filewiczand, M.V. et Heitman, H.L., (1989). Lower Tertiary and calcareous nannofossil zonation of California: An overview and recommendation. In: M.V. Filewicz and R.I.Squires (eds.), *Paleogene Stratigraphy, West Coast Paleogene Symp.*, 58, 83-105.
- Alvarez-Arellano, A.D., Soriano, H.R.,et Prieto-Mendoza, J.J., (1997). Geología de la Bahía de La Paz y áreas adyacentes. La Bahía de La Paz, investigación y conservación Urbana R., J. y M. Ramirez R. (Eds). 13-29.
- Andrews, J.T.,et Freeman, W., (1996). The measurement of sediment color using the Colortron Spectrophometer. *Arctic and Alpine Research*, vol. 28, n° 4, 524-528.
- Applegate, S.P., (1986). The El Cien Formation, strata of Oligocene and early Miocene age in Baja California Sur: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 6, 145-162.
- Aranda-Gomez, J.J., et Perez-Venzor, J.A., (1986). Reconocimiento geologico de las Islas Espiritu Santo y la Partida, Baja California Sur. *UNAM*. 6, 2, 103-116.

## Bibliographie

- Aranda-Gomez, J.J., et Perez-Venzor, J.A., (1988). Estudio geologico de Punta Coyotes, Baja California Sur. *Revista del Instituto de Geologia*. UNAM. 7:1-21.
- Arzate-Flores, J., (1986). *Geophysical reconnaissance for geohydrological evaluation in the La Paz- El Carrizal Valley, Baja California Sur, México*. Master Thesis. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (I.T.C). 60 pp.
- Ashley, G.M., et Hay, R.L., (2002). Sedimentation patterns in a Plio-Pleistocene volcanoclastic rift-platform basin, Olduvai Gorge, Tanzania. *Sedimentation in Continental Rifts*, SEPM Special Publication No. 73, 107-122.
- Atwater, T., (1970). Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 3513-3536.
- Atwater, T., (1989). Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: The Geology of North America, Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (Eds), *Geological Society of America Bulletin* 101, 21-72.
- Atwater, T., et Stock, J., (1998). Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: An update: *International Geology Review*, v. 40, 375-402.
- Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D. et Kissel, C., (1992). Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *J. Struct. Geol.*, 14, 4, 461-474.
- Ayres, L.D., Van Wagoner, N.A., et Ferreira, W.S., (1991). Voluminous shallow-water to emergent phreatomagmatic basaltic volcanoclastic rocks, proterozoic (~ 1886 Ma) Amisk lake composite volcano, flin flon greenstone belt, Canada. *Sedimentation in Volcanic Settings*, SEPM Special Publication No. 45, 175-187.
- Bagnold, R.A., (1954). Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. R. Soc. Lond.*, 225, 49-63.
- Barron, J.A., Bukry, D., et Bischoff, J.L., (2003). A 2000-yr-long record of climate from the Gulf of California. In: West, G.J., Blomquist, N.L. (Eds.), *Proceedings of the Nineteenth Pacific Climate Workshop*, Asilomar, Pacific Grove, CA, March 3-6, 2002. Technical Report 71, Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary, Sacramento, CA, 11-21.
- Bates, R.L., et Jackson, J.A. (1987). *Glossary of Geology*. American Geologic Institute, Alexandria, Virginia, 788.

- Beal, C.H., (1948). Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico: *Geol.Soc.Amer.Memoir.*, v.31, 138.
- Behl, R.J., et Kennett, J.P., (1996). Brief interstadial events in the Santa Barbara basin, NE Pacific, during the past 60 kyr. *Nature*, 379, 243-246.
- Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M.A., Matthews, R.K., et Mesolella, K.J., (1974). Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research* 4, 185-205.
- Bourgois, J., et Michaud, F., (2002). Comparaison between the Chile and México triple junction áreas substantiates slab window development beneath northwestern México during the past 12-10 Myr. *Earth and Planetary Science Letters* 201, 35-44.
- Bourrouilh, R. et Gorsline, D.S., (1989). Evolution de bassins sédimentaires d'une marge de transformation : exemples de Californie du Sud, extrait de : Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Editions Technip, 349-382.
- Bourrouilh-Le Jan, F.G., (1979). Les plates- formes carbonatées de haute énergie à Rhodolithes et la crise climatique du passage Moi-Pliocène dans le domaine pacifique, *Bull. Cent. Rech. Eplor.-Prod. Elf- Aquitaine*, 3, 489-495.
- Bourrouilh-Le Jan, F.G., (1982). Géométrie et minéralogie des corps sédimentaires dans une mangrove sous l'influence des ouragans, île Andros, Bahamas. *Mém. Soc. Géol.*, N.S., n°144, 77-92.
- Bray, N.A., et Robles, J.M., (1991). Physical oceanography of the Gulf of California. The Gulf and Peninsular Province of the Californias, Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T. (Eds.), *AAPG-Memoir* 47, 515-553.
- Brooks, E.R., Wood, M.M., et Garbutt, P.L., (1982). Origin and metamorphism of peperite and associated rocks in the Devonian Elwell Formation, northern Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 1208-1231.
- Brownlie, W.R., et Taylor, B.D., (1981). Sediment management for southern California mountains, coastal plains and shoreline, Part C. Coastal sediment delivery by major rivers in southern California. *EQL Rep. 17-C*, Calif. Inst. Technol., Pasadena, CA, 314.
- Busby-Spera, C.J. et White, J.D.L. (1987). Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bull. Volcanol.*, 49, 765-775.
- Calmus, T., Aguillon-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., et Michaud, F., (2002). Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian

- andesites (« bajaites ») from Baja California, Mexico: the role of slab melts. *Lithos* 66, 77-105.
- Cameron, M., Bagby, W.C., et Cameron, K.L., (1980). Petrogenesis of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 271-284.
- Cameron, K.L., et Hanson, G.N., (1982). Rare earth element evidence concerning the origin of voluminous mid-Tertiary rhyolitic ignimbrites and related volcanic rocks, Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 46, 1498-1503.
- Campbell, C.S., (1989). Self-lubrication for long runout landslides. *J. Geol.*, 97, 653-665.
- Carey, S.N., (1997). Influence of convective sedimentation on the formation of widespread tephra fall layers in the deep sea. *Geology* 25, 839-842.
- Carreño, A.L., Ledesma-Vazquez, J., et Guerrero-Arenas, R., (2000). Biostratigraphy and depositional history of the Tepetate formation at arroyo Colorado (early-middle Eocene), Baja California Sur, Mexico. *Ciencias Marinas*, 26 (1) : 177-200.
- Cas, R.A.F., et Wright, J.V., (1987). Volcanic Successions, Modern and Ancient. Allen and Unwin, London, 528.
- Chamley, H. Caractères des particules sédimentaires. 1er et 2è cycles, bases de sédimentologie, 2<sup>o</sup> édition, Dunod, 49-54.
- Chappell, J., et Shackleton, N.J., (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324, 137-140.
- Clarens, C., Miranda-Avilés, R., Nava-Sanchez, E.H., et Bourrouilh-Le Jan, F.G., (2002). Sabkha-like deposits of Pleistocene age in the North of Las Animas ; possible tectonic or transgression interpretation. Poster, VI International meeting on geology of the Baja California Peninsula.
- Clarens, C., (2002). Processus et contrôles de la sédimentation pléistocène du Bassin de Las Animas (Basse Californie Sud, Mexique). Mémoire de DEA.
- Clark, K.F., et de la Fuente, L.F.E., (1978). Distribution of mineralization in time and space in Chihuahua, Mexico. *Mineral. Deposita*, 13, 27-49.
- Curry, R.J., Moore, D.G., et Einsele, G., (1982). Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California. In Blakeslee J.; L.W. Platt et L.N. Stout (eds.), *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project, National Science Foundation, California*, 64, (2): 1089-1116.

- Curry, J.R., et Moore, D.G., (1984). Geologic history of the mouth of the Gulf of California, in *Tectonics and sedimentation along the California margin*, vol. 38, edited by J.K. Crouch and S.B. Bachman, Pac. Sect., Soc. of Econ. Paleontol. And Mineral., Los Angeles, Calif, 17-36.
- Dadd, K.A. et Van Wagoner, N.A., (2002). Magma composition and viscosity as controls on peperite texture: an example from Passamaquoddy Bay, southeastern Canada. In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), *Peperite: processes and products of magma-sediment mingling*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 114, 63-80.
- Dansgaard, W., White, J.W.C., et Johnsen, S.J., (1989). The Abrupt Termination of the Younger Dryas Climate Event. *Nature* 339: 532-534
- Darton, N.H., (1921). Geologic reconnaissance in Baja California. *Journal Geology*, v.29, 720-748.
- De Diego-Forbis, T.A., (2003). Paleocology and depositional paleoenvironments of Pleistocene nearshore deposits, Las Animas, Baja California Sur, Mexico. *Dissertation*, 290.
- Demant, A., (1975). Caracteres Quimicos Principales del Volcanismo Terciario y Cuaternario de Baja California Sur. Relaciones con la Evolucion del Margen Continental Pacifico de Mexico. *Univ. Nac. Auton. México, Inst. Geol. Rev.* 75 (1) 21-71.
- DeMets, C., (1995). A reappraisal for seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America plate motion: *Geophysical Research Letters*, v. 22, 3545-3548.
- DeMets, C. et Dixon, T., (1999). New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present: Evidence for steady motion and biases in the NUVEL-1A model: *Geophysical Research Letters*, v. 26, 1921-1924.
- DeMets, C. et Traylen, S., (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle, *Tectonophysics*, 318, 119-159.
- Dickinson W.R., et Snyder W.S., (1979). Geometry of subducted slabs related to San Andreas Transform, *J. Geol.* 87, 609-627.
- Dorsey, J.R., Stone, K.A., et Umhoefer, P.J., (1997). Stratigraphy, sedimentology and tectonic development of the Southeastern Pliocene Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico. Pliocene Carbonates and Related Facies Flanking the Gulf of California,

- Baja California, Mexico, Johnson, M.E., Ledesma-Vazquez, J. (Eds.), Geological Society of America, Special Paper 318, 83-108.
- Dorsey, J.R., et Kidwell, S.M., (1999). Mixed carbonate-siliciclastic sedimentation on tectonically active margin: Example from the Pliocene of Baja California Sur, Mexico. *Geology*, v.27, n° 10, 935- 938.
- Dorsey, J.R., et Umhoefer, J.P., (2000). Tectonic and eustatic controls on sequence stratigraphy of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, n° 2, 177-199.
- Douglas, R., DeDiego-Forbis, T., et Barron, J., (2000). Microfabrica de sedimentos relacionada al oxigeno en “lutitas negras”, Golfo de California, Mexico-Oxygen-related sediment microfabrics in modern “black shales”, Gulf of California, Mexico. *Memorias-V International meeting the Geology of the Baja California Peninsula*. 5; 47-48.
- Douglas, R., DeDiego-Forbis, T., Nava-Sanchez, E., Banner, J., et Mack, L., (2002). Pleistocene terrace deposits at rancho Las Animas, Baja California Sur: age and tectonic implications. *VI International meeting on geology of the Baja California Peninsula*, 24-26.
- Druitt, T.H., (1995). Settling behaviour of concentrated dispersions and some volcanological implications. *J. Volcanol.Geotherm. Res.*, 65, 27-39.
- Ducassou, E., (2003). Taux de sédimentation holocènes exceptionnels sur la marge nord-islandaise: interaction entre sédimentation volcanoclastique et circulation océanique. DEA, 53.
- Dunham, R.J., (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in W.E. Ham, ed., Classification of carbonate rocks: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 1*, 108-121.
- Ekdale, A., Bromley, R.G. et Pemberton, S.G., (1984). *Ichnology. S.E.P.M. Short Course*, 15, 1-317, Tulsa.
- Emery, K.O., (1960). *The Sea off Southern California*, Wiley, New York 360 pp.
- Erismann, T.H., Heuberger, H., et Preuss, E., (1977). Der Bimstein von Köfels (Tirol); ein Bergsturz – „Frictionit“: *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, v. 24, 67-119.
- Escandon, F.J., (1978). Bosquejo geologico de los depositos de fosforita de San Juan de la Costa, Baja California Sur. *Roca Fosforica Mexicana*, S.A. de C.V., 22.
- Fineberg, J., (1997). From Cinderella’s dilemma to rock slides, *Nature*, 386, 323-324.

- Fischer, R., Galli-Olivier, C., Gidde, A., et Schwennicke, T., (1995). The El Cien Formation of Baja California Sur: Stratigraphic precisions. *Newsletters in Stratigraphy*, v.32, 137-161, Berlin, Stuttgart.
- Fisher, R.V. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 1409-1414.
- Fisher, R.V. (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sci. Rev.*, 1, 287-298.
- Fisher, R.V., (1979). Models for pyroclastic surges and flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 6, 305-318.
- Fisher, R.V. et Schmincke, H.U., (1984). *Pyroclastic Rocks*: New-York, Springer-Verlag, 472.
- Fisher, R.V., Glicken, H.X., et Hoblitt, R.P., (1987). May 18, 1980, Mount St. Helens deposits in South Coldwater creek, Washington. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 92, B10, 10267-10283.
- Fisher, R.V., Orsi, G., Ort, M., et Heiken, G., (1993). Mobility of a large volume pyroclastic flow – emplacement of the Campanian ignimbrite, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 56, 205-220.
- Fletcher, C.H. et Sherman, C.E., (1995). Submerged Shorelines on O’ahu, Hawai’i: Archive of Episodic Transgression During the Deglaciation ?. *Journal of Coastal Research Special Issue*, n° 17: Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation, 141-152.
- Fletcher, J.M., Munguia, L., Perez-Venzor, J.A., Foster, D., et J. Aranda-Gomez, (1997). Transensional tectonics, southern Gulf of California, EOS, Trans. AGU, 78-(46), Fall. Meet. Suppl., F822.
- Fletcher, J.M. et Munguia, L., (2000). Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. *Tectonics*, vol. 19, n° 6, 1107- 1123.
- Fletcher, J.M., Kohn, B.P., Foster, D.A., et Gleadow, A.J.W., (2000). Heterogeneous Neogene cooling and exhumation of the Los Cabos block, Southern Baja California: evidence from fission-track thermochronology. *Geology* 28 (2), 107-110.
- Fonseca-Rivera, C., (1991). Variaciones petrologicas en la fosforita de la Capa Humboldt con respecto a su espesor, Formacion San Gregorio, San Juan de la Costa, Baja California Sur, México. Tesis de doctorado, 126.

- Forrest, M.J., Greene, H.G., et Foster, M.S., (2002). Detailed mapping of rhodolith beds in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico, using side-scan sonar. VI International Meeting on Geology of the Baja California Peninsula, 54 - 55.
- Foucault, A., et Raoult, J.-F., (1995). Dictionnaire de géologie, 4 ème édition révisée et augmentée, Ed. Masson, 324.
- Frizzell, V.A., (1984). The geology of Baja California peninsula: An introduction, *in* Frizzell, V.A., Jr., ed., Geology of the Baja California peninsula, Field Trip Guidebook: San Diego, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. 39, 1-8.
- Fulwider, W.R., (1976). Biostratigraphy of the Teptate Formation, Baja California Sur. M.Sc. thesis, University of Southern California, 111.
- Gaitan-Moran, J., (1986). *On neotectonic evidences in the southern peninsular region, Baja California Sur, Mexico*. Master Thesis International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (I.T.C) 110.
- Galli-Olivier, C., Marquez-Enriquez, T.E., Reyes-Sarabia, J.A. et Rosas-Cortes, C. (1986). Estructuras sedimentarias primarias y litofacies de corrientes densas de un paleoambiente de talud, El Conejo, Baja California Sur, México. Ciencias Marinas, 12 : 7-15.
- Gamiño, A.J., (1987). Petrologia sedimentaria y estratigrafia de las litofacies de fangolita fosfatica de la Formacion San Gregorio, San Juan de la Costa, Baja California Sur, México. Tesis de licenciatura, Univ. Auton. Baja Cal. Sur, La Paz, (inedit).
- Garduño, H.G., (1987). Petrologia y estratigrafia de las litofacies de fosforita y arenisca feldespatica fosfatica de la Formacion San Gregorio, San Juan de la Costa, Baja California Sur, México. Tesis de licenciatura, Univ. Auton. Baja Cal. Sur, La Paz, (inédit).
- Gastil, G.R., Phillips, R.P., et Allison, E.C., (1975). Reconnaissance Geology of the State of Baja California, *Geol. Soc. Of Am.*, Boulder, Colo., 169.
- Gastil, G., Krummenacher, D., Douppont, J., Bushee, J., Jensky, W., et Barthelmy, D., (1976). La zona batolitica del sur de California y el occidente de México: Boletin de la Sociedad Geologica Mexicana, v. 37, 84-90.
- Gastil, G.R. et D. Krummenacker, (1978). The migration of the axis of Pacific Margin magmatism across Baja California, Sonora and Chihuahua. Resumenes del primer simposio sobre la geologia y potencial minero del Estado de Sonora, *Inst. Geologia, U.N.A.M.*, 63-44.

- Gastil, G.R., Krummenacher, D., et Minch, J., (1979). The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, v. 90, 839-857.
- Gastil, G.R., Morgan, G., et Krummenacher, D., (1981). The tectonic history of peninsular Baja California and adjacent Mexico. The Geotectonic Development of California. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 285-306.
- Gidde, A., (1992). Sedimentology of the Miocene Cerro Colorado Member (upper part of the El Cien Formation) in Baja California Sur, Mexico: Zentrblatt für Geologie und Paläontologie Teil I, v. 1991, 1467-1477.
- Girardi, A., (2003). Analyse sédimentologique dans le Bassin d'Alfonso, Golfe de Californie. Mémoire DEA, 29.
- Glazner, A.F., et Supplee, J.A., (1982). Migration of Tertiary volcanism in the southwestern United States and subduction of the Mendocino fracture zone. Earth and Planetary Sci. Lett., v. 60, 429-436.
- Glicken, H., (1991). Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches. In Fisher, R.V. et Smith, G.A. (éds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*. SEPM Spec. Publ., 45, 99-106.
- Gonzalez-Barba, G., (1995). Esqueletos de ballenas fosiles en el area de San Pedro (Rancho La Palma), Municipio de La Paz, B.C.S., Mexico. V Jornadas Académicas, Area Interdisciplinaria de Ciencias del Mar, Univ. Auton. Baja California Sur, resúmenes, 14.
- Gonzalez-Barba, G., (1996). Lower miocene marine and fluvial beds at Rancho La Palma, Baja California Sur, Mexico. *Bol. Depto. Geol. Uni-Son*, 13, 1, 1-14.
- Gorsline, D.S., et Emery, K.O., (1959). Turbidity current deposits in Santa Monica and San Pedro basins off southern California. *Geological Society of America Bulletin* 70, 279-290.
- Gorsline, D.S., et Teng, L.S.-Y., (1989). The California continental borderland. In: Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (Eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: The Geology of North America*, *Geological Society of America Bulletin*, 471-487.
- Gorsline, D.S., De Diego, T., et Nava-Sanchez, E.H., (2000). Seismically triggered turbidites in small margin basins : Alfonso Basin, Western Gulf of California and Santa Monica Basin, California Borderland. *Sedimentary Geology* 135, 21-35.
- Graves, Gordon, et Reid, (1958). Estudios Oceanograficos sobre las aguas de Baja California, Primer congreso de Historia Regional, Mexicali, 89-121.

- Greene, H.G. et Forrest, M.J., (2002). Shallow water hydrothermal venting along an onshore-offshore fault, Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico, and its influences on the seafloor geology and biology. VI International Meeting on Geology of the Baja California Peninsula, 39.
- Halfar, J., (1999). Warm-temperature to subtropical shallow water carbonates of the southern Gulf of California and geochemistry of rhodoliths. Stanford University Thesis (PhD), 307.
- Halfar, J., Godinez-Orta, L., et Ingle, J.C., (2000). Microfacies analysis of Recent carbonate environments in the southern Gulf of California, Mexico \_ a model for warm-temperate to subtropical carbonate formation. *Palaios* 15, 323-342.
- Halfar, J., Godinez-Orta, L., Goodfriend, G.A., Mucciarone, D.A., Ingle, J.C., et Holden, P., (2001). Holocene-Pleistocene carbonate sedimentation and tectonic history of the La Paz area, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology* 144, 1-2.
- Halfar, J., Godinez-Orta, L., Mutti, M., Valdez-Holguin, J.E., et Borges, J.M., (2004). Nutrient and temperature controls on modern carbonate production: An example from the Gulf of California, Mexico. *Geological Society of America*, vol. 32, n°3, 213-216.
- Halliman, S., et Brown, G., (1995). Incremental collapse and stratocone growth within a funnel-shaped caldera, Guayabo, Costa Rica: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 67, 101-122.
- Hamilton, W., (1971). Recognition on space photographs of structural elements of Baja California, *J. Geophys. Res.*, 92, 10 485-10 510.
- Hanson, R.E. et Wilson, T.J. (1993). Large-scale rhyolite peperites (Jurassic, southern Chile). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 54, 247-264.
- Hausback, B.P., (1984). Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. *Geology of the Baja California Peninsula*, Frizzell Jr, V.A. (Ed.), Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Paper 39, 219-236.
- Heiken, G. et Wohletz, K., (1985). *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley, 246 pp.
- Heiken, G. et Wohletz, K., (1991). Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions. *in* Fisher, R.V. et Smith, G.A. (éds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*. SEPM Spec. Publ., 45, 19-26.
- Heim, A., (1922). Notes on the tertiary of southern lower California. *Geological Magazine* 59, 529-547.

- Helenes, J., et Carreño, A.L., (1999). Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 12, 589-605.
- Hendy, I.L., Kennett, J.P., Roark, E.B., et Ingram, B.L., (2002). Apparent synchronicity of submillennial scale climate events between Greenland and Santa Barbara Basin. *Marine Geology*, 125, 111-113.
- Henry, T.L., et Bischoff, J.L., (1973). Tectonic elements of northern part of the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin* 84, 315-330.
- Henry, C.D., et Aranda-Gomez, J.J., (2000). Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics* 318, 1-26.
- Holt, J.W., Holt, E.W., et Stock J.M., (2000). An age constraint on Gulf of California rifting from the Santa Rosalia basin, Baja California Sur, Mexico. *GSA Bulletin*, v. 112; n° 4; p. 540-549.
- Horton, R.E., (1932) Drainage basin characteristics. *Eos Trans An Geophys Union* 13:350-361.
- Horton, R.E., (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative monitoring. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56: 275-370.
- Howell, D.G., Crouch, J.K., Greene, H.G., McCulloch, D.S., et Vedder, J.D., (1980). Basin development along the late Mesozoic and Cainozoic California margin: a plate tectonic margin of subduction, oblique subduction and transform tectonics, *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*, 4, p. 43-62. Ballance, P.F., Reading, H.G. ed.
- Hsü, K.J., (1975). Catastrophic debris streams (Sturztroms) generated by rockfalls. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, 129-140.
- Hsü, K.J., et Heim, A., (1978). Observations on landslides and relevance to modern interpretations, in: B. Voight (Ed.), *Rockslides and Avalanches*, 1: Natural Phenomena, Elsevier, Amsterdam, 70-93.
- Jelinek, V., (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79: T63-T67.
- Jiménez-Illescas, A.R., (1996). Análisis de Procesos Barotrópicos y Baroclínos en la Bahía de La Paz, B.C.S. Tesis de Doctorado, UNAM, 212 p.
- Jiménez-Illescas, A.R., Obeso-Nieblas, M., et Salas-de Leon, D.A., (1997). Oceanografía física de la Bahía de La Paz, B.C.S. La Bahía de La Paz, investigación y conservación Urban R., J.y M. Ramirez R. (Eds).

- Johnson, B. (1978). Blackhawk landslide, California, U.S.A. *In* Voight, B., ed. Rockslides and avalanches. Vol.1. Amsterdam, Elsevier, 481-504.
- Johnson, M.E., et Ledesma-Vazquez, J., (2001). Pliocene-Pleistocene rocky shorelines trace coastal development of Bahía Concepcion, gulf coast of Baja California Sur (Mexico). *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology* 166, 65-88.
- Kano, K., (1989). Interactions between andesitic magma and poorly consolidated sediments: examples in the Neogene Shirahama Group, south Izu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 37, 59-75.
- Kano, K., (1991). Miocene pillowed sills in the Shimane Peninsula, SW Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, 359-366.
- Karig, D.E. et Jansky, W., (1972). The protogulf of California: Earth and Planetary Science Letters, v. 17, 169-174.
- Karpuz, N.K. et Jansen, E., (1992). A high resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea: Documentation of rapid climatic changes. *Paleoceanography* 7(4):499-520.
- Kelling, G., et Mullin, P.R., (1975). Graded limestones and limestone-quartzite couplets: Possible storm-deposits from the Moroccan Carboniferous: *Sedimentary Geology*, v. 13, 161-190.
- Kieffer, S.W., (1981). Fluid dynamics of the May 18 blast at Mount St. Helens. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1250, 379-400.
- Kim, W.H., (1987). Biostratigraphy and depositional history of the San Gregorio and Isidro Formations, Baja California Sur, Mexico: PhD, Tesis Stanford University, Stanford, 206 pp.
- Knappe, R., (1974). The micropaleontology of a section of the Tepetate Formation, Southern Baja California, and a paleobiogeographic comparison with equivalent foraminifera along the west coast of the United States. M.S. Thesis, Ohio University, 87 pp.
- Kokelaar, B.P., (1982). Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *J. Geol. Soc. London*, 139, 21-33.
- Lacasse, C., (2001). Influence of climate variability on the atmospheric transport of Icelandic tephra in the subpolar North Atlantic. *Global and Planetary Change*, 29, 31-55.
- Larson, R.L., Menard H.W. et Smirth, S.M., (1968). Gulf of California : A result of ocean floor spreading and transform faulting. *Science*, 73: 3361-3397.

- Ledesma-Vazquez, J. et Johnson, M.E., (2001). Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution of Bahía Concepcion region, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology* 144 (1-2).
- Legros, F., Cantagrel, J.M., et Devouard, B., (2000). Pseudotachylite (Frictionite) at the Base of the Arequipa Volcanic Landslide Deposit (Peru): Implication for Emplacement Mechanisms. *The Journal of Geology*, vol. 108, 601-611.
- Le Maitre, R.W., éd. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Sub-commission on the Systematics of Igeous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edingurgh, Boston, Melbourne, 193 p.
- Lonsdale, P., (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: The Geology of North America, Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (Eds.), *Geological Society of America Bulletin* 101, 499-522.
- Lonsdale, P., (1991). Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, in Gulf and Peninsular Province of the Californias, Vol. 47, edited by J.P. Dauphin and B.T. Simoneit, 87-125, *Am. Assoc. Of Pet. Geol.*, Tulsa, Oklahoma.
- Lopez-Ferreira, C., Martinez-Jimenez, A., Rojas-Soriano, H., Sevilla-Unda, V. et Vazquez-Garcia, A., (1991). Reconocimiento geologico en el area de San Hilario, Baja California Sur, de la Formacion Tepetate. Sociedad Geologica Peninsular y Universidad Autónoma de Baja California Sur, First International Meeting on Geology of the Baja California Peninsula, La Paz, Baja California Sur, Mexico, 46 (abstract).
- Lopez-Ramoz, E., (1979). Geologia de México. 2<sup>nd</sup> ed., Vol. 3, 892 p. México, DF.
- Lozano-Romen, F., (1975). Evlucion petrolifera de la peninsula de Baja California, México. *Bol. Asoc. Mex. Geologos Petroleros*, 9 : 188-192.
- Lyle, M. et Ness, G.E., (1991). The opening of the southern Gulf of California. The Gulf and Peninsular Provinces of the California, Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T. (Eds.), *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 47, 403-423.
- Maddock, R.H., (1986). Frictional melting in landslide-generated frictionites (hyalomylonites) and fault-generated pseudotachylyte: discussion. *Tectonophysics* 128, 151-153.
- Mallory, V.S., (1959). Lower Tertiary biostratigraphy of the California Coast Ranges. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 416 pp.

- Mammerickx, J. et K.D. Klitgord, (1982). Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present. *J. Geophys. Res.*, 87, (B8) ; 6751-6759.
- Martin-Barajas, A., J.M. Fletcher, M. Lopez-Martinez, et R. Mendoza-Borunda, (2000). Waning subduction and arc volcanism in Baja California: The San Luis Gonzaga volcanic field, *Tectonophysics*, 318, 27-51.
- Martinez-Gutierrez, G., et Sethi, P.S., (1997). Miocene-Pleistocene sediments within the San Jose del Cabo Basin, Baja California Sur, Mexico, in Johnson, M. E., and Ledesma-Vazquez, J., eds., Pliocene Carbonates and Related Facies Flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 318.
- Martini, A.M., Walter, L.M., Lyons, T.W., Hover, V.C., et Hansen, J., (2002). Significance of early-diagenetic water-rock interactions in a modern marine siliciclastic/evaporite environment: Salina Ometepe, Baja California. *Geological Society of America Bulletin*: Vol. 114, n° 9, 1055-1069.
- Martinsson, A. (1970). *Toponymy of trace fossils*. In Crimes, T.P.; Harper, J.C. (eds.) 1970: *Trace fossils*. *Geological Journal*, Special Issue 3: 323-330.
- Masch, L., Wenk, H.R., et Preuss, E., (1985). Electron microscopy study of hyalomylonites-evidence for frictional melting in landslides. *Tectonophysics* 115, 131-160.
- Masce, J. et Basile, C., (1998). Marges continentales transformantes. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 326, 827-838.
- Mayer, L. et Vincent K.R., (1999). Active tectonics of the Loreto area, Baja California Sur, Mexico. *Geomorphology* 27, 243-255.
- Mc Dowell, F.W. et R.P. Keizer, (1977). Timing of mid-tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico. *Bull. Geol. Soc. America*, 88, 1479-1487.
- Mc Dowell, F.W., et Clabaugh, S.E., (1979). Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. In Ash Flow Tuffs (eds. C.E. Chapin and W.E. Elston) *Geol. Soc. Amer. Sp. Pap.*, 180, 113-124.
- Mc Dowell, F.W. et Henry, C.D., (1983). Late Cretaceous to Tertiary magmatic arcs in western Mexico and west Texas. *Geol. Soc. Amer.*, Abstracts with Programs, v. 15(5), 302.
- Mc Fall, C.C., (1968). Reconnaissance geology of the Concepcion Bay Area, Baja California, Mexico: Stanford Univ. Public., *Geological Sci.*, v. 10 (5), 25.

- Mc Lean, H., Barron, J.A., et Hausback, B.P., (1984). The San Gregorio Formation of Baja California Sur, Mexico, is late Oligocene. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, *Abstracts with Programs*.
- Mc Pherson, J.G., Shanmugam, G., et Muiola, R.J., (1987). Fan-deltas and braided deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, 331-340.
- Miall, A.D., (1996). The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag Inc., Heidelberg, 582 p.
- Michaud, F., Mercier de Lépinay, B., Saint-Marc, P., Sosson, M., Villeneuve, M., Bourgois, J., et Calmus, T., (1995). Neogene subsidence event along the Acapulco Trench off Manzanillo (Mexico, 18°-19°N) : evidences from deep sea submersible observations, EOS Trans. *Am. Geophys. Union*, 76, 535.
- Michaud, F., Royer, J.Y., Bourgois, J., Mercier de Lépinay, B., et Petit Liaudon, G., (1997). The Rivera fracture zone revisited. *Mar.Geol.* 137, 207-225.
- Michaud, F., Sosson, M., Royer, J.Y., Chabert, A., Bourgois, J., Calmus, T., Mortera, C., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Dymant, J., Pontoise, B., et Sichler, B., (2004). Evidence for motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate : The Tosco-Abreojos fault revisited, *Geophysical Research Letters*, 31, L08604, doi :10.1029/2004GL019665.
- Michaud, F., Royer, J.Y., Bourgois, J., Sosson, M., Calmus, T., Dymant, J., Bandy, W., Mortera-Gutiérrez, C., et Rebolledo-Viera, M., (2006). Oceanic ridge subduction vs slab break-off : Plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma, *Geology*, vol 34, n°1, 13-16.
- Mimura, K., Kawachi, S., Fujimoto, U., Taneichi, M., Hyuga, T., Ichikawa, S., et Koizumi, M., (1982). Debris avalanche hills and their natural remanent magnetization-Nirasaki debris avalanche, central Japan. *J. Geol. Soc. Jpn.* 88, 653-663.
- Mina-Uhink, F., (1957). Bosquejo geológico del territorio sur de la Baja California. *Bol. Asoc.Mex. Geólogos Petroleros*, 9: 188-192.
- Mina, F., (1957). Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín, v. 9, 139-270.
- Minch, J. et Leslie, T.A., (1979). Geologic Road Log, La Paz to Tijuana. In: P.L. Abbott and G. Gastil (eds.), Baja California Geology, Field Guides and Papers. San Diego State Univ., San Diego, 159-189.

- Miranda-Avilés, R., Nava-Sanchez, E.H., Bourrouilh R. et Molina-Cruz, A., (2001). The Lobos basin : a Transverse Transpressional Basin in a Block Rotation Model from La Paz Bay, Baja California. *Geol. Soc. of America 97th Meeting of the Cordilleran Section and Pacific Section of the American Assoc. of Petroleum Geol. Meeting*, Universal City, California, April 9-11, Abstracts. v.33, n°3.
- Miranda-Avilés, R., (2002). Etude géologique comparée des bassins Santa Rosalia (B.C.S., Mexique) et Mendibelza (Pyrénées, France), thèse, 235.
- Molina-Cruz, A., Perez-Cruz, L., et Monreal-Gomez, M.A., (2002). Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California : a depositional cycle regulated by pluvial flow; *Sedimentology* 49, 1401-1410.
- Monreal-Gomez, M.A., Molina-Cruz, A., et Salas-de-Leon, D.A., (2001). Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *J. Mar. Syst.*, 30, 305-315.
- Montgomery, D.R., et Lopez-Blanco, J., (2003). Post-Oligocene river incision, southern Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geomorphology* 1390, 1-13.
- Moore, D.G., (1967). Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volcanol.*, 30, 337-363.
- Moore, D.G. et Curray, J.R., (1982). Geologic and tectonic history of the Gulf of California., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, vol.64. US Government Printing Office, Washington, DC, 1279-1294.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., et Renne, P., (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican belt. *Geol. Soc. of Am.Bull.*, v.106, 383-394.
- Morley, C.K., (2002). Tectonic settings of continental extensional provinces and their impact on sedimentation and hydrocarbon prospectivity. *Sedimentation in Continental Rifts. SPEM Special Publication N° 73*, 25-55.
- Mount, J.F., (1984). Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments: *Geology*, v. 12, p. 432-435.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Kennedy, G.L., et Rockwell, T.K., (2002). The last interglacial period on the Pacific Coast of North America; timing and paleoclimate. *Geological Society of America Bulletin*. 114; 5, 569-592.
- Munguia-Orozco, L., Valdez-Lopez, T., Navarro-Sanchez, M., Cruz-Falcon, A., et Mayer-Geraldo, S., (1997). Red sismica temporal de La Paz. Boletin de informacion sismica (Septiembre-Octubre de 1996) *GEOS* 17, 23-28.

- Nava-Sanchez, E.H., Cruz-Orozco, R., et Gorsline, D.S., (1995). Morphology and sedimentology of two contemporary fan deltas on the southeastern Baja California Peninsula, Mexico. *Sedimentary Geology* 98, 45-61.
- Nava-Sanchez, E.H., (1997). Modern fan deltas of the west coast of the Gulf of California, Mexico. PhD Dissertation, University of Southern California, Los Angeles, p.280.
- Nava-Sanchez, E.H., Gorsline, D.S., Cruz-Orozco, R., et Godinez-Orta, L., (1999). The El Coyote fan delta: A wave-dominated example from the Gulf of California, Mexico. *Quaternary International* 56, 129-140.
- Nava-Sanchez, E.H., Gorsline, D.S., et Molina-Cruz, A., (2001). The Baja California peninsula borderland :structural and sedimentological characteristics. *Sedimentary Geology* 144, 63-82.
- Nemec, W. et Steel, R.J., (1984). Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 10, 1-31.
- Németh, K., et White, J.D.L., (2003). Reconstructing eruption processes of a Miocene monogenetic volcanic field from vent remnants: Waipiata Volcanic Field, South Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 124, 1-21.
- Nicholson, C., (1994). Microplate capture, rotation of the Transverse Ranges, and initiation of the San Andreas transform as a low-angle fault system: *Geology*, v. 22, p. 491-495.
- Nieto-Samaniego, A.E., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S.A., et Labarthe-Hernandez, G., (1999). Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, 347-363.
- Nishimura, A., Rodolfo, K., Koizumi, A., Gill, J., et Fujioka, K., (1991). Pliocene-quaternary submarine pumice deposits in the sumisu rift area, Izu-Bonin arc. *Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM Special Publication* N° 45, 201-208.
- Normak, P., et J.R. Curran, (1968). Geology and structure of the tip of Baja California, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79, 1589-1600.
- Ochoa-Landin, L., Ruiz, J., Calmus, T., Perez-Segura, E., et Escandon, F. (2000). Sedimentology and stratigraphy of the upper Miocene El Boleo formation, Santa Rosalia, Baja California, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 17, n° 2, 83-96.

- Oehmig, R., et Wallrabe-Adams, H.J., (1993). Hydrodynamic properties and grain-size characteristics of volcanoclastic deposits on the Mid-Atlantic Ridge, north of Iceland (Kolbeinsey Ridge). *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 140-151.
- Ojeda, J., (1979). Resumen de datos estratigraficos y estructurales de la Formacion Monterrey que aflora en el area de San Hilario, Baja California Sur. *Geomimet*, n° 100, 51-83.
- Omura, A., Emerson, W.K., et Ku, T.L. (1979). Uranium series ages of echinoids and corals of the upper Pleistocene Magdalena Terrace, Baja California Sur, Mexico. *The Nautilus*, vol. 94, n° 4, 184-189.
- Ortlieb, L. (1981-1982). La ligne de rivage du dernier interglaciaire autour de la péninsule de Basse Californie et en Sonora (Mexique): reconnaissance générale et implications néotectoniques. *Cahiers O.R.S.T.O.M., Sér.Géol.*, vol. XII, n°2, 103-115.
- Ortlieb, L., et Malpica-Cruz, V., (1978). Reconnaissance des dépôts pleistocènes marins autour du golfe de Californie, Mexique. *Cahiers O.R.S.T.O.M., Sér.Géol.*, vol. X, n°2 : 177-190.
- Ortlieb, L., (1991). Quaternary vertical movements along the coasts of Baja California and Sonora. In: Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T., (Eds), The Gulf and Peninsular Province of the Californias.. *Memoirs of American Association of Petroleum Geologists*, Vol 47, 447-480.
- Oskin, M., Stock, J., et Martin-Barajas, A., (2001). Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, 29 (5), 459-462.
- Oskin, M., et Stock, J., (2003). Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfin basin, northern Gulf of California, Mexico. *GSA Bulletin*, v. 115, n° 10, p. 1173-1190.
- Palmer, B.P., et Walton, A.W., (1990). Accumulation of volcanoclastic aprons in the Mount Dutton Formation (Oligocene-Miocene), Marysvale volcanic field, Utah. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102, 734-748.
- Palmer, B.A., Alloway, B.V., et Neall, V.E., (1991). Volcanic-debris-avalanche deposits in New Zealand – lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows. *Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM Special Publication No. 45*, 89-98.
- Perrillat, M.C., (1996). Occurrence of the Tethyan Gastropods *Campanile* and *Gisortia* in the Lower Eocene part of the Tepetate Formation, Baja California Sur, Mexico. *The Veliger*, 39: 178-183.

- Petitjohn, F.J., Potter, P., et Siever, R. (1987). Sand and Sandstone, 2<sup>o</sup> édition, Springer Verlag, New York, 410.
- Pike, J., et Kemp, A.E.S., (1999). Diatom mats in Gulf of California sediments : Implications for the paleoenvironmental interpretation of laminated sediments and silica burial. *Geology*, 27, 311-314.
- Pilkington, M., Hildebrand, A.R., et Ortiz-Aleman, C., (1994). Gravity and magnetic field modeling and structure of the Chicxulub crater, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, 13147-13162.
- Pinter, N., Johns, B., Little, B., et Dean Vestal, W., (2001). Fault-Related Folding in California's Northern Channel Islands Documented by Rapid-Static GPS Positioning. *GSA Today*.
- Pokorny, V., (1978). Ostracodes, (in) Haq, B.U., et Boersma, A. (eds.). Introduction to Marine Micropaleontology, Elsevier, New York, 376 pp.
- Pollet, N., et Schneider, J.L., (2004). Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 221, 433-448.
- Postma, G., (1990). Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. *Special Publs. Int. Ass. Sediment.*, 10, 13-27.
- Prior, D.B. et Bornhold, B.D., (1989). Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology*, 36, 1053-1076.
- Ramos-Velazquez, E., (1998). Características de la deformación en las rocas cristalinas cretácicas al este sureste de la ciudad de La Paz, BCS México, Master's thesis : Ensenada, CICESE-Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 122.
- Rampino, M.R., (1991). Volcanism, climatic change, and the geologic record. Sedimentation in Volcanic Settings, *SEPM Special Publication* No. 45, 9-18.
- Ramsay J.G. et Huber M.I., (1987). The techniques of modern structural geology, *Academic Press*, London, 700.
- Rathore, J.S., (1985). Some magnetic fabric characteristics of sheared zones. *J. Geodyn.*, 2, 291-301.
- Reubi, O., et Hernandez, J., (2000). Volcanic debris avalanche deposits of the upper Maronne valley (Cantal Volcano, France): evidence for contrasted formation and transport mechanisms. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 102, 271-286.

- Righter, K., et Carmichael, I.S.E., (1992). Hawaiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, 1592-1607.
- Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T.A., et Renne, P.R., (1995). Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107, 612-626.
- Robles, G.S., (1985). Estudio geografico del Estado de Baja California Sur. Direccion Cultural, Gobierno de Baja California Sur, México, 203.
- Roden, G.I., (1964). Oceanographic aspects of Gulf of California. Marine Geology of the Gulf of California, van Andel, T.H., Shor, G.G. (Eds.), *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 3*, 30-58.
- Rodriguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., DeVicente, G., et Gomez-Gras, D., (2000). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135, 117-135.
- Rojas-Beltrán, M.A., (1999). Distribución, volcanología física, composición y edad de las lavas del tercio norte de Baja California Sur. *MsD. Thesis*, CICESE, 159.
- Romero, V., (2003). Modelación numerica de ondas de tormenta en la Bahía de La Paz y Cabo San Lucas, Baja California Sur. 192.
- Ross, C.S., Smith, R.L., (1960). Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations, and identification. *US. Geol. Sur. Prof. Pap.*, 336, 1-77.
- Rusnak, G.A., Fisher, R.L., et Shepard, F.P., (1964). Bathymetry and faults of Gulf of California. Marine Geology of the Gulf of California, van Andel, T.H., SHOR? G.G. (Eds.), *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 3*, 59-75.
- Salinas-Zavala, C.A., Leyva-Contreras, A., Lluch-Belda, D., et Diaz-Rivera, E., (1990). Distribucion geografica y variabilidad climatica de los regimenes pluviométricos en Baja Califonria Sur, México. *Atmosfera*, 3, 217-237.
- Sanz, M.E., Rodriguez-Aranda, J.P., Calvo, J.P., et Ordonez, S., (1994). Tertiary detrital gypsum in the Madrid Basin, Spain: criteria for interpreting detrital gypsum in continental evaporitic sequences. *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes, SEPM Special Publication N° 50*. Society for Sedimentary Geology, 217-228.
- Saunders A.D., G., Rogers, G.F., Marriner, D.J., Terrell, S.P., et Verma, (1987). Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of post-subduction magmas, *J.Volcanol.Geochem.Res.* 32. 223-245.

- Sawlan, M.G., (1991). Magmatic evolution of the Gulf of California rift, in *Gulf and peninsular province of the Californias*, edited by J.P. Dauphin and B.T. Simoneit, AAPG Mem. 47, 301-370.
- Sawlan, M.G., et Smith, J.G., (1984). Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, J.V.A., ed., *Geology of the Baja California peninsula: Pacific Section*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 219-236.
- Scandone, R., (1990). Chaotic collapse of calderas: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.42, 285-302.
- Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Geology*, 9, 41-43.
- Schneider, J.L., et Fisher, R.V., (1996). Obispo Formation, California: remobilized pyroclastic material. In: Keller, M.A. (éd.), *Evolution of sedimentary basins / onshore oil and gas investigations, Santa Maria Province, U.S. Geological Survey Bull.*, Boulder, Colorado, 1995, O, O1-O21.
- Schneider, J.L., (1997). Écoulements pyroclastiques et avalanches de débris en domaine volcanique. in Ildefonse, B., Allain, C. et Coussot, P., (éds.), *Des grands écoulements naturels à la dynamique du tas de sable – Introduction aux suspensions en géologie et en physique*. Ouvrage collectif, Cemagreph Editions, 51-70.
- Schneider, J.L. et Fisher, R.V., (1998). Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: Evidence from the northwest sector of Cantal Volcano (France). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 83, 1-2, 141-165.
- Schneider, J.L., (1998). Du volcan au sédiment : les formations volcanoclastiques. H.D.R., 448.
- Schneider, J.L., Wassmer, P., et Ledésert, B., (1999). La fabrique interne des dépôts du sturzstrom de Flims (Alpes Suisses) : caractéristiques et implications sur les mécanismes de transport. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 328, 607-613.
- Schumm, S.A., (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey: *Geol. Soc. American Bull.*, v.67, 597-646.
- Schwennicke, T., (1994). Deep and shallow water phosphorite-bearing strata of the Upper Oligocene of Baja California, Mexico (San Juan Member, El Cien Formation). *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, Stuttgart*, 1993 (1/2): 567-580.

## Bibliographie

- Schwennicke, T., Gonzalez-Barba, G., et De Anda-Franco, N., (1996). Lower Miocene marine and fluvial beds at Rancho La Palma, Baja California Sur, Mexico. *Bol. Depto. Geol. Uni-Son*, vol. 13, n° 1, 1-14.
- Scott, J.S., et Drever, H.I., (1953). Frictional fusion along a Himalayan thrust: Royal Society of Edinburgh Proceedings, v. 63, 121-142.
- Scrope, G.P., (1827). Memoir on the Geology of Central France; Including the Volcanic Formations of Auvergne, the Velay and the Vivarais. Longman, Rees, Orme, Brown and Green, London, 79.
- Shackelton, N.J., (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190.
- Shackelton, N.J., et Pisias, N.G., (1985). Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate, in *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 32, edited by E. Sundquist and W.S. Broecker, 303-317, AGU, Washington, D.C.
- Shaller, P.J., (1991). Analysis and implications of large martian and terrestrial landslides, *Thèse PhD*, Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology, Pasadena, 586.
- Shaller, P.J., et Smith-Shaller, A., (1996). Review of proposed mechanisms for struzstroms (long-runout landslides). In: Abbott, P.L., Seymour, D.C. (Eds.), *Sturzstroms and Detachment Faults, Anza-Borrego Desert State Park, California*, *South Coast Geol. Soc.*, Santa Ana, 185-202.
- Shepard, F.P., et Emery, K.O., (1941). Submarine topography off the California coast; Canyons and tectonic interpretations. *Geological Society of America, Special Paper* 31, 171.
- Sibson, R.H., (1975). Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 43, 775-794.
- Sigurdsson, H., Carey, S.N., et Fisher, R.V., (1987). The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Mexico (3): Physical properties of pyroclastic surges. *Bull. Volcanol.*, 49, 467-488.
- Sirkin, L., Szabo, B.J., Padilla, G., Pedrin, S., et Diaz, E., (1990). Uranium-series ages of marine terraces, La Paz Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *Coral Reefs* 9, 25-30.
- Skilling I.P., White J.D.L., et McPhie J., (2002). Peperite: a review of magma-sediment mingling. *J. Volcanol. Geotherm. Res* 114, 1-17.

- Smith, J.T., Smith, J.G., Ingle, J.C., Gastil, R.G., Boehm, M.C., Roldan, J.Q., et Casey, R.E., (1985). Fossil and K-Ar age constraints on upper middle Miocene conglomerate, SW Isla Tiburon, Gulf of California: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 17, 409.
- Smith, G.A., et Lowe, D.R., (1991). Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow – hyperconcentrated flow continuum. *Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM Special Publication No. 45*, 59-70.
- Smith, J.T., (1992) The Salada Formation of Baja California Sur, Mexico, In: First International Meeting on Geology of Baja California Peninsula (Edited by Carrillo-Chavez., A. et Alvarez-Arellano, A.), Universidad Autónoma de Baja California Sur, Sociedad Geologica Peninsular, La Paz, Baja California Sur, Mexico, Resumenes, 72.
- Sparks, R.S.J., et Walker, G.P.L., (1973). The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature*, 241, 62-64.
- Sparks, R.S.J., (1976). Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 3, 147-188.
- Sparks, R.S.J., et Carey, S., (1978). Subaqueous deposits and structures formed by the entry of pyroclastic flows into the sea in the Lesser Antilles arc. *Abstr. Programs*, joint Meeting G.A.C., M.A.C., G.S.A., Toronto, 496.
- Sparks, R.S.J., Wilson, L., et Hulme, G., (1978). Theoretical modelling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J. Geophys. Res.*, 83, 1727-1739.
- Sparks, R.S.J., (1979). Gas release rates from pyroclastic flows: An Assessment of the role of fluidization in their emplacement. *Bull. Volcanol.*, 41, 1-9.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H., et Carey, S.N., (1980a). The entrance of pyroclastic flows into the sea. I. Oceanographic and geologic evidence from Dominica, Lesser Antilles. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, 87-96.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H., et Carey, S.N., (1980b). The entrance of pyroclastic flows into the sea. II. Theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, 97-105.
- Sparks, R.S.J. (1986). The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.*, 48, 3-15.
- Spray, J.G., (1995). Pseudotachylyte controversy: Fact or friction? *Geology* 23, 1119-1122.
- Spray, J.G., (1997). Superfaults. *Geology* 25, 579-582.

- Spencer, J.E., et Normak, W.R., (1979). Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the pacific margin of south Baja California, Mexico: *Geology*, v. 7, 554-557.
- Squire, R.J., et McPhie, J., (2002). Characteristics and origin of peperite involving coarse-grained host sediment. In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), Peperite: Processes and Products of Magma-sediment Mingling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 114, 45-61.
- Squires, R.L., et Demetron, R.A., (1991). Early Eocene macrofaunal comparision between the Tepetate and Bateque Formation, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America, Annual Meeting 23*, 124 (abstract).
- Squires, R.L., et Demetron, R.A., (1994). A new species of the Oligopygoid Echinid Haimea from the lower Eocene of Baja California Sur, Mexico. *J.Paleontol.*, 68: 846-851.
- Stock, J.A., Lewis, C.J., et Nagy, E.A., (1999). The Tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 93, 53-74.
- Stock, J.M. et Hodges, K.V., (1989). Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics* 8 (1), 99-115.
- Stock, J.M. et Lee, J., (1994). Do microplates in subduction zones leave a geological record?. *Tectonics* 13, 1472-1487.
- Strahler, A.N., (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 38 (6), 913-920.
- Strahler, A.N. (1964). Quantitative Geomorphology of drainage basins and channel networks. In V.T. Chow (ed), *Handbook of Applied Hydrology*. Section 4-11. McGraw Hill. New York.
- Straub, S., (1996). Self-organisation in the rapid flow of granular material : evidence for a major flow mechanism. *Geol. Rundsch.* 85, 85-91.
- Sverdrup, H.U., (1941). The Gulf of California, preliminary discussion on the cruise of the E.W.Scripps in February and March 1939; 6 Th Pacific Sci. Cong. Proc, (3): 161-166.
- Swanson, E.R., Keizer, R.P., Lyons, J.I. et Clabaugh, S.E., (1978). Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 89, 1000-1012.

- Szabo, B.J., B.P. Hausback et J.T. Smith, (1990). Relative inactivity during the last 140,000 years of a portion of the La Paz fault, Southern Baja California Sur, Mexico. *Environmental Geology and Water Sciences*. 15(2):119-122.
- Techmer, K.S., Ahrendt, H. et Weber, K., (1992). The development of pseudotachylite in the Ivrea-Verbano Zone of the Italian Alps. *Tectonophysics*, 204, 307-322.
- Tesson, M., Posamentier, H.W., et Gensous, B., (2000). Stratigraphic Organization of Late Pleistocene Deposits of the Western Part of the Golfe du Lion Shelf ( Languedoc Shelf), Western Mediterranean Sea, Using High-Resolution Seismic and Core Data. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.84, n°1, 119-150.
- Ui, T., et Glicken, H.X., (1986). Internal structural variations in a debris avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA. *Bull. Volcanol.* 48, 189-194.
- Ui, T., Kawachi, S., et Neall, V.E., (1986). Fragmentation of debris avalanche material during flowage. Evidence from the Pungarehu Formation, Mount Egmont, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 27, 255-264.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., et Renne, P.R., (1994). Tectonics of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the gulf of California: *Geology*, v. 22, 649-652.
- Umhoefer, P.J., (2000). Where are the missing faults in translated terranes? *Tectonophysics* 326, 23-35.
- Valentine, G.A., (1987). Stratified flow in pyroclastic surges. *Bull. Volcanol.*, 49, 616-630.
- Van der Hoof, V.L., (1942). An occurrence of the Tertiary marine mammal, *Cornwallius* in Lower California. *Am. Jour. Sci.*, 240, 4 : 298-301.
- Vazquez-Garcia, A., Schwennicke, T., et Sevilla-Unda, V. (1995). Estudio preliminar sedimentologico de la Formacion Tepetate en el Arroyo El Conejo, Baja California Sur, Mexico. Third International Meeting on Geology of the Baja California Peninsula, La Paz, Baja California Sur, Mexico, 212 (abstract).
- Vazquez-Garcia, A., (1996). Litologia y ambientes de deposito de la Formacion Tepetate en el Arroyo El Conejo, Baja California Sur, México. Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Baja California Sur, México, 72.
- Wallace, P.J., et Carmichael, I.S.E., (1992). Alkaline and calk-alkaline lavas near Los Volcanes, Jalisco, Mexico: geochemical diversity and its significance in volcanic arcs, *Contrib. Miner. Petrol.*, v.111, 423-439.

- Waresback, D.B., et Turbeville, B.N., (1990). Evolution of a Plio-Pleistocene volcanogenic alluvial-fan : the Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102, 298-314.
- Weber, K., (1980). Anzeichen abnormal hoher Porenlösungsdrucke am Beginn der Faultung im Rheinischen Schiefergebirge. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 131: 605-625.
- Wenk, H.R., et Weiss, L., (1982). Al-rich calcic pyroxene in pseudotachylite: an indicator of high pressure and high temperature? *Tectonophysics*, 84, 329-341.
- Wescott, A.W. et Ethridge, G.F., (1990). Fan Deltas- Alluvial Fans in Coastal Settings. *Alluvial Fans: A Field Approach*, chp. 10, 195-210.
- White, J.D.L., et Busby-Spera, C., (1987). Deep marine arc apron deposits and syndepositional magmatism in the Alisitos Group at Punta Cono, Baja California, Mexico. *Sedimentology* 34, 911-927.
- White, J.D.L., McPhie, J., et Skilling, I.P., (2000). Peperite: a useful genetic term. *Bull. Volcanol.*, 62, 65-66.
- Wilson, C.J., et Walker, G.P.L., (1982). Ignimbrite depositional facies: The anatomy of a pyroclastic flow. *J. Geol. Soc. London*, 139, 581-592.
- Wilson, C.J., (1984). The role of fluidisation in the emplacement of pyroclastic flows, 2: Experimental results and their interpretation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 55-84.
- Withjack, M.O., et Schlische, R., (2002). Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems. *Sedimentation in Continental Rifts, SPEM Special Publication N° 73*, 57-81.
- Woodroffe, C.D., Murray-Wallace, C.V., Bryant, E.A., Brooke, B., Heijnis, H., et Price, D.M., (1995). Late quaternary sea-level highstands in the Tasman Sea: evidence from Lord Howe Island. *Marine Geology*, 125, 61-72.
- Wright, J.V., Smith, A.L., et Self, S., (1980). A working terminology of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 315-336.
- Zanchi, A., (1994). The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico: From basin and range extension to transtentional tectonics: *Journal of Structural Geology*, v.16, 1619-1639.
- Zimanowski, B., et Büttner, R., (2002). Dynamic mingling of magma and liquefied sediments. In: Skilling I.P., White, J.D.L., McPhie, J.(Eds.), Peperite: Processes and Products of Magma-Sediment Mingling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 37-44.

## Liste des figures

Figure 1.1. 1: Reconstitution de l'évolution et de la déformation des plaques lithosphériques Pacifique et Amérique-Nord depuis le Cénozoïque (d'après Atwater, 1970). Phase de subduction en D.E.F. avec en noir la représentation de l'arc de Comondú en début de migration vers le nord (D.). En C. notons que la Basse Californie est toujours rattachée au continent Nord-américain. L'ouverture du golfe de Californie débute vers 5 Ma (B.) et se poursuit de nos jours (A.).....	12
Figure 1.1 2 : Localisation du Golfe de Californie. Le rectangle noir correspond à la situation géographique du Bassin Alfonso – El Carrizal (ALF-CAR) qui se situe dans l'état de Basse Californie Sud (BCS). Notons que la partie nord, immergée du bassin correspond au bassin Alfonso et que la partie sud émergée correspond au bassin El Carrizal. ....	14
Figure 1.2. 1: Principales positions d'un échantillon à analyser au susceptibilimètre (User's Guide, AGICO, 2004). ....	19
Figure 1.2. 2: Résultats obtenus après traitement des données par le logiciel SUFAR (voir Annexes IV pour légende de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique). ..	22
Figure 2.1. 1: Reconstruction de l'évolution sédimentaire associée à la tectonique des plaques Pacifique / Amérique du Nord à l'Oligocène (30 Ma) et au Miocène inférieur (22 Ma), d'après Helenes et Carreño (1999), modifié. Les longitudes et latitudes sur les cartes sont actuelles. ....	29
Figure 2.1. 2: Carte géologique de la Basse Californie du Sud, d'après Hausback (1984), modifié. ....	31
Figure 2.1. 3: Répartition des dépôts oligocènes et miocènes inférieurs dans le bassin Alfonso – El Carrizal (S.J.C. : San Juan de la Costa, F.E.C : Faille El Carrizal, F.L.P : Faille La Paz).....	36
Figure 2.1. 4: Principaux lithofaciès des formations San Gregorio et San Isidro (séquence S1) .....	41
Figure 2.2. 1: Reconstruction de l'évolution sédimentaire associé à la tectonique des plaques Pacifique / Amérique du Nord au Miocène (12 Ma), d'après Helenes et Carreño (1999), modifié. ....	44
Figure 2.2. 2: Carte du Nord-Ouest du Mexique (à gauche) et carte du Sud-Est de la péninsule de Basse Californie, région de La Paz (à droite), d'après Umhoefer <i>et al.</i> , (2001), modifié. ....	46
Figure 2.2. 3: Carte faciologique de la formation Comondú dans la région El Cajon de los Reyes, d'après Hausback, (1984), modifié. ....	47
Figure 2.2. 4: Faciès à « plaquettes » très répandu dans le Bassin Alfonso-El Carrizal. On observe en B, le faciès à « plaquettes » recoupé par un filon clastique accompagné par une remontée de lithiques.....	50
Figure 2.2. 5: Répartition de la séquence S2 dans le bassin Alfonso – El Carrizal. ....	53
Figure 2.2. 6: Coupes stratigraphiques des coulées pyroclastiques étudiées dans la région de La Paz. (A) zone de l'Ile Espiritu Santo, (B) zone de Coromuel et (C) zone de El Cajon de los Reyes.....	59
Figure 2.2. 8: Séquence-type des dépôts de nuées ardentes dans la région de La Paz, Balandra. ....	64
Figure 2.2. 9: Imbrications des clastes du dépôt de nuée ardente dans la région au Nord de La Paz. ....	65
Figure 2.2. 10: Corrélations stratigraphiques et mise en évidence des différents épisodes éruptifs.....	71

Figure 2.2. 11: Essai de corrélations des colonnes stratigraphiques étudiées par Hausback (1984), d'après notre étude et les datations bibliographiques réalisées par Hausback (1984).	72
Figure 2.2. 12: Photographies des principaux types de brèche observés dans la région de El Cajon de los Reyes et de La Paz.	77
Figure 2.2. 13: Caractéristiques de la fracturation interne des avalanches de débris du soubassement du bassin Alfonso – El Carrizal.	78
Figure 2.2. 14: a. Répartitions des longs axes des clastes dans l'avalanche de débris. Imbrications des clastes contenus dans l'avalanche de débris dans la région El Cajon ; b. : El Cajon (a) avec forte influence de la paléotopographie et c. : El Cajon (b) avec une direction majeure marquée.	80
Figure 2.2. 15 : Modèles de fracturation décrivant les processus de dispersion des particules lors de la mise en place des dépôts d'avalanches de débris volcaniques (d'après Pollet et Schneider, 2004).	82
Figure 2.2. 16: Modèles de mécanismes de mise en place d'un dépôt d'avalanche de débris (en haut) fracturation en mégablocs avec formation d'un niveau cataclastique (en bas) où le comportement devient turbulent dû à la dilatation, d'après Reubi et Hernandez (2000), modifié.	85
Figure 2.2. 17: Projection stéréographique des axes et des plans axiaux des plis anisopaques mesurés dans la pseudotachylite.	89
Figure 2.2. 18: Etude microscopique de pseudotachylite située à la base d'un dépôt d'avalanche de débris de la région de El Cajon (N 24° 12' 15'' - W 110° 36' 16'').	90
Figure 2.2. 19 : Etude stratigraphique de la base d'un dépôt d'avalanche de débris de la région de El Cajon (voir localisation des coupes sur la Figure 2.2. 3).	91
Figure 2.2. 20 : Blocs diagrammes schématiques de la formation de la pseudotachylite et de la formation de brèches. Les filons riches en brèches peuvent se développer et être le résultat de la formation de structures « pull-apart » entre des plans de failles majeures (d'après Techmer <i>et al.</i> , 1992, modifié).	92
Figure 2.2. 21: Séquence volcano-sédimentaire étudiée (coupe 14) dans la région de Boca El Sauzoso. Notons un changement de direction d'écoulement des séquences fluvio-lagunaires de la formation Comondú qui se situent à la base et au sommet de la brèche tectonique. Le contact souligné à l'aspect très contourné sur la deuxième photo est la preuve d'un mélange avec des sédiments gorgés d'eau.	97
Figure 2.2. 22: Reconstitution de la marge au cours du Miocène inférieur (en haut) et remplissage du socle du bassin avant-arc volcano-sédimentaire au Miocène moyen (mise en place des dépôts éruptifs, en bas).	101
Figure 2.3. 1: Localisation du Golfe de Californie. Le rectangle noir correspond à la situation géographique du bassin Alfonso –El Carrizal, BCS, Basse Californie Sud ; et BC, Basse Californie Nord.	104
Figure 2.3. 2: Reconstruction de l'évolution sédimentaire associée à la tectonique des plaques Pacifique / Amérique du Nord (5 Ma), d'après Helenes et Carreño (1999), modifié.	106
Figure 2.3. 3: Répartition de la séquence S3 dans le bassin Alfonso – El Carrizal	107
Figure 2.3. 4: Séquence théorique de remplissage d'un paléochenal au Pliocène dans un environnement de front deltaïque distal, en direction de la ville de Ciudad Constitucion, région ouest du bassin de La Paz.	110
Figure 2.3. 5: Paraséquence (1) évaporitique du Pléistocène, séquence S4 (coupe 18).	116
Figure 2.3. 6: Répartition des associations de lithofaciès en fonction des caractéristiques paléogéographiques du modèle de sédimentation en climat aride.	117
Figure 2.3. 7: Carte faciologique de la région nord-ouest du bassin Alfonso – El Carrizal et répartition des dépôts de la séquence S4, d'après Clarens (2002), modifié.	120

Figure 2.3. 8: Exemple de séquence de dépôt de plage ou de cône alluvial remanié. A. séquence théorique. B. Disposition en terrasse des dépôts de plage du Pléistocène. C. Faciès type des dépôts de plage. Les fossiles sont marqués f sur la coupe et visibles sur la photo C à gauche du marteau. ....	124
Figure 2.3. 9: Exemple de remplissage d'un paléochenal par une colonie de <i>Porites</i> . ....	126
Figure 2.3. 10: Principaux types de sous-faciès rencontrés dans la région de Las Animas. ...	128
Figure 2.3. 11: Répartition géographique de la séquence S4 du Pléistocène (par rapport aux séquences précédentes) dans le bassin Alfonso – El Carrizal. ....	130
Figure 2.3. 12: Localisation géographique des carottes étudiées dans la Baie de La Paz. La courbe de niveau en pointillés gris représente le niveau marin (- 117 m par rapport au niveau actuel de la mer) il y a 16 000 ans (Holocène) en fonction de la bathymétrie actuelle de la Baie de La Paz. ....	135
Figure 2.3. 13: Paramètres physiques de la carotte MD02-2510 (d'après les données recueillies à bord du Marion Dufresne 2). ....	136
Figure 2.3. 14: Paramètres physiques de la carotte MD02-2509 (d'après les données recueillies à bord du Marion Dufresne 2). ....	137
Figure 2.3. 15: Distribution verticale et identification des tephra (isolés) dans le bassin Alfonso – El Carrizal. A. carotte MD02-2510 (tronçons 15, 18). B. carotte MD02-2509 (tronçons 13,17 et 20). Voir Annexes III pour la légende des diagrammes. ....	146
Figure 2.3. 16: Comparaison entre les deux courbes de réflectance des deux carottes étudiées. ....	147
Figure 2.3. 17: Variations des flux terrigènes en fonction de l'activité climatique au cours de la mise en place de dépôts laminés. ....	150
Figure 2.3. 18 : Corrélations entre la teneur en carbonates et les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ (effectuées sur des foraminifères planctoniques) sur la carotte MD02-2510 (d'après Girardi, 2003) et la courbe de variation du niveau marin global (figure du haut) d'après les isotopes de l'oxygène (Shackleton et Pisias, 1985, modifié). ....	155
Figure 3.1. 1: Présentation des différents sites d'échantillonnage. ....	160
Figure 3.1. 2: Localisation des différents sites d'étude pour la méthode ASM. Voir Figure 3.1. 1 pour la nature des dépôts analysés. ....	161
Figure 3.1. 3 : Diagramme T-P'. Série 1 : sites de la zone d'El Cajon ; Série 2 : sites de la zone de La Paz. ....	163
Figure 3.1. 6: Diagramme T-P' représentant les modes de déformation qui ont affectés les fabriques magnétiques des sites dans l'avalanche de débris. ....	170
Figure 3.1. 7: Distribution des ellipsoïdes ASM dans un diagramme de Flinn. ....	171
Figure 3.1. 8: Carte de répartition des fabriques magnétiques des avalanches de débris de la région d'El Cajon (l'interprétation est plus difficile dans ce type de dépôt). ....	173
Figure 3.1. 9: Diagramme T-P' représentant les modes de déformation qui ont affecté les fabriques magnétiques des sites dans l'avalanche de débris et dans la région à pseudotachylite (série 2). ....	174
Figure 3.1. 10: Distribution des ellipsoïdes ASM dans un diagramme de Flinn. Notons le point isolé (en haut à droite) qui correspond au site 8 avec un Flinn de 2,25 (Tableau 3.1. 3) et une fabrique magnétique bien marquée. ....	175
Figure 3.1. 11: Diagrammes stéréographiques de la fabrique magnétique, de la linéation mesurée et des directions des axes des plis de la pseudotachylite. ....	176
Figure 3.1. 12: Carte de localisation éventuelle de la source. ....	178
Figure 4.1. 1: Image satellite Landsat du bassin Alfonso – El Carrizal et situation géographique des différents sites d'étude. ....	183
Figure 4.1. 2: Réponse hydrographique des bassins versants de la région Alfonso-El Carrizal. La valeur $R_B$ est la valeur moyenne du rapport de confluence déterminée grâce à la pente	

(valeur absolue) de la régression entre le logarithme en base 10 de $N_u$ (ordonnée) et les ordres des cours d'eau $u$ (abscisse).....	188
Figure 4.1. 3 : Etude du taux d'élévation en fonction des ordres des bassins versants dans la région de La Paz.....	189
Figure 4.1. 4 : Carte hydrographique des bassins versants de la région Alfonso-El Carrizal (d'après les analyses morphométriques effectuées lors de cette étude). .....	190
Figure 4.1. 5 : Représentation 3D du bassin Alfonso – El Carrizal à l'aide des données topographiques et bathymétriques pour la région de La Paz. Le trait en jaune correspond au trait de côte. ....	194
Figure 4.2. 1 : Evolution tectonique du Golfe de Californie (15 – 3,4 Ma), d'après Lonsdale (1989). Cette évolution est basé par rapport aux anomalies magnétiques. ....	196
Figure 4.2. 2 : Paléochenaux rencontrés dans les régions Espiritu Santo et La Partida, à l'est du bassin Alfonso – El Carrizal.....	198
Figure 4.2. 3: Carte structurale de la région ouest de La Paz montrant les sites d'analyses structurales et leur représentation graphique d'une part en projection stéréographique sur l'hémisphère inférieur et d'autre part en diagramme qui correspond au jeu tectonique de la faille étudiée sur le site. Voir texte pour explication.....	204
Figure 4.2. 4: Exemples de déformation tectonique dans les zones de cisaillement de la région ouest de La Paz et représentation stéréographique des pôles des axes des plis (hémisphère inférieur). Nous observons deux familles de plis dans le secteur de Boca El Sauzoso associées à des compressions perpendiculaires aux axes. ....	205
Figure 4.2. 5 : Représentation possible de l'activité tectonique majeure dans la région de La Paz au Miocène et au Plio-Pléistocène.....	209
Figure 4.2. 6 : Carte bathymétrique de la baie de La Paz qui montre la trace des failles actives susceptibles d'être en relation avec l'activité (micro)sismique étudiée par Munguia-Orozco <i>et al.</i> (1997) et les données sismiques rapportées par Gorsline <i>et al.</i> , (2000), d'après Nava-Sanchez <i>et al.</i> (2001). ....	212
Figure 4.2. 7 : Principaux faciès sédimentaires rencontrés dans le bassin Alfonso – El Carrizal.....	214
Figure 4.2. 8 : Caractéristiques tectoniques et sédimentaires dans le bassin Alfonso – El Carrizal à l'Actuel (profil établi d'après Nava-Sanchez <i>et al.</i> , 2001).....	216
Figure 4.2. 9 : Paramètres météorologiques et océanographiques de la baie de La Paz. ....	217
Figure 4.2. 11 : Distribution horizontale de la température à 25, 100 et 200 m de profondeur dans la baie de La Paz (d'après Jiménez-Illescas, 1996, modifié).....	220
Figure 5.1. 1 : Evolution du Bassin Alfonso – El Carrizal.....	230
Figure 5.1. 2 : Répartition des séquences étudiées dans la région de La Paz du Miocène au Pléistocène.....	231
Figure 5.2. 1 : Corrélation stratigraphique possible entre les séquences (du 3 <sup>ème</sup> ordre) du bassin Alfonso – El Carrizal et deux autres bassins du Golfe de Californie.....	235

## Liste des tableaux

Tableau 2.1. 1: Classification des lithofaciès d'après les travaux de R.Miranda-Avilés (2002)	34
Tableau 2.2. 1: Estimation des volumes des coulées pyroclastiques dans la région de La Paz en fonction des épaisseurs mesurées.	55
Tableau 2.2. 2: Comparaison entre les séquence-types établies par Sparks <i>et al.</i> (1973) et cette étude.	66
Tableau 2.2. 3: Caractéristiques principales d'un vitrophyre étudié dans la région d'Espiritu Santo au niveau de Punta Ballena.	69
Tableau 2.3. 1: Principaux lithofaciès et faciès rencontrés dans les dépôts évaporitiques du Pléistocène situés au nord du Bassin Alfonso – El Carrizal.	112
Tableau 2.3. 2: Associations des principaux lithofaciès dans les dépôts évaporitiques.	114
Tableau 2.3. 3: Résultats des analyses granulométriques réalisées avec un diffractomètre laser, Malvern masterised S., sur une sélection d'intervalles représentatifs du faciès laminé de la carotte MD02-2510, d'après les travaux de Girardi A., 2003. Il faut noter que le Malvern sous-estime la proportion des argiles.	138
Tableau 3.1. 1 : Résultats des mesures ASM dans les dépôts d'ignimbrite de la région de La Paz.	162
Tableau 3.1. 2: Résultats des mesures ASM dans les dépôts d'avalanche de débris de la région de La Paz.	169
Tableau 3.1. 3: Résultats des mesures ASM dans l'avalanche de débris et la pseudotachylite de la région El Cajon (B.C.S., Mexique).	172
Tableau 4.1. 1: Classification des bassins versants en fonction de leur ordre dans la région du Bassin Alfonso - El Carrizal.	185
Tableau 4.1. 2: Dimensions des principaux bassins de la région de la bordure continentale de la Basse Californie Sud d'après Nava-Sanchez <i>et al.</i> (2001).	192
Tableau 4.2. 1: Données sismiques publiées dans le Worldwide Earthquake Catalog of the Council of the National Seismic System (CNSS), enregistrées dans la région de La Paz (Fletcher et Munguia, 2000).	211
Tableau 4.2. 2: Données sismiques pour le Bassin Alfonso, du Centre National d'Information Sismique (d'après Gorsline <i>et al.</i> , 2000).	212
Tableau 4.2. 3 : Résultats de la simulation numérique en accord avec les observations sur les variations du niveau de la mer et des courants générés par les ouragans, (d'après les travaux de thèse de Romero Vadillo, 2003).	222

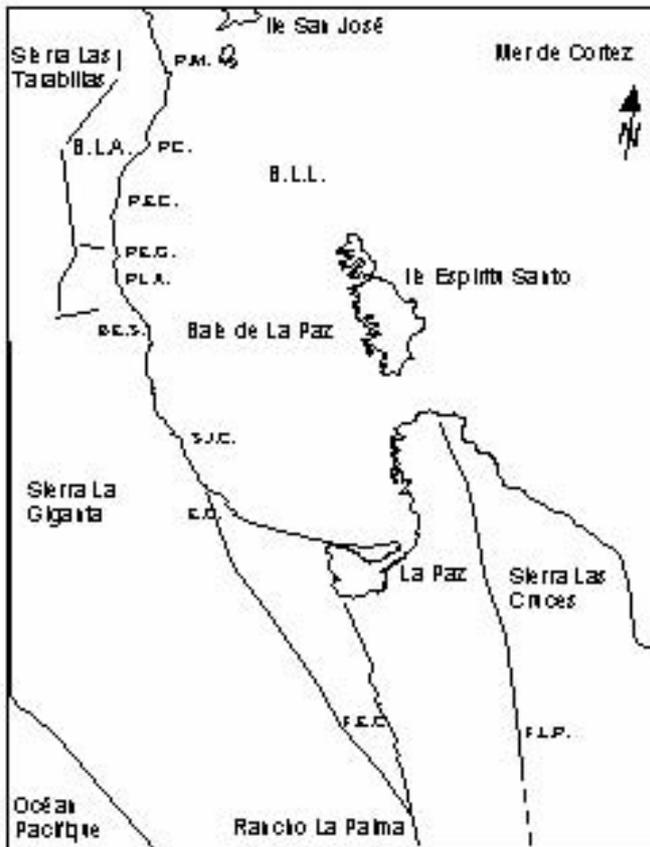


**ANNEXES I**

**Sédimentologie : coupes et séquences de la région de La Paz  
(B.C.S., Mexique)**



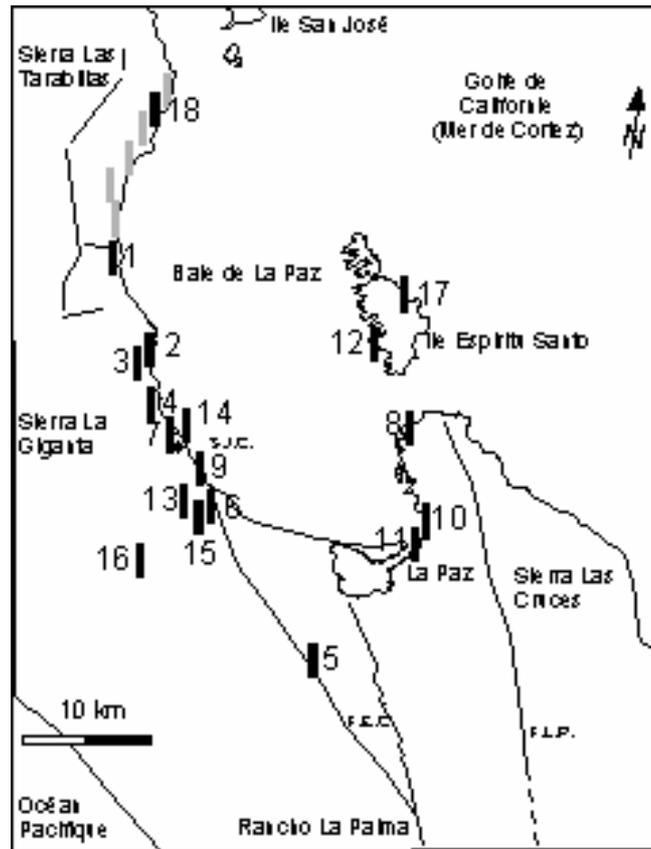
4 km



Légende:

- B.E.S.: Boca El Sauzoso
- B.L.A.: Bassin Las Animas
- B.L.L.: Bassin Los Lobos
- E.C.: El Cajon
- F.E.C.: faille El Carrizal
- F.L.P.: faille de La Paz
- P.M.: Punta Mechudo
- P.L.A.: Punta Las Animas
- P.E.G.: Punta El Guano
- P.C.: Punta Coyote
- S.J.C.: San Juan de la Costa

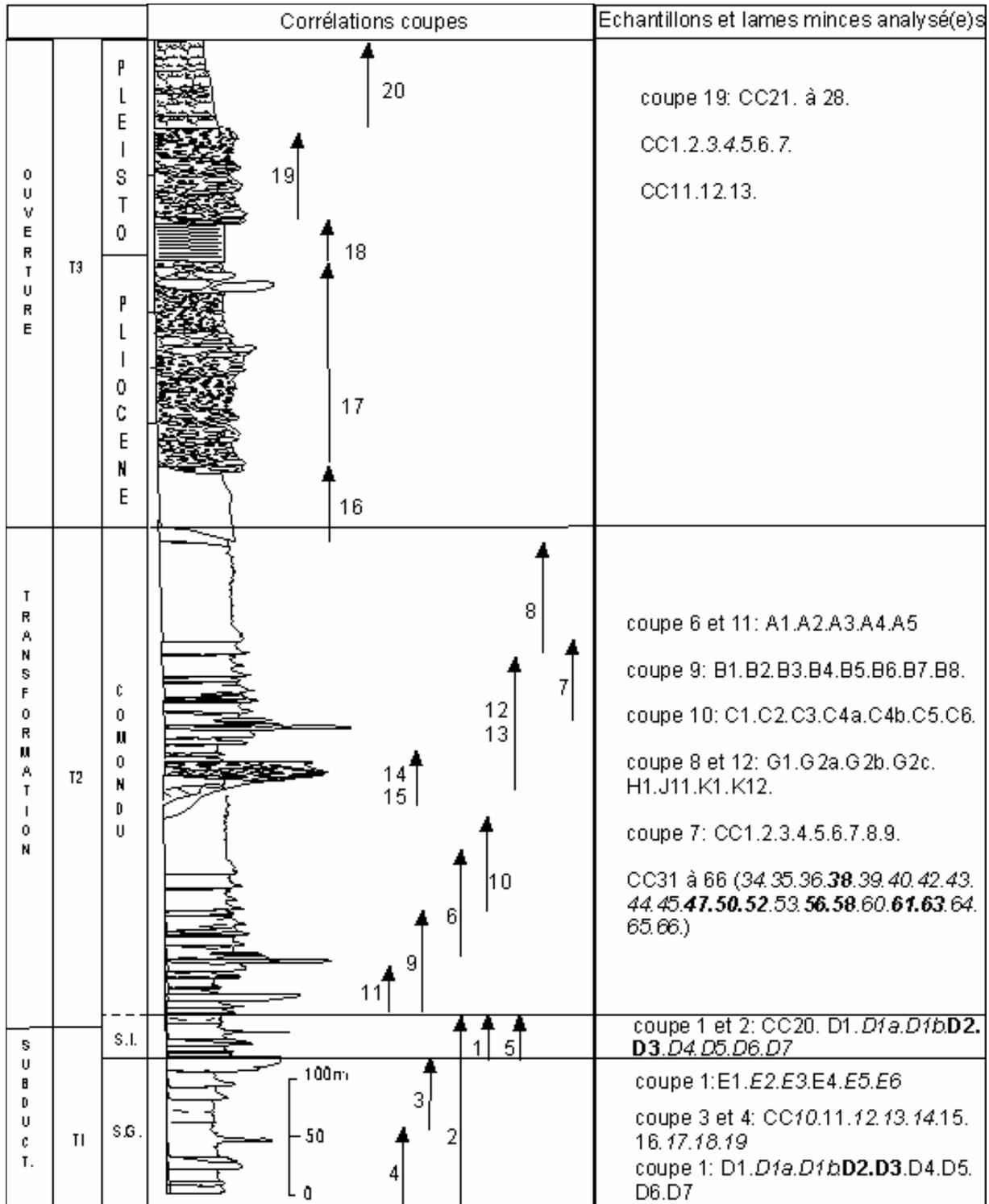
Image satellite Landsat de la région de La Paz et localisation des différentes localités utilisées dans le texte



Légende:

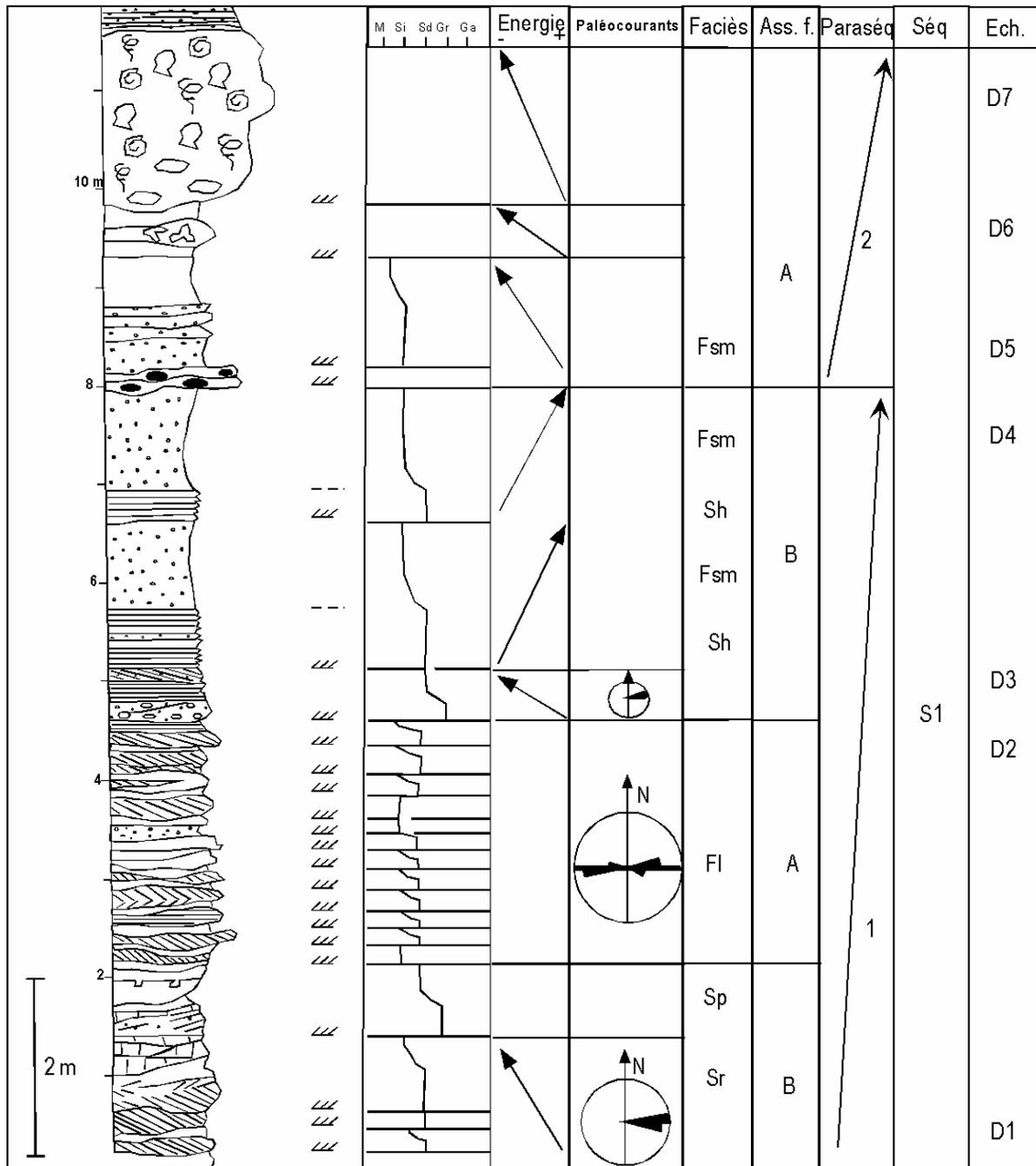
- coupes mesurées et étudiées dans cette étude
- ▒ coupes mesurées et étudiées en DEA (Clarens, 2002), Zone de Las Animas

Carte de répartition des coupes étudiées dans la région de La Paz



Annexes

Association de faciès dans la formation San Gregorio (coupe 1):



- bioclastes:
- lamellibranches
  - bioturbations
  - morceaux de coraux
  - gastéropodes
  - ponces

coupe 1

Epaisseur des lithofaciès (m)

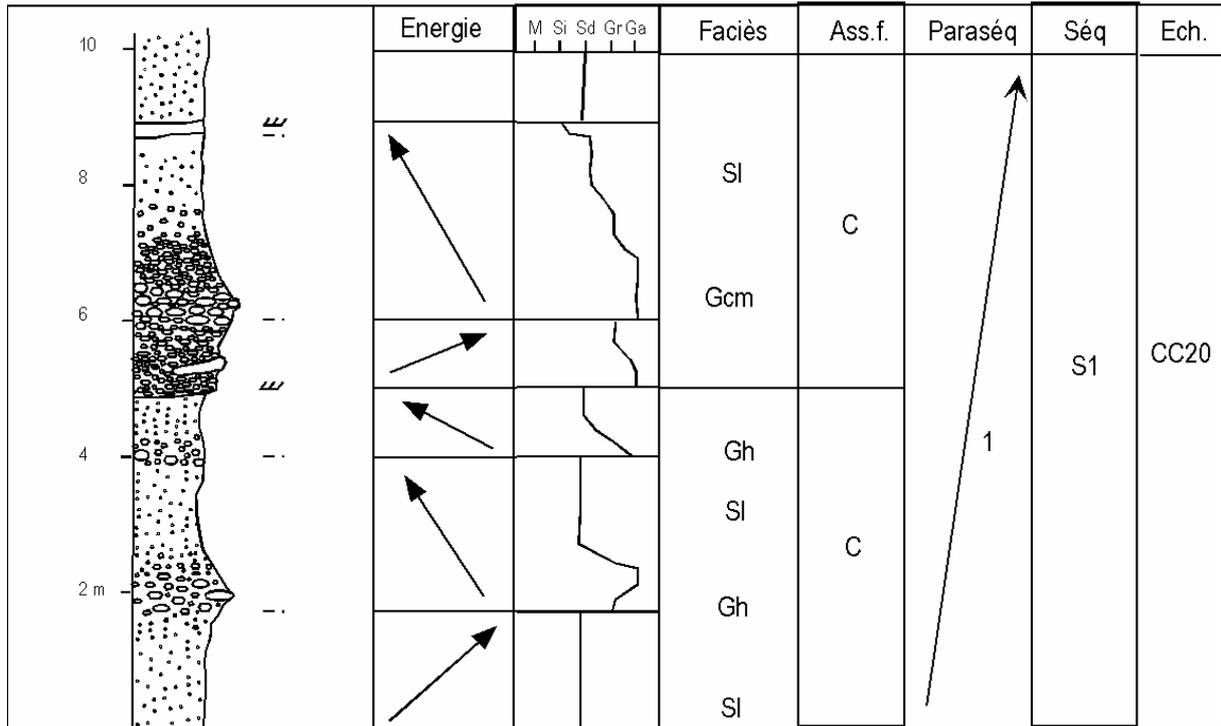
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)

relation conglomérats/(grès+pélites)

	Sh	Sp	Sr	FI	Fsm	Total
Epaisseur des lithofaciès (m)	1,3	0,7	1,3	2,5	3,7	9,5
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)	13,68	7,37	13,68	26,31	38,95	100
relation conglomérats/(grès+pélites)	0					

Annexes

Association de faciès dans la formation San Gregorio (coupe 2):



coupe 2

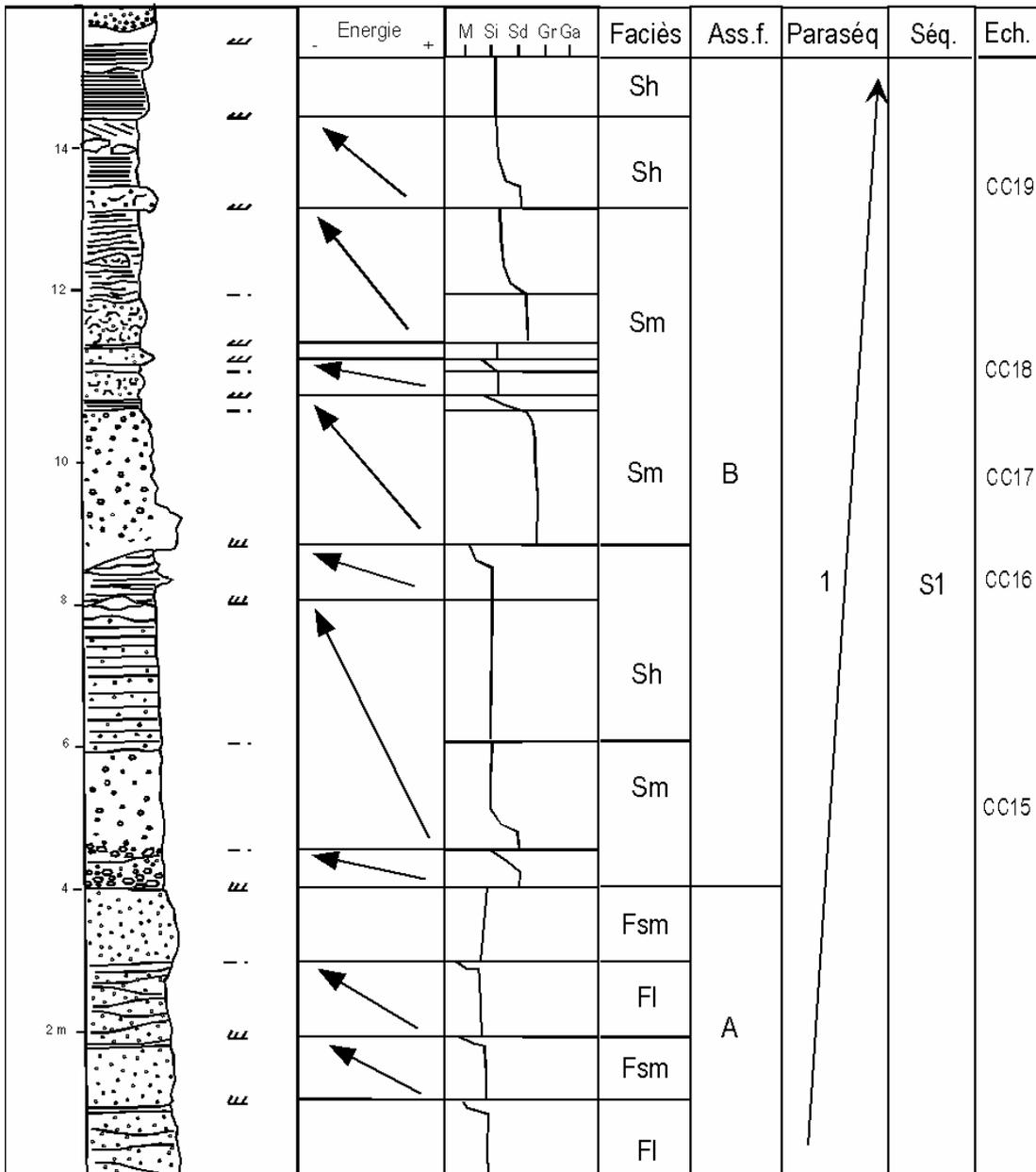
Epaisseur des lithofaciès (m)

Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)

relation conglomérats/(grès+pélites)

Gh	Gcm	SI	Total
1	3	5	9
11,11	33,33	55,56	100
0,8			

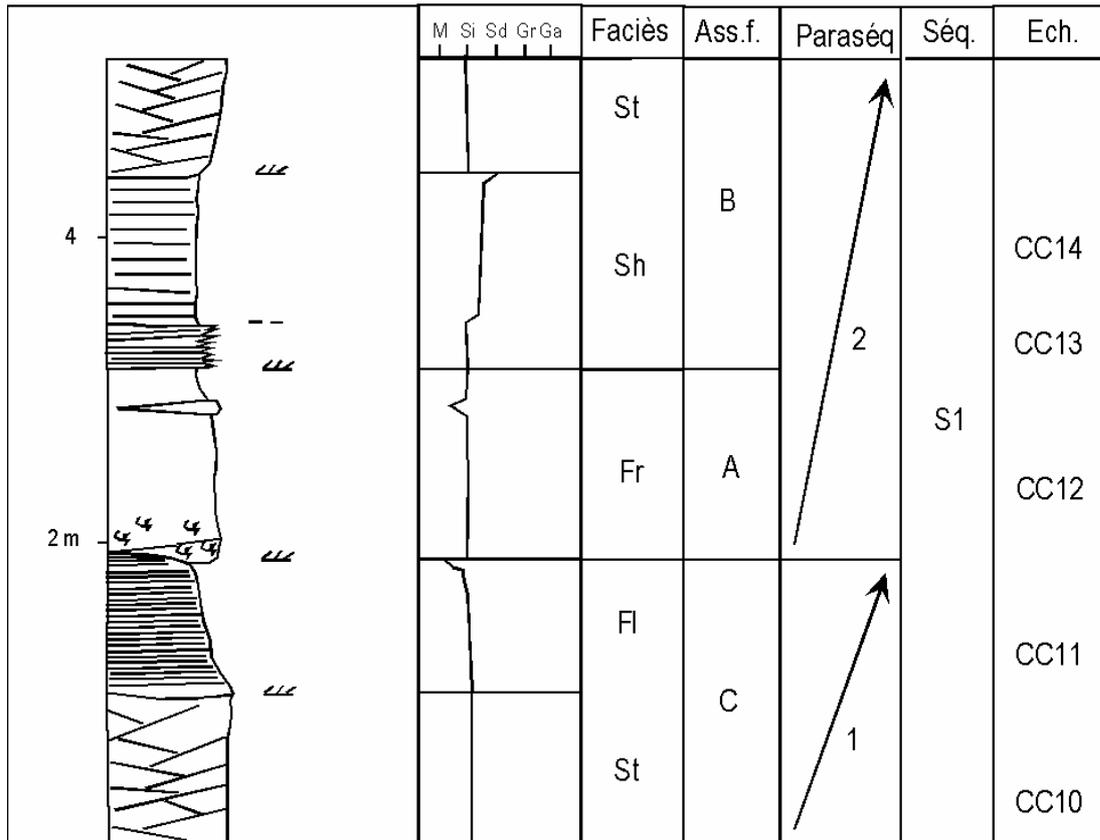
Association de faciès dans la formation San Gregorio (coupe 3):



coupe 3	Sh	Sm	FI	Fsm	Total
Epaisseur des lithofaciès (m)	4,5	2	2	6	14,5
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)	31,03	13,79	13,79	41,38	100
relation conglomérats/(grès+pélites)					

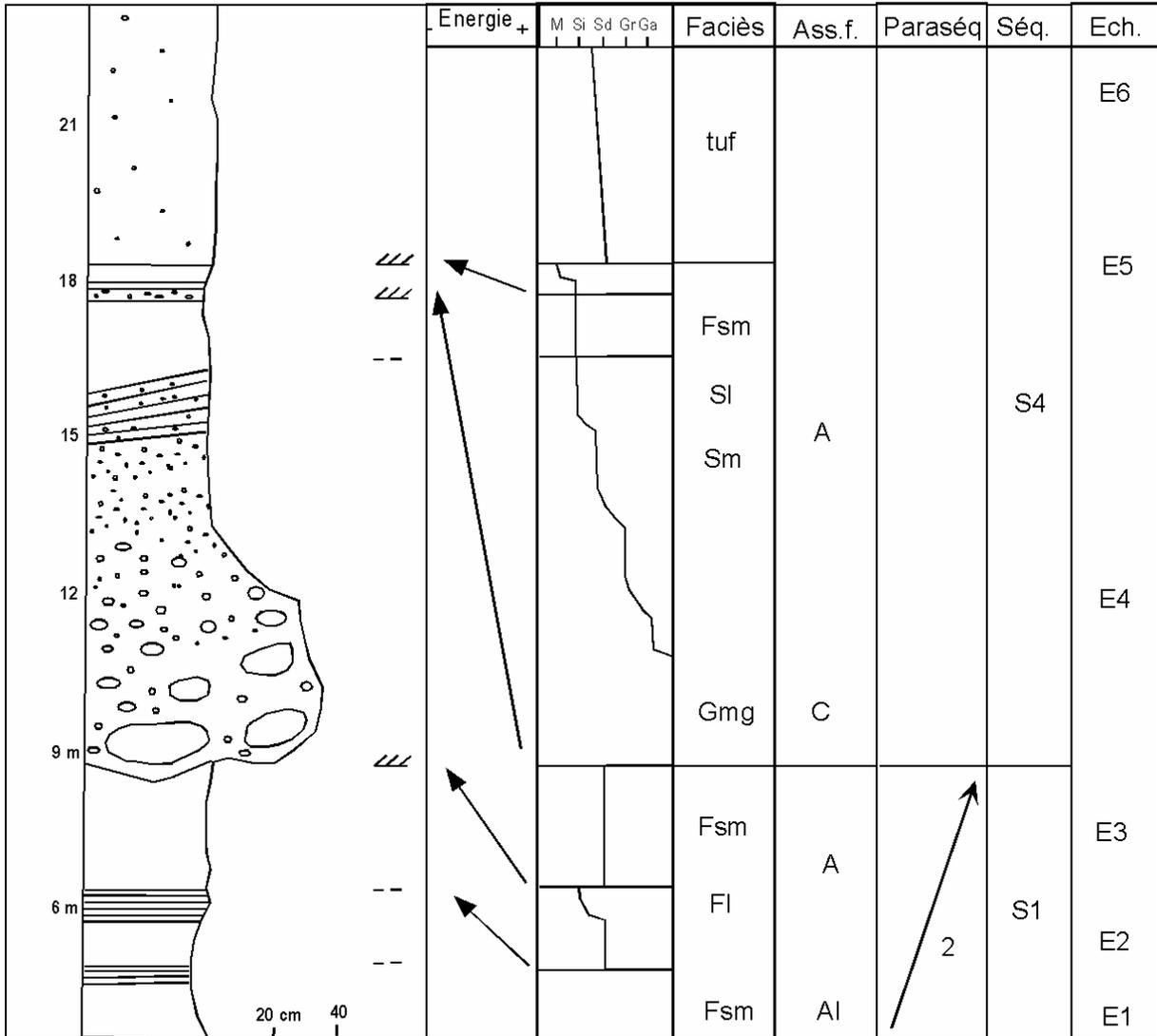
Annexes

Association de faciès dans la formation San Gregorio (coupe 4):



coupe 4	St	Sh	Fl	Fr	Total
Epaisseur des lithofaciès (m)	2	1,5	1	1	5,5
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)	36,36	27,27	18,18	18,18	100
relation conglomérats/(grès+pélites)					

Association de faciès dans la formation San Isidro (coupe 5)



coupe 5

Epaisseur des lithofaciès (m)

Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)

relation conglomérats/(grès+pélites)

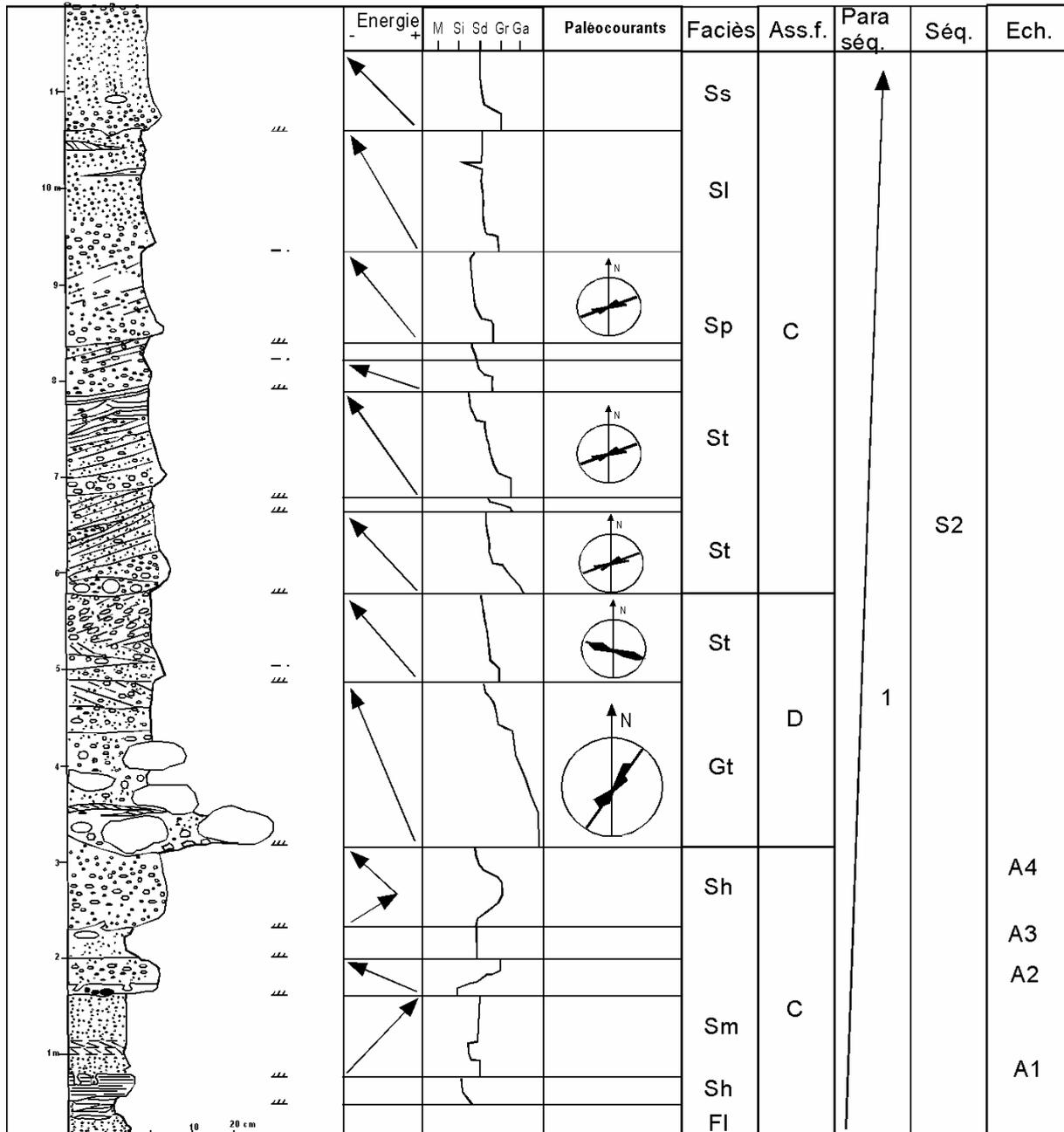
Gmg	SI	Sm	Fsm	FI	Total
4	2	1	9	3	19
21,05	10,52	5,26	47,37	15,79	100
0,27					



Echantillon (E1): Ossements de cétacé (espèce très primitive de Cetothériidae) fossilisés dans des cendres volcaniques).

Annexes

Association de faciès dans la formation Comondu (coupe 6):



coupe 6

Epaisseur des lithofaciès (m)

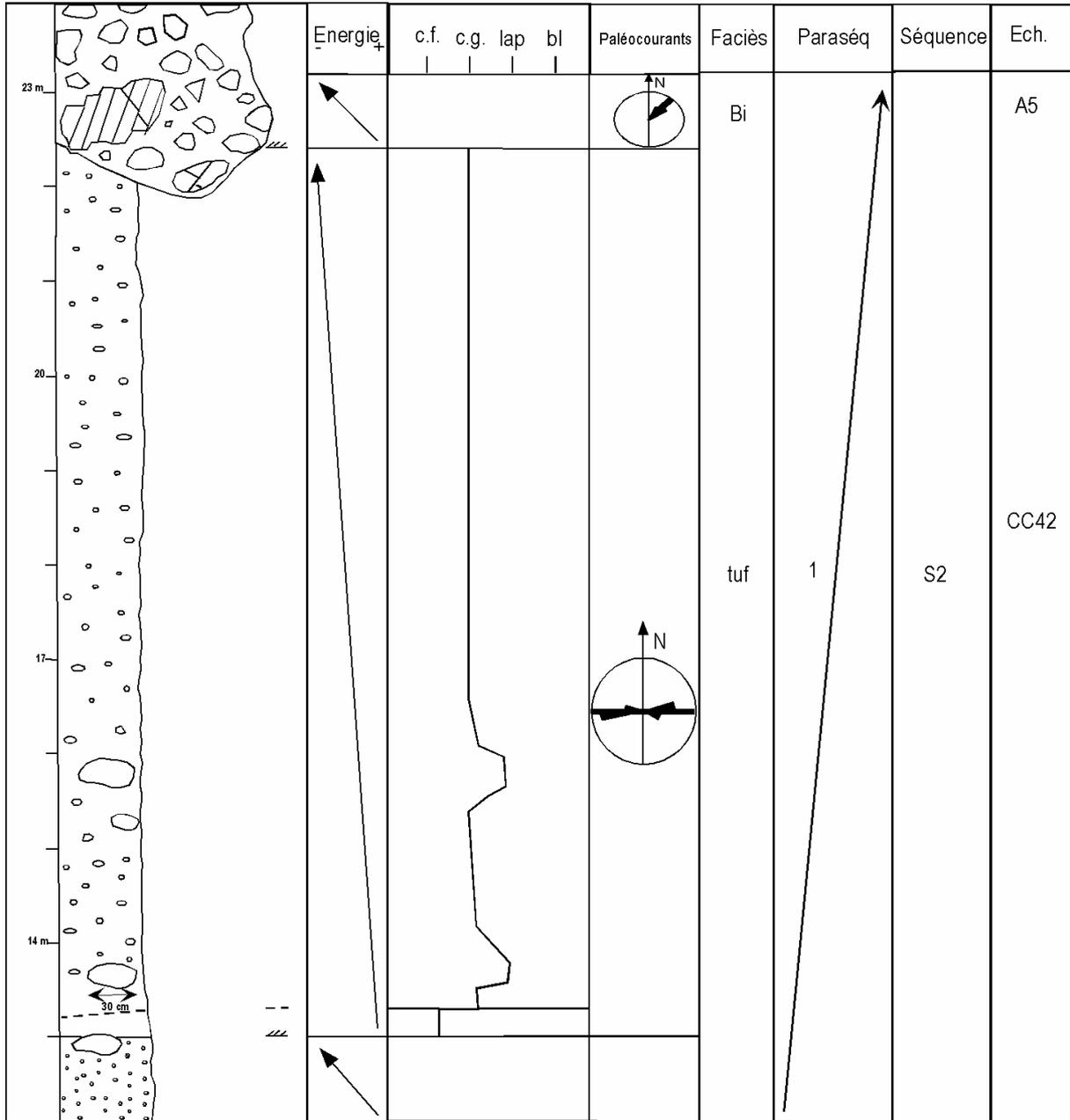
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)

relation conglomérats/(grès+pélites)

	Gmg	Sl	St	Sm	Sp	Ss	Sh	Fl	Total
Epaisseur des lithofaciès (m)	1,5	1,5	1,4	0,7	1	1,5	0,8	0,3	8,7
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)	17,24	17,24	16,09	8,05	11,49	17,24	9,20	3,45	100
relation conglomérats/(grès+pélites)	0,21								

# Annexes

Association de faciès dans la formation Comondu, coupe 6 (suite)



c.f.: cendre fine (0,63 mm)

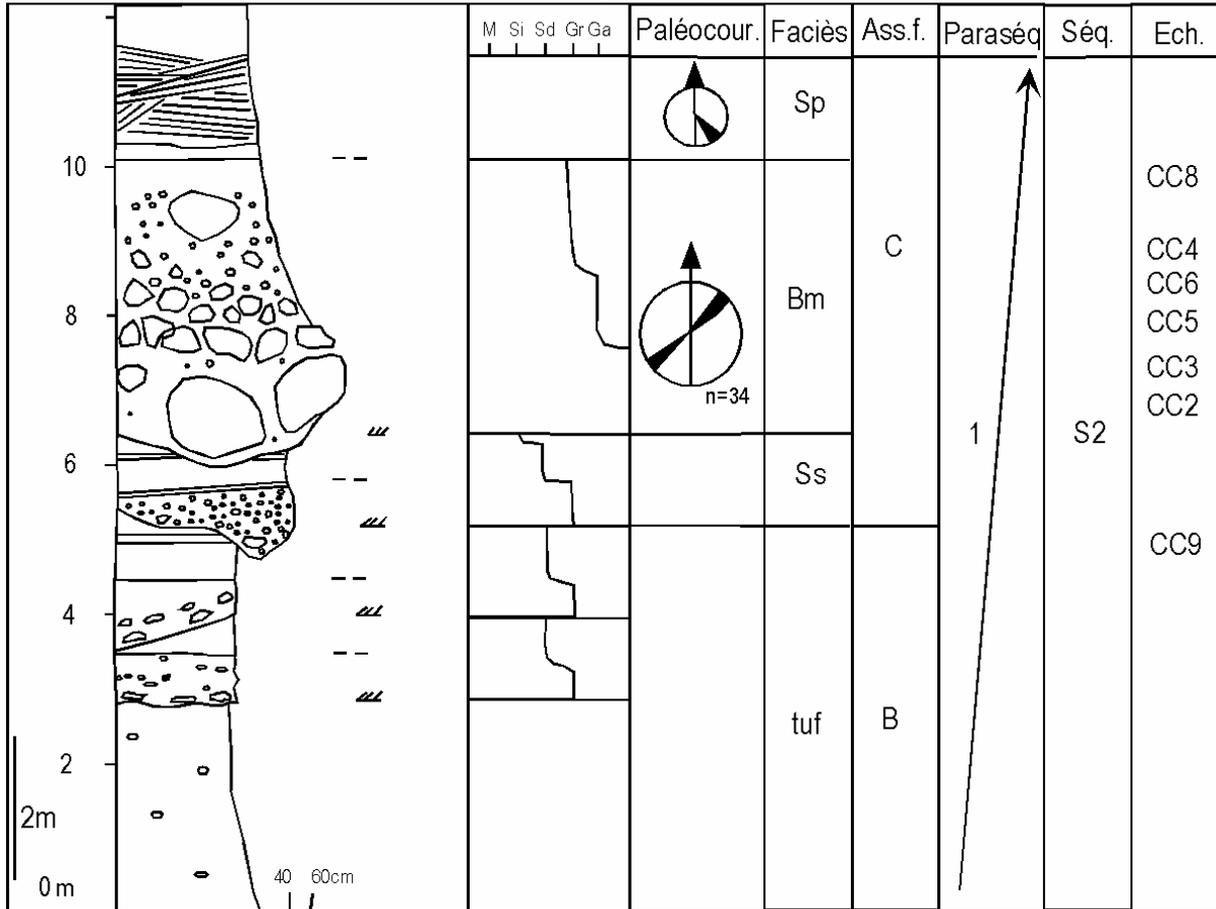
c.g.: cendre grossière (2 mm)

lap: lapillus

bl: bloc, bombe

Annexes

Association de faciès dans la formation Comondu (coupe 7):



coupe 7

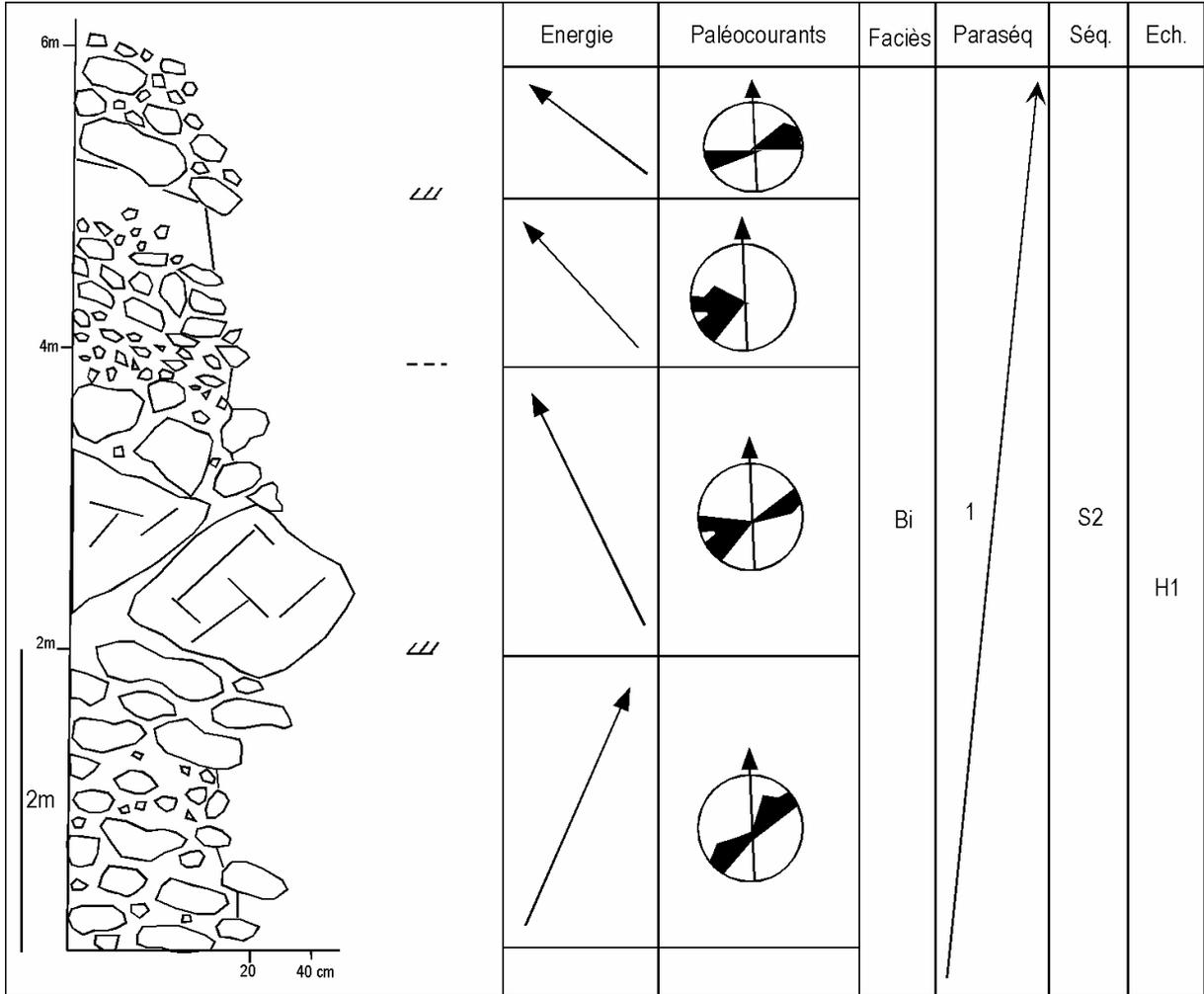
Epaisseur des lithofaciès (m)

Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)  
relation conglomérats/(grès+pélites)

	Bm	Sp	Ss	Total
Epaisseur des lithofaciès (m)	3,5	2	1,5	7
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)	50	28,57	21,43	100
relation conglomérats/(grès+pélites)	1			

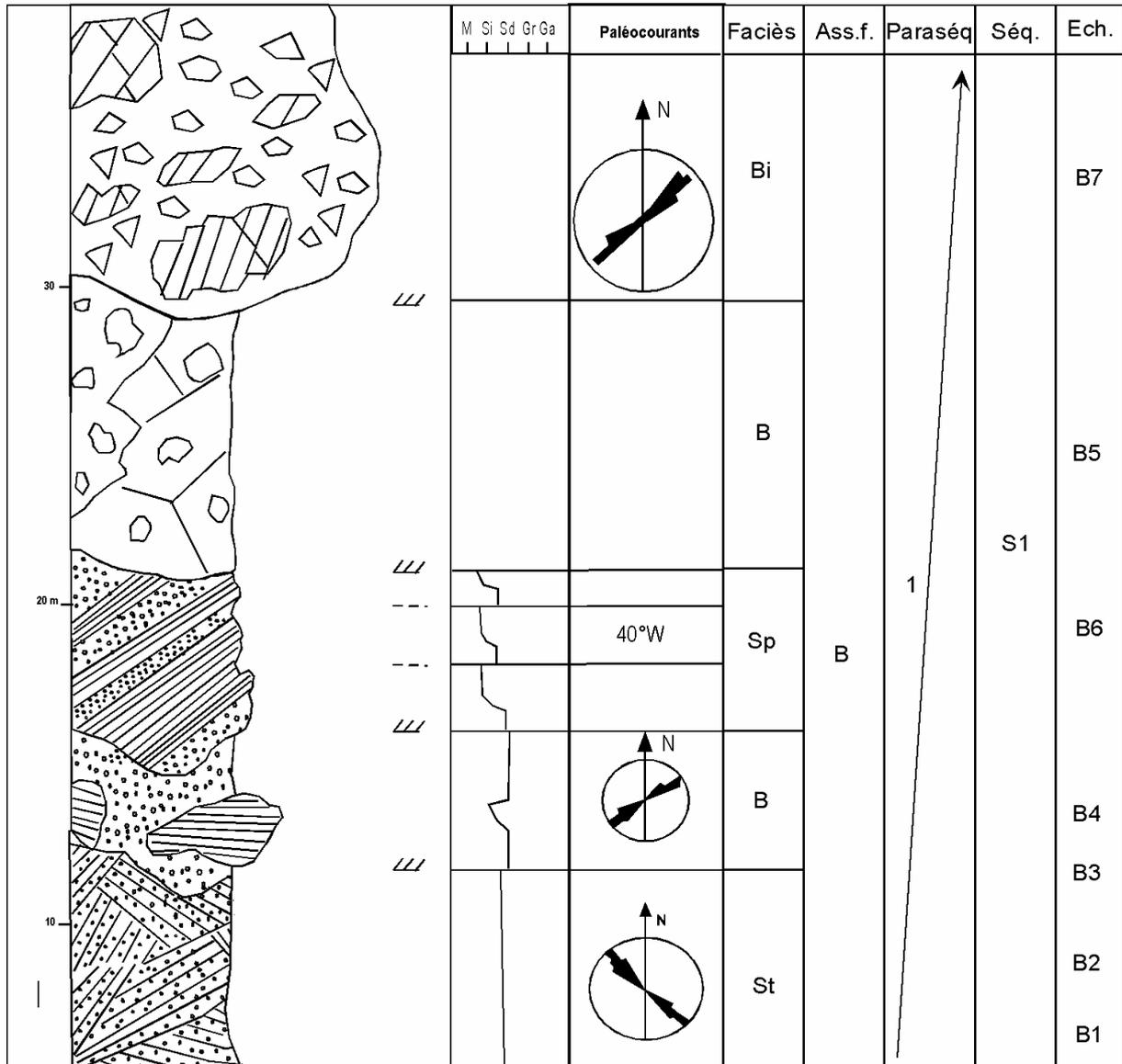
Annexes

Association de faciès dans la formation Comondu (coupe 8)



Annexes

Association de faciès dans la formation Comondu (coupe 9):



coupe 9

Epaisseur des lithofaciès (m)

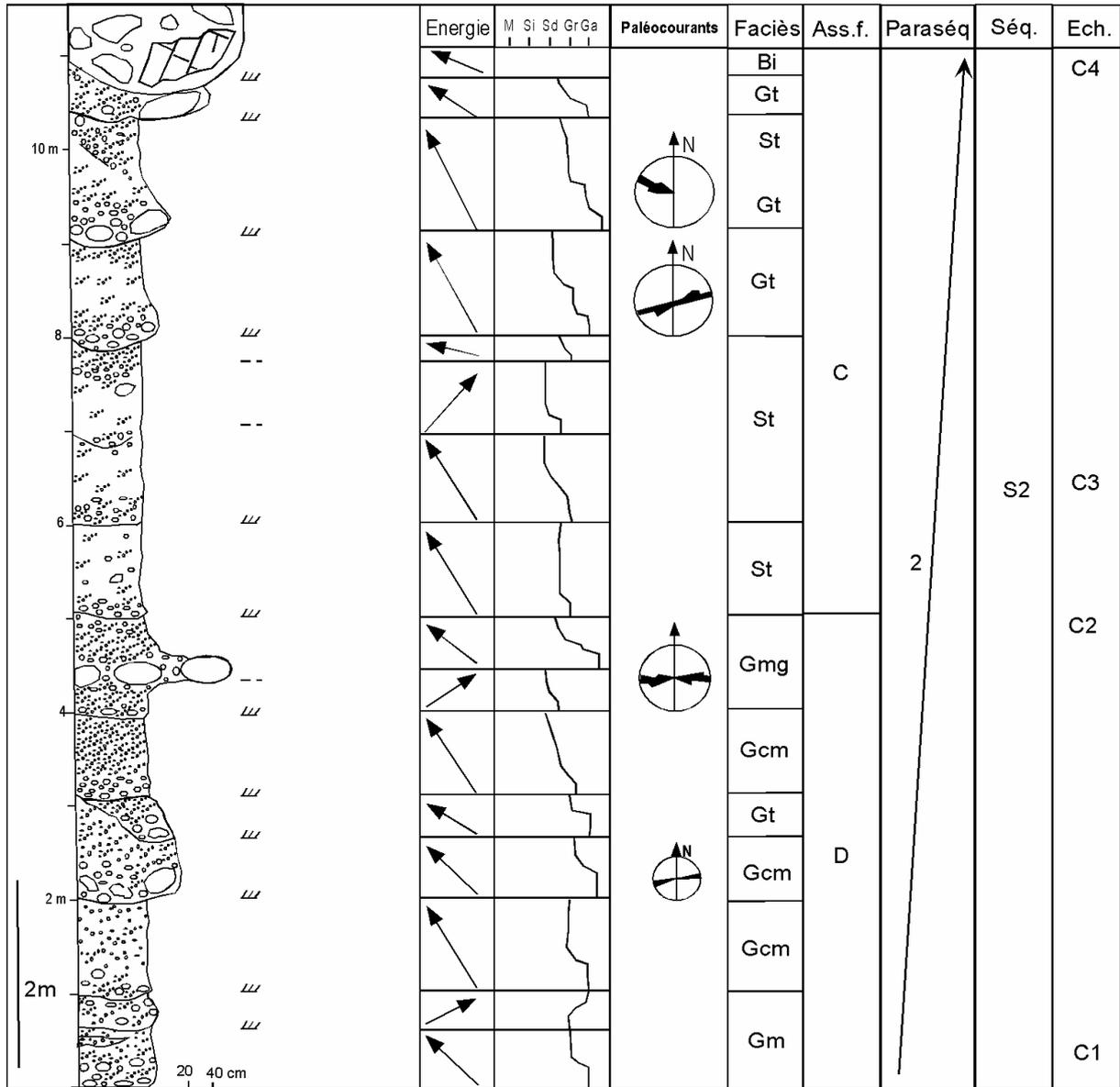
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)

relation conglomérats/(grès+pélites)

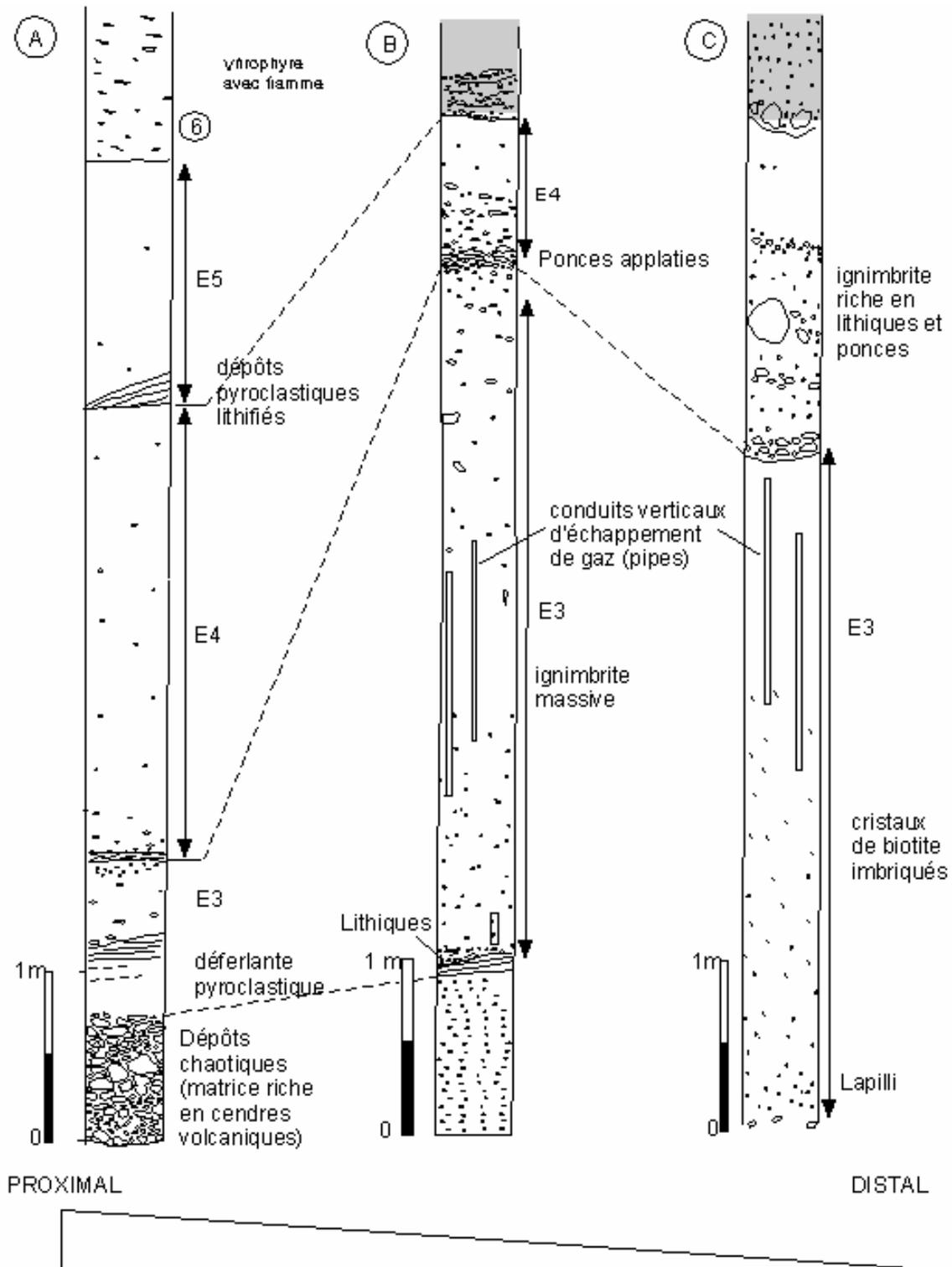
	Bi	St	Sp	Total
Epaisseur des lithofaciès (m)	22	15	7	44
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)	50	34,09	15,91	100
relation conglomérats/(grès+pélites)	1			

Annexes

Association de faciès dans la formation Comondu (coupe 10):



coupe 10	Gt	Gmg	Gcm	Bi	St	Total
Epaisseur des lithofaciès (m)	2,5	1	2,5	3	3,5	12,5
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)	20	8	20	24	28	100
relation conglomérats/(grès+pélites)	2,57					

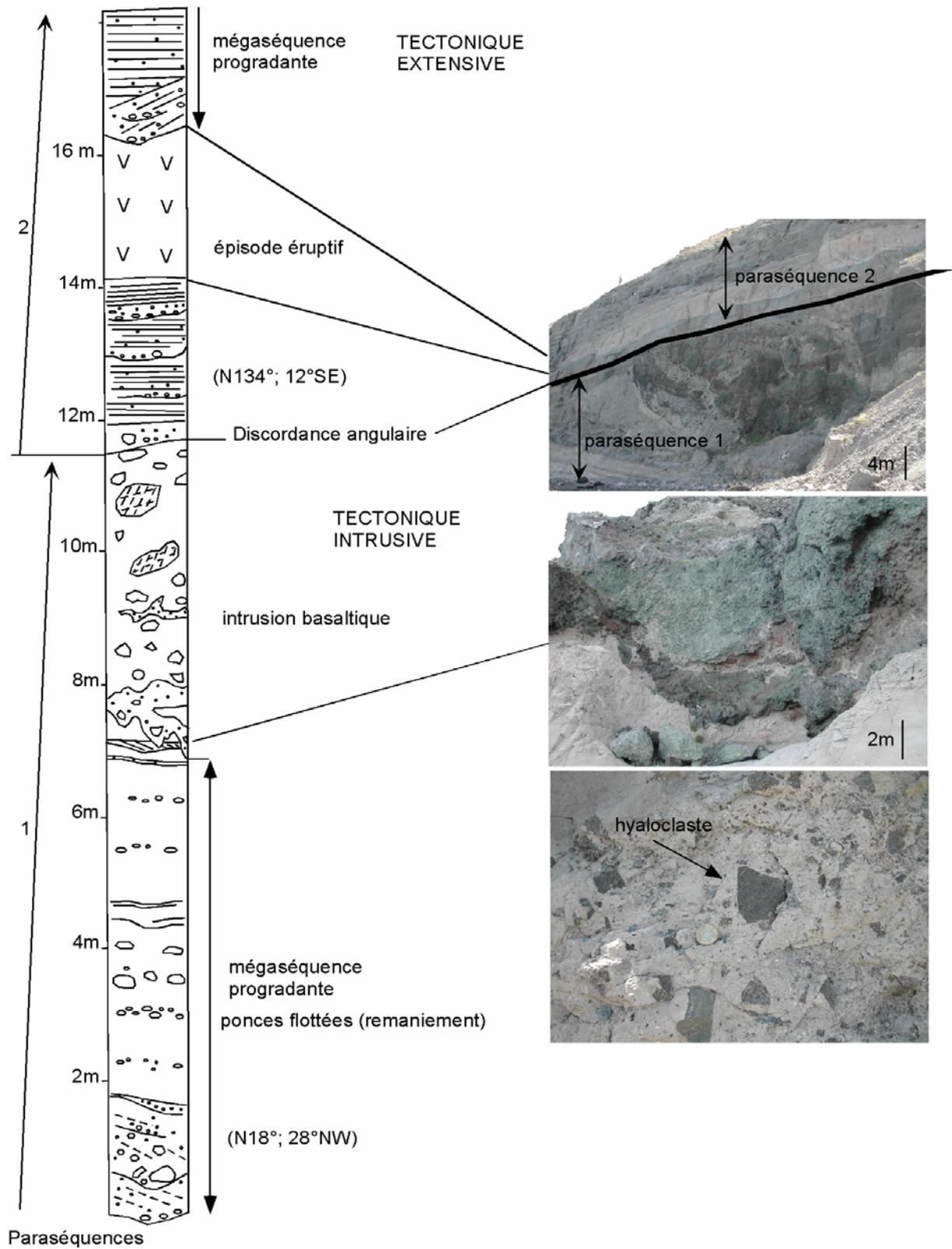


Légende:

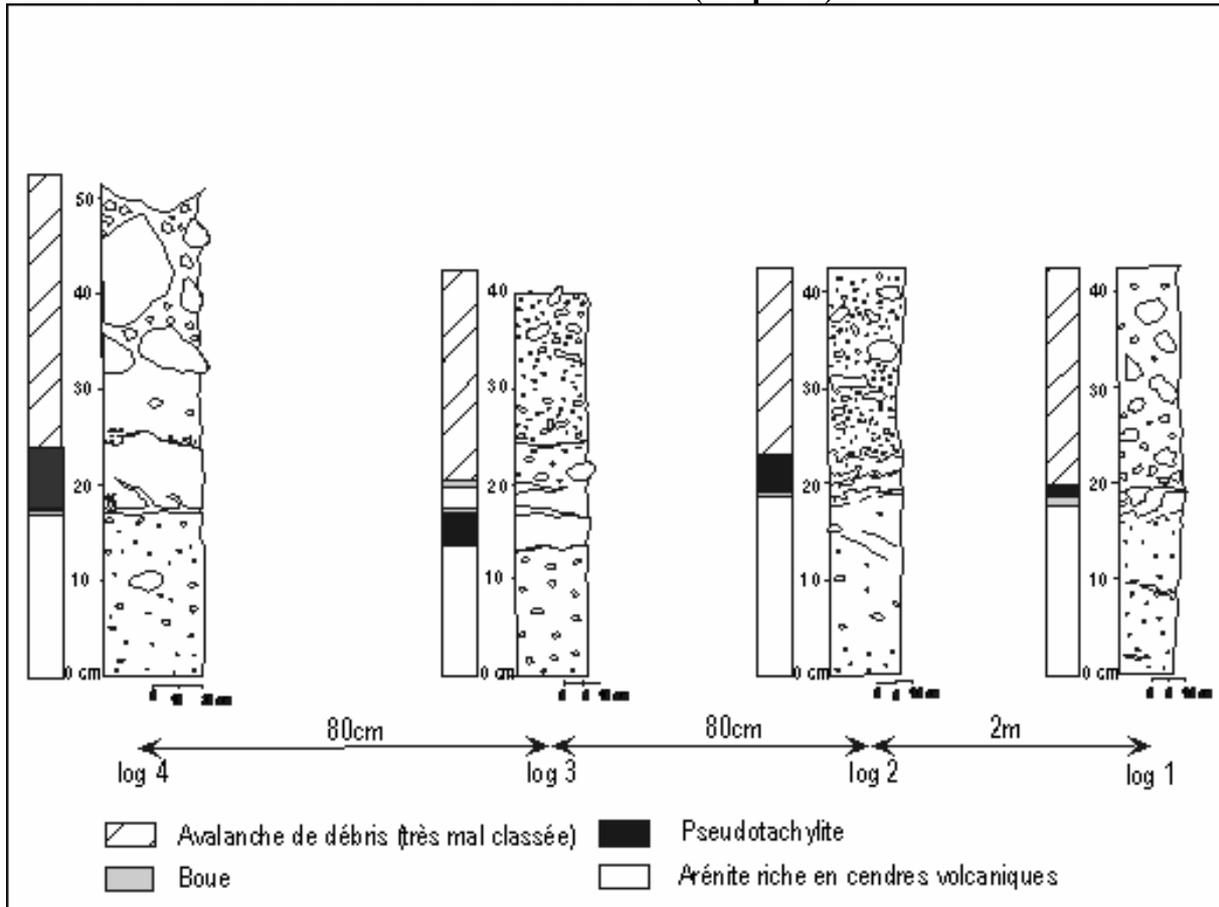
- |   |                            |  |                      |  |   |
|---|----------------------------|--|----------------------|--|---|
| ⑥ | Localisation des sites ASM |  | Ponces               |  | Fiamme  |
|   | Biotite imbriquée          |  | Dépôts sédimentaires |  | Conduits verticaux d'échappement de gaz (pipes) |

coupes 11 (B), 12 (A) et 13 (C)

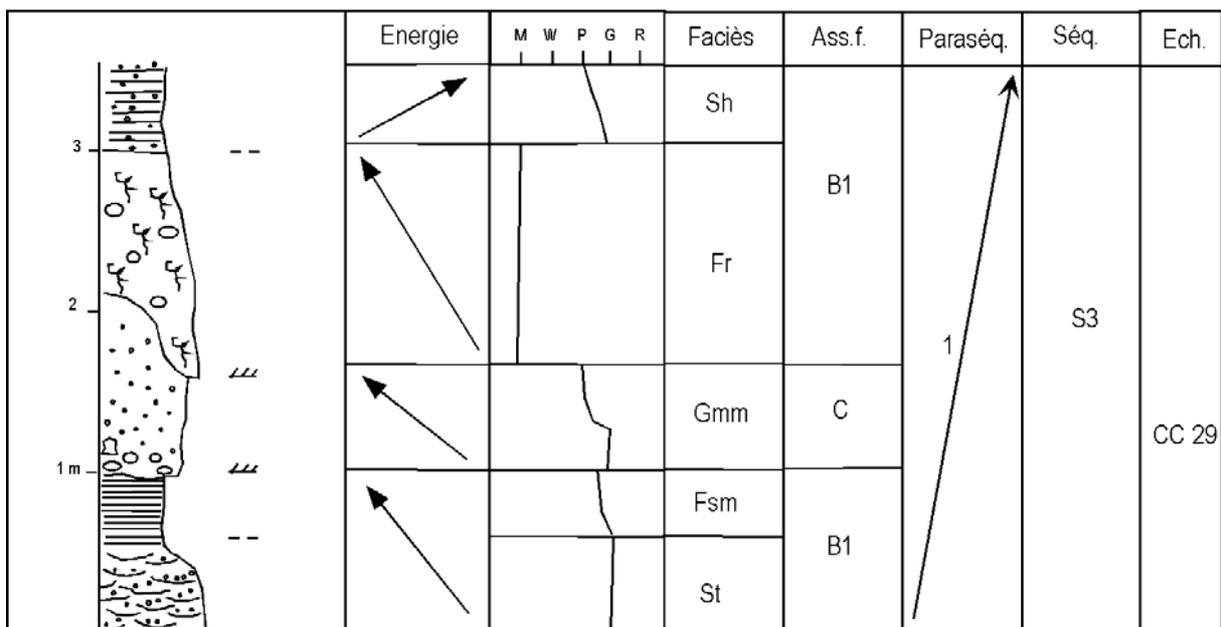
Association de faciès dans la formation Comondu (coupe 14) :



Association de faciès dans la formation Comondu (coupe 15) :



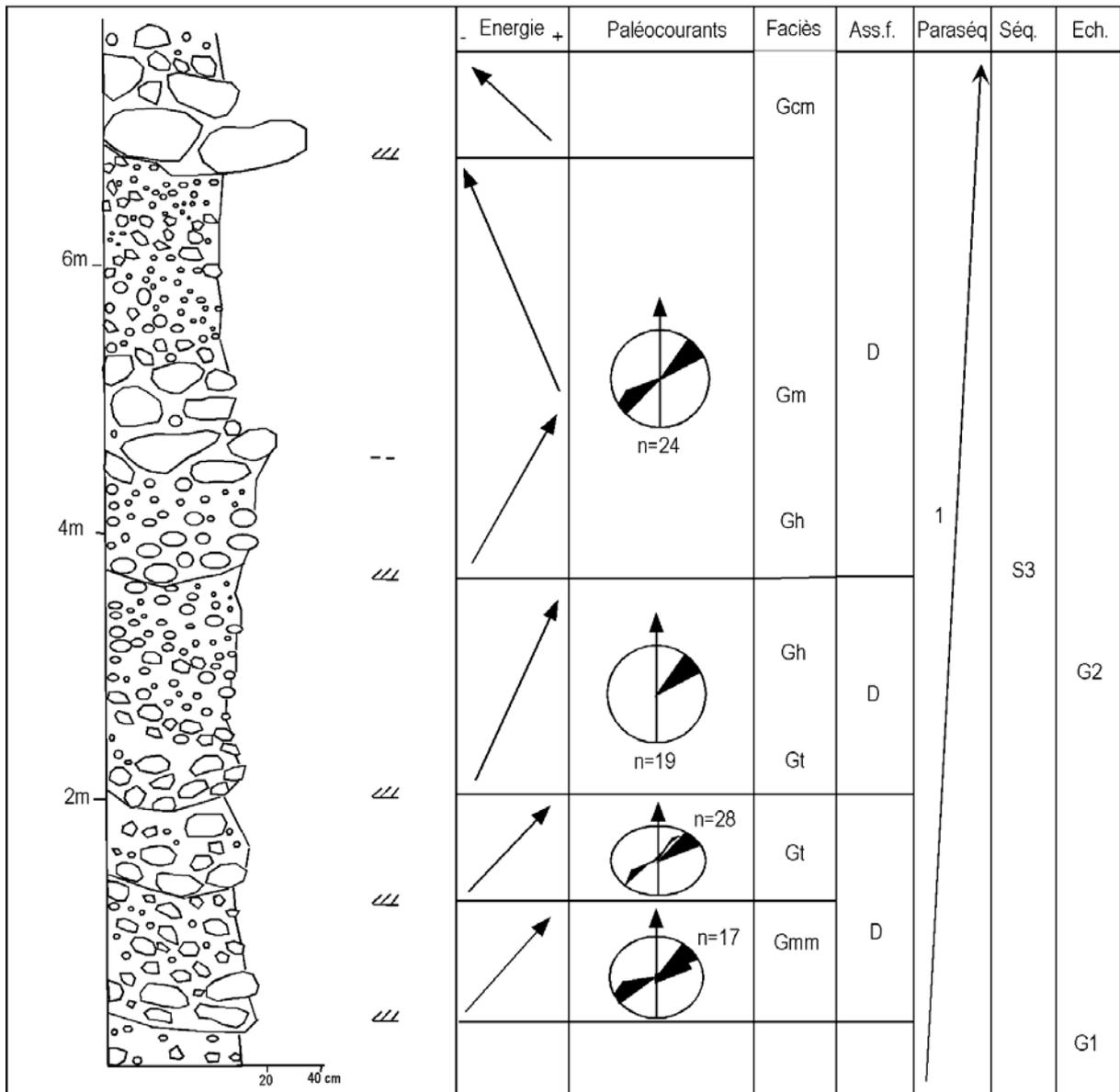
Association de faciès dans la séquence S3 (coupe 16):



coupe 16	Gmm	St	Sh	Fr	Fsm	Total
Epaisseur des lithofaciès (m)	1,5	0,6	0,5	1	0,4	4
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)	37,5	15	12,5	25	10	100
relation conglomérats/(grès+pélites)	0,6					

## Annexes

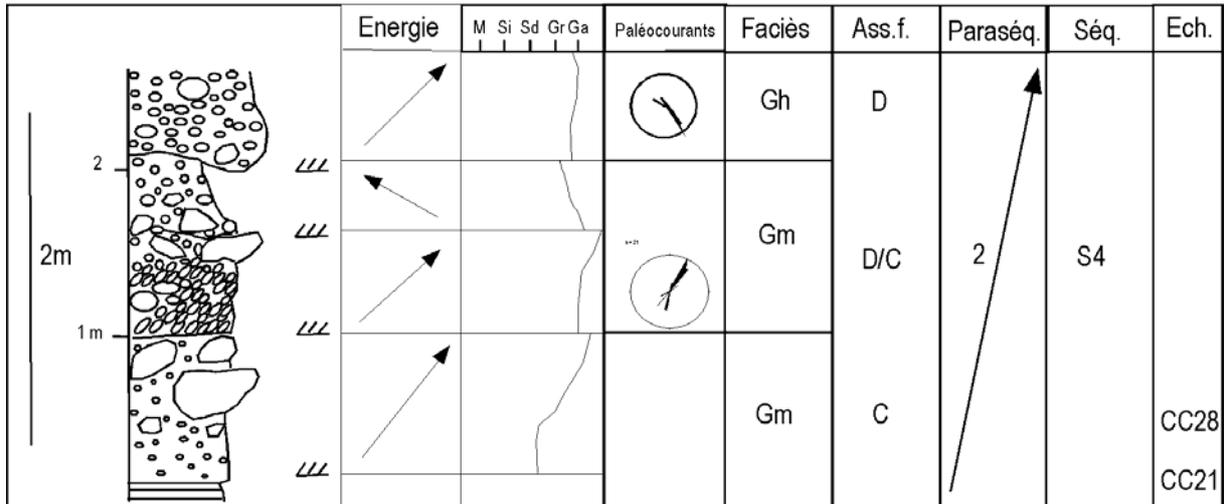
Association de faciès dans la séquence S3 (coupe 17):



coupe 17	Gmm	Gcm	Gt	Gh	Gm	Total
Epaisseur des lithofaciès (m)	1	3	2	2	3	11
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)	9,09	27,27	18,18	18,18	27,27	100
relation conglomérats/(grès+pélites)	0					

Annexes

Association de faciès dans la formation fluvio-lagunaire du Pléistocène (coupe 18):



coupe 18	Gm	Gh	Total
Epaisseur des lithofaciès (m)	2	2	4
Pourcentage de lithofaciès dans l'association (%)	50	50	100
relation conglomérats/(grès+pélites)			

**ANNEXES II**

**Microfaciès de la région de La Paz (B.C.S., Mexique)**

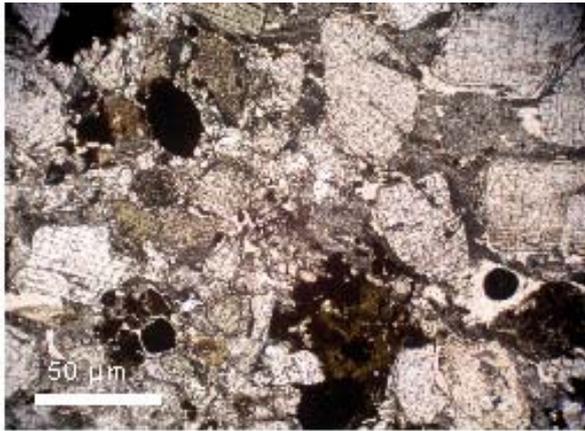
## **PLANCHE 1**

### **Roches Sédimentaires**

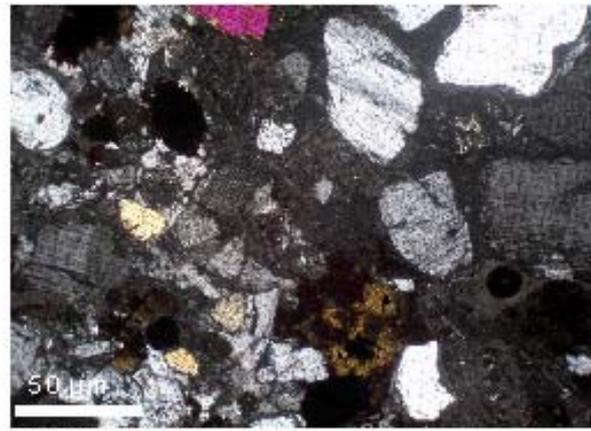
**D2. X128 (LPNA, LPA) :** Grès arkosique de la région de Las Animas (formation San Gregorio), B.C.S., Mexique. Ce grès est très riche en feldspaths. Des traces de macles dans les feldspaths sont visibles en LPA (à gauche). La matrice contient des minéraux opaques, probablement des oxydes de fer.

**D3. X128 (LPNA, LPA) :** Arénite quartzreuse (formation San Gregorio) de la région de Las Animas, B.C.S., Mexique. Ce grès quartzreux contient des grains de quartz individuels avec des couleurs de biréfringence uniformes. Certains grains ont été soudés à leurs voisins (partie supérieure droite des clichés).

*Annexes*



D2.X128 (LPNA)



D2.X128 (LPA)



D3.X128 (LPNA)



D3.X128 (LPA)

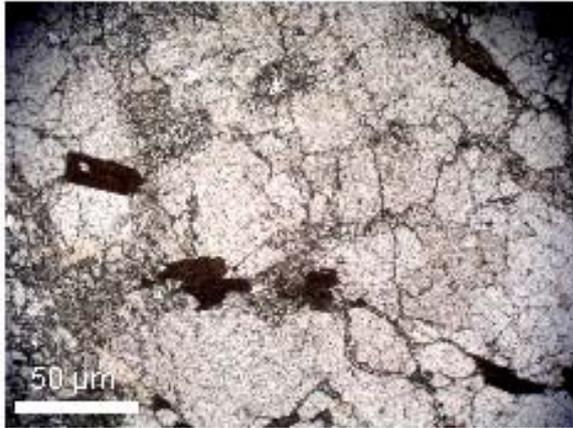
## **PLANCHE 2**

### **Roches Magmatiques**

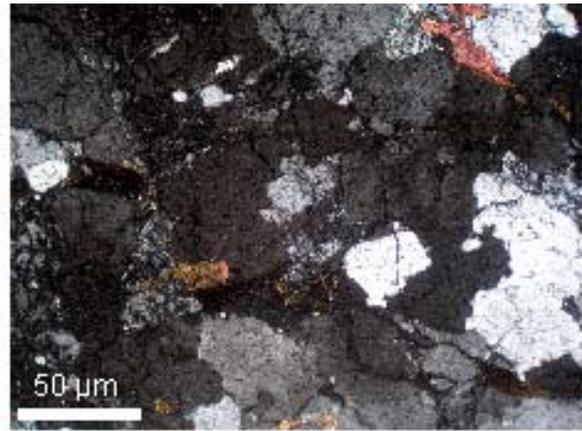
**G2A. X128 (LPNA, LPA) :** Granite de l'île Espiritu Santo, La Paz, B.C.S., Mexique. Il est composé de quartz xénomorphe interstitiel, feldspath alcalin et plagioclase subautomorphe. Les minéraux secondaires sont des biotites pléochroïques en LPA. La texture est grenue.

**G1. X128 (LPNA, LPA) :** Brèche tectonique de l'île Espiritu Santo, La Paz, B.C.S., Mexique. Les cristaux de feldspath émiettés en débris, étirés sont englobés d'un ciment de quartz. Ils constituent une structure cataclastique. Les phénocristaux de feldspath semblent être alignés suivant l'axe d'aplatissement.

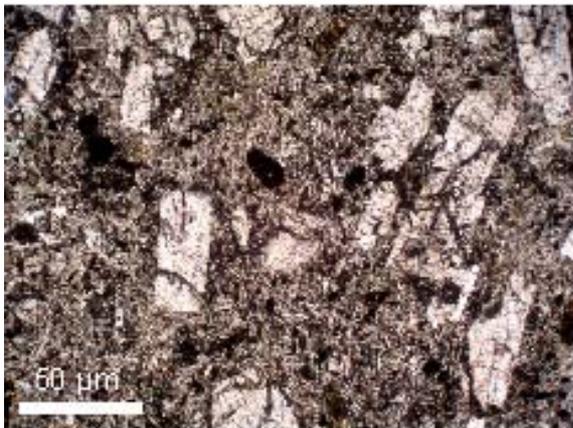
*Annexes*



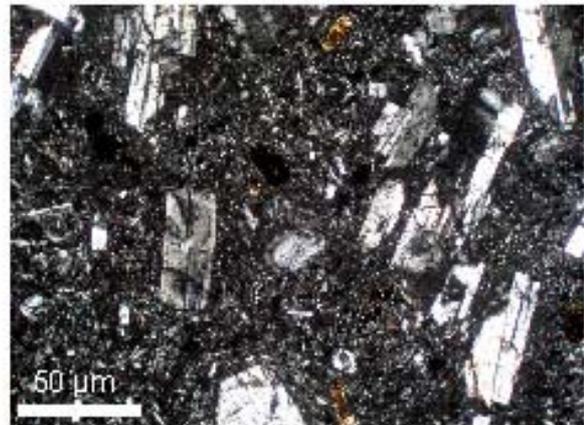
G2A.X128 (LPNA)



G2A.X128 (LPA)



G1.X128 (LPNA)



G1.X128 (LPA)

## **PLANCHE 3**

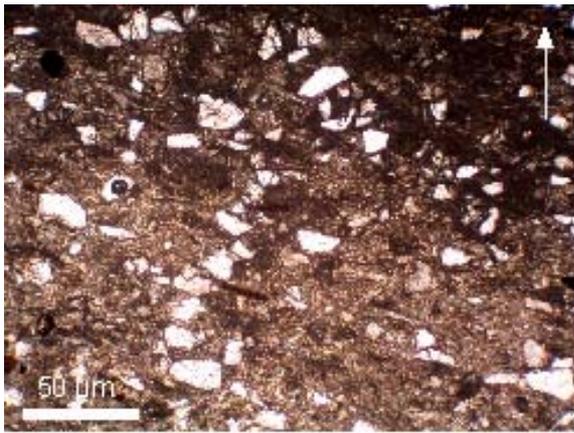
### **Roches volcanoclastiques**

**38. X128 (LPNA, LPA) :** Tuf volcanique de la formation Comondu, région El Pulguerro, La Paz, B.C.S., Mexique. Cette roche clastique contient des cristaux de quartz, de feldspaths alcalins et de plagioclases, de formes et de dimensions variables dans une pâte de cendre fine litée à grain fin. On observe une orientation préférentielle des cristaux et des fragments de rhyolite vitreuse (au centre).

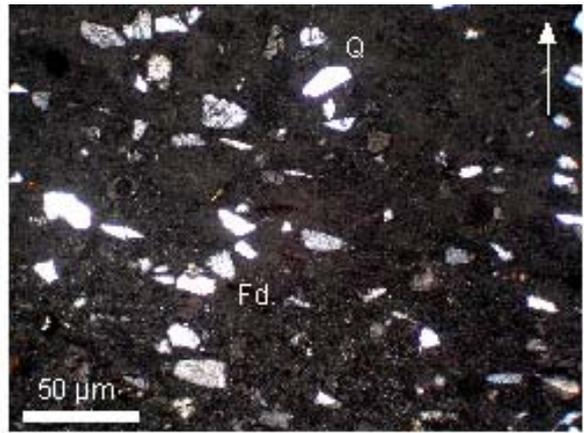
**38. X320 (LPNA, LPA) :** Tuf volcanique de la formation Comondu, région El Pulguerro, La Paz, B.C.S., Mexique. Cette roche est composée de grands cristaux subautomorphes de feldspaths, quartz et surtout de verre volcanique (isotrope et donc toujours noir en polariseurs croisés).

**61. X128 (LPNA, LPA) :** Ignimbrite rhyolitique vitreuse non soudée de la région El Cajon (formation Comondu), La Paz, B.C.S., Mexique. Les fragments vitreux sont étirés, non soudés entre eux. Les cristaux de quartz, de biotite(en 'bâtonnet') et de feldspath sont peu nombreux dans une pâte riche en cendre volcanique.

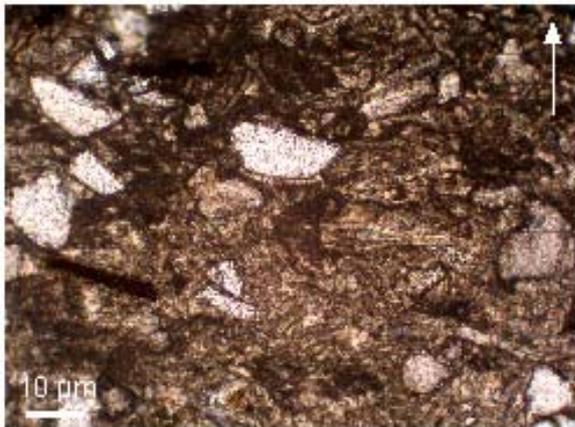
*Annexes*



38.X128 LPNA



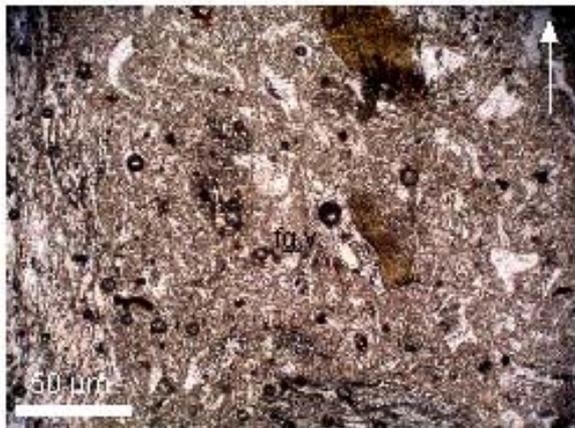
38.X128 LPA



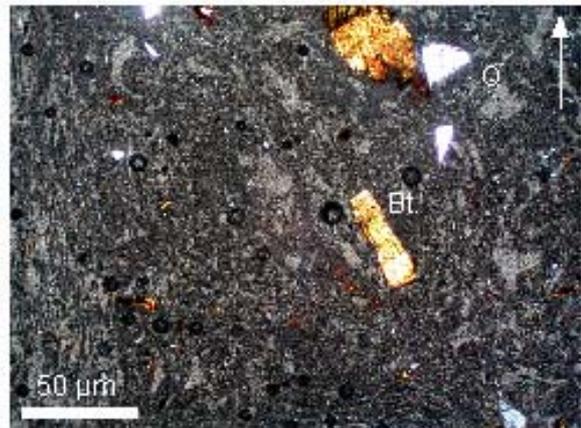
38.X320 LPNA



38.X320 LPA



61.X128 LPNA



61.X128 LPA

## **PLANCHE 4**

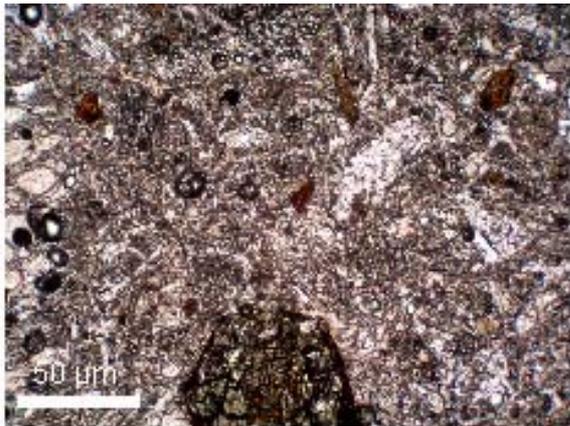
### **Roches volcanoclastiques**

**C3. X128 (LPNA, LPA) :** Tuf volcanique de Coromuel de la formation Comondu, région de La Paz, B.C.S., Mexique. La structure cryptocristalline est fréquente dans les tufs (cendre volcanique indurée), comme dans la matrice de cette roche. Ici, la matrice contient des fragments de ponces et des cristaux de quartz.

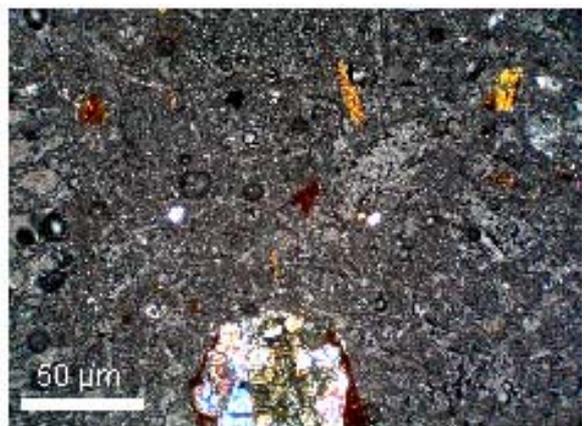
**63. X128 (LPNA, LPA) :** Rhyolite noire de la formation Comondu, Ile Espiritu Santo, B.C.S., Mexique. Cette roche contient des phénocristaux de feldspaths dans une pâte microlitique, qui présentent des inclusions vitreuses très fracturés. Les fissures concentriques dans la pâte de cette roche sont des fissures perlitiques (indice d'une forte soudure).

**C5. X128 (LPNA, LPA) :** Basalte dit aussi « lave de Providence » (Hausback, 1984), région de Coromuel, La Paz, B.C.S., Mexique. On observe une structure laminée de la roche. Les cristaux d'olivine sont isolés et fracturés, peu nombreux. Ils sont contenus dans une pâte microlitique de feldspath plagioclase, de clinopyroxène et d'olivine. On remarque aussi que sur certaines parties du cliché, les petits cristaux de plagioclase ont une orientation préférentielle, due sans doute à l'écoulement du magma.

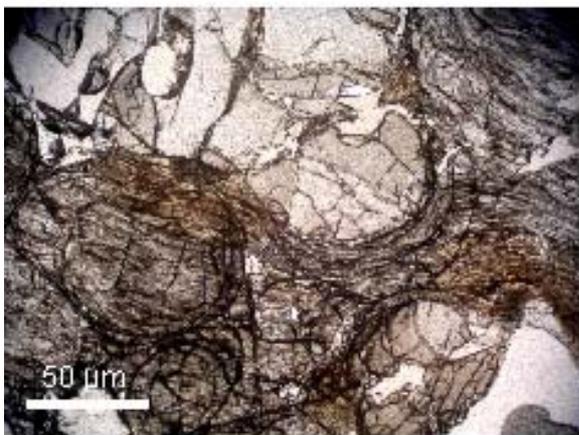
*Annexes*



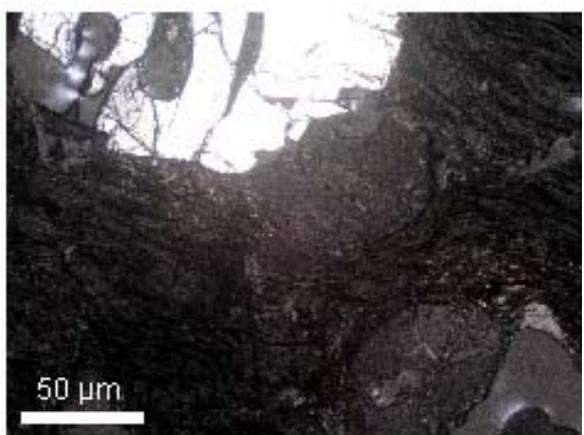
C3.X128 LPNA



C3.X128 LPA



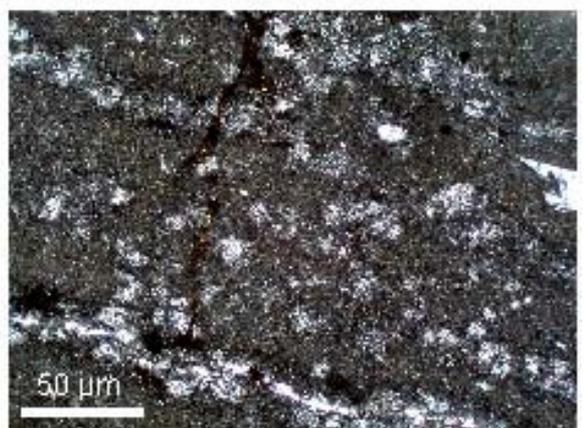
63.X128 LPNA



63.X128 LPA



C5.X128 LPNA



C5.X128 LPA

## **PLANCHE 5**

### ***Roches volcanoclastiques***

**47. X128 (LPNA, LPA) :** Ignimbrite soudée de la région El Cajete (formation Comondu), La Paz, B.C.S., Mexique. Les cristaux de quartz et de feldspath sont entourés par de fines particules vitreuses (cendre). Certains fragments vitreux ainsi que les cristaux de quartz et de feldspath sont alignés dû à la compaction de la roche.

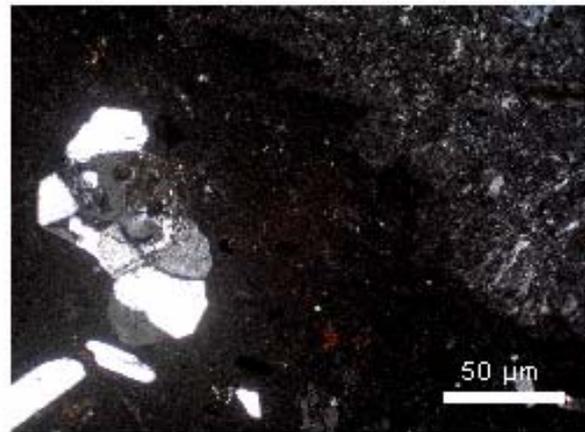
**47. X320 (LPNA, LPA) :** Ignimbrite soudée de la région El Cajete (formation Comondu), La Paz, B.C.S., Mexique. La pâte dévitrifiée de cette roche montre une organisation en amas de sphérolites fibro-radiés jointifs issus de la recristallisation du verre. Les sphérolites composés de fibres de quartz et de feldspaths constituent la structure sphérolitique qui correspond à un refroidissement brutal.

**52. X128 (LPNA, LPA) :** Ignimbrite soudée de la région de Boca El Sauzoso (formation Comondu), La Paz, B.C.S., Mexique. Les phénocristaux de plagioclases sont fracturés et des vides se créent lors de leur dissolution. La pâte vitreuse est riche en bâtonnets de plagioclases et de feldspaths alcalins et constituent la structure microlitique.

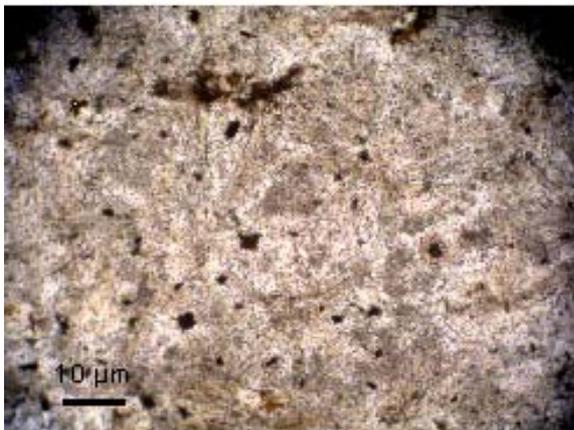
*Annexes*



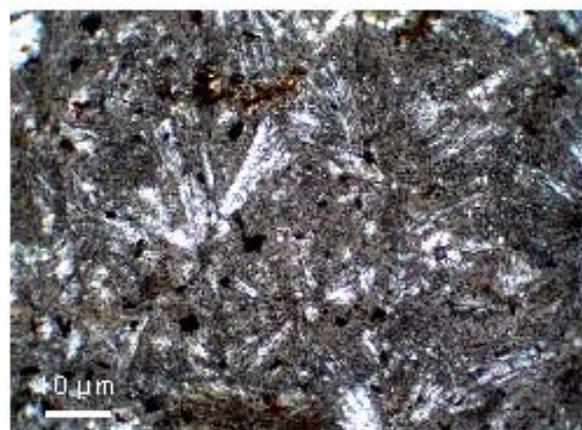
47.X128 LPNA



47.X128 LPA



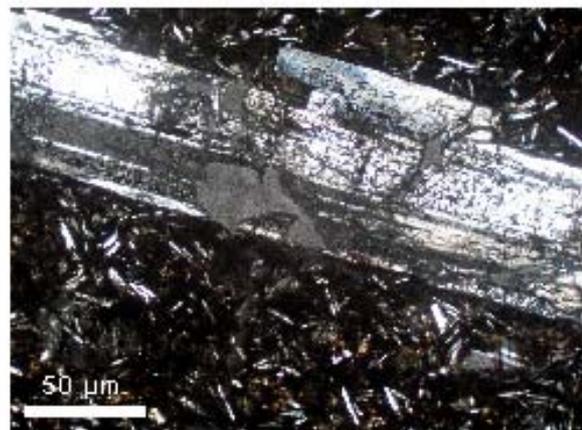
47.X320 LPNA



47.X320 LPA



52.X128 LPNA



52.X128 LPA

## PLANCHE 6

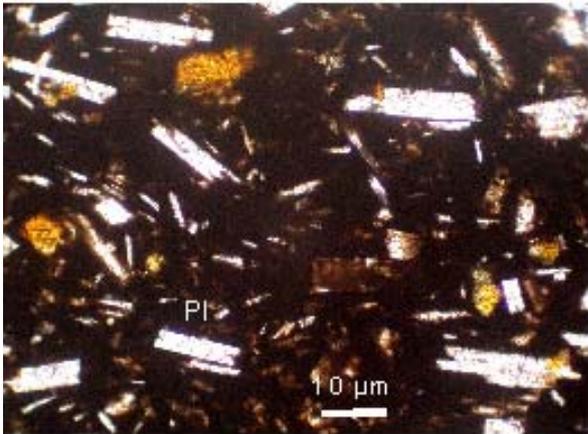
### **Roches volcanoclastiques**

**50. X320 (LPNA, LPA) :** Brèche pépéritique contenant des clastes de nature andésitique de la région de Boca El Sauzoso (formation Comondu), B.C.S., Mexique. Les phénocristaux de feldspath sub-automorphes sont nombreux et contenus dans une pâte vitreuse (noire en LPA) riche en olivine (très craquelée), plagioclases et pyroxènes, mais les cristaux sont trop petits pour déterminer la nature des pyroxènes. La texture microlitique est fluidale marquée par les microlites contenus dans la pâte qui dessinent une structure planaire.

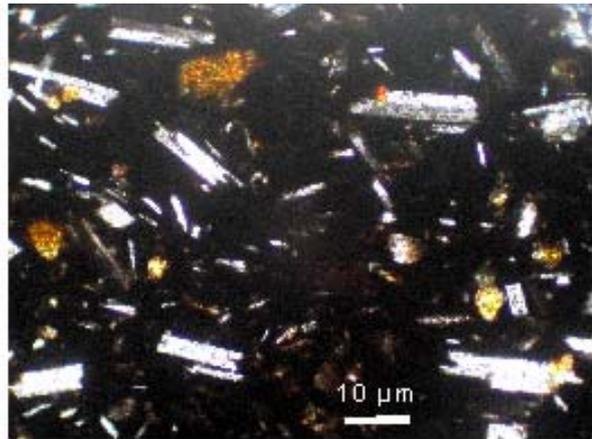
**C4A. X128 (LPNA, LPA) :** Claste andésitique contenu dans la formation Comondu de la région de El Coromuel (coupe 10), La Paz, B.C.S., Mexique. La photographie en LPNA montre une roche porphyrique pauvre en phénocristaux de plagioclase disséminés dans une pâte microgrenue formée surtout de plagioclases.

**C4B. X128 (LPNA, LPA) :** Rhyolite remaniée par une avalanche de débris (formation Comondu) de la région El Coromuel, La Paz, B.C.S., Mexique. Cette roche contient des phénocristaux de feldspaths dans une pâte microlitique avec des fractures perlitiques. Peu de cristaux de quartz ont été trouvés et le phénocristal qui se situe en au du cliché (en LPA) est un plagioclase. Cette roche rappelle les mêmes caractéristiques que la roche (63) étudiée antérieurement à l'île Espiritu Santo.

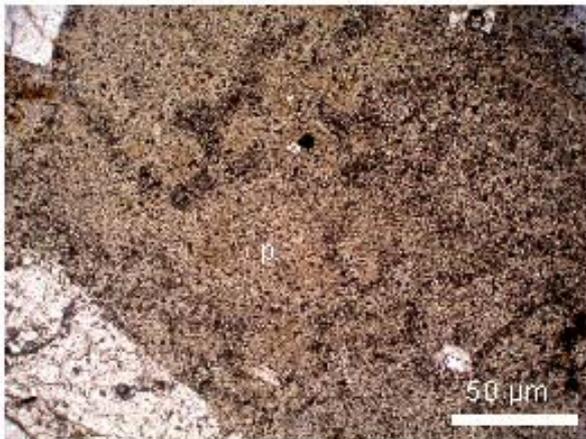
*Annexes*



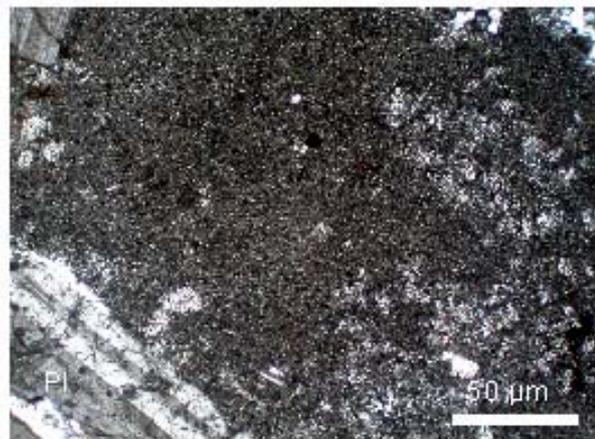
50.X320 (LPNA)



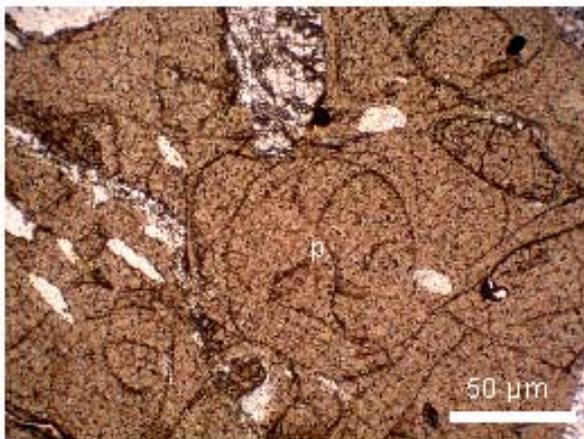
50.X320 (LPA)



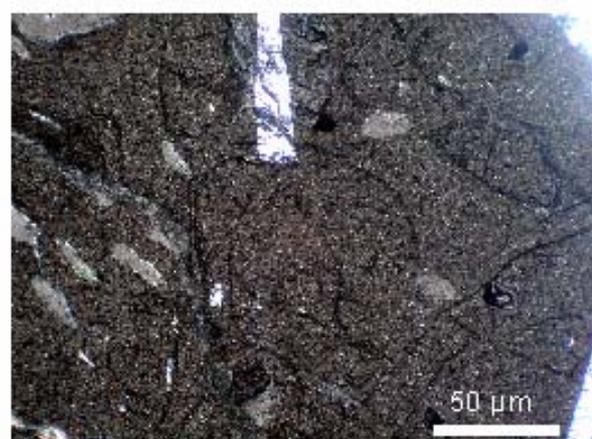
C4A.X128 (LPNA)



C4A.X128 (LPA)



C4B.X128 (LPNA)



C4B.X128 (LPA)

## **PLANCHE 7**

### **Roches volcanoclastiques**

**F1. X128 (LPNA, LPA) :** Matrice d'une coulée pyroclastique de type « nuée ardente » de la région El Tesoro (formation Comondu), La Paz, B.C.S., Mexique. On observe une roche volcanique dont la composition est celle d'une andésite fortement magnésienne. Les microphénocristaux d'orthopyroxène et quelquefois d'olivine sont contenus dans une pâte vitreuse. L'échantillon photographié montre des cristaux d'orthopyroxène avec des couleurs de biréfringence grises de premier ordre.

**G2C. X128 (LPNA, LPA) :** Matrice d'une brèche volcanoclastique (formation Comondu) de la région de Espiritu Santo, La Paz, B.C.S., Mexique. Les phénocristaux d'orthopyroxène sont très fracturés et présentent des couleurs du 2<sup>ème</sup> ordre (gris et orange). On les retrouve dans une pâte vitreuse riche en plagioclases. Dans la partie droite en haut de la photographie, on peut remarquer une orientation préférentielle des cristaux de plagioclases.

**58. X320 (LPNA, LPA) :** Matrice d'une brèche volcanoclastique (formation Comondu) de la région El Cajon, La Paz, B.C.S., Mexique. La texture microgrenue de cette roche est composée de cristaux de quartz et de feldspath subautomorphes. La photographie en LPA montre une dispersion des minéraux de petite taille dans une pâte vitreuse. Le pourcentage de pâte par rapport aux cristaux de feldspaths et de quartz est 2 fois plus grand, en comparaison avec la photographie en LPA n° F1. X128. Cet échantillon a été prélevé à la base de la brèche et de la pseudotachylite (échantillon n°56).

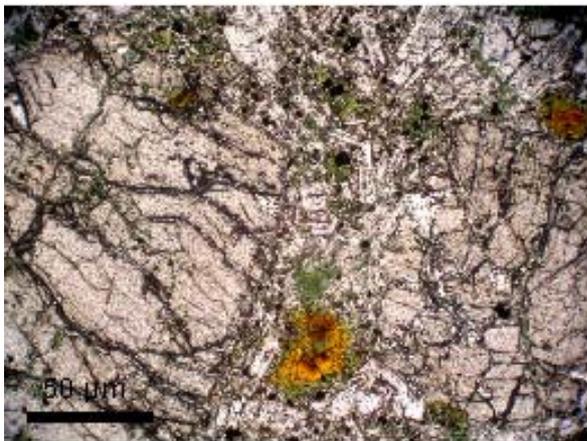
*Annexes*



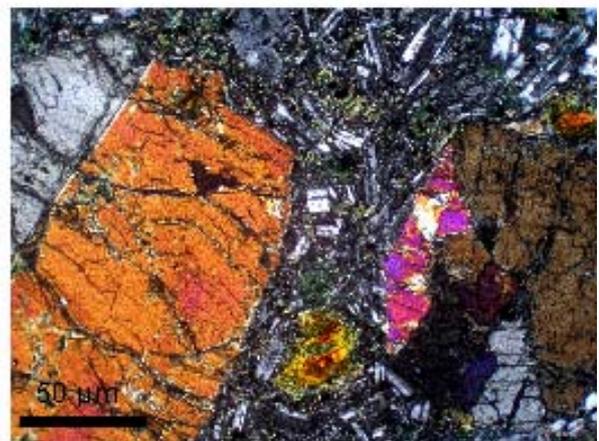
F1.X128 (LPNA)



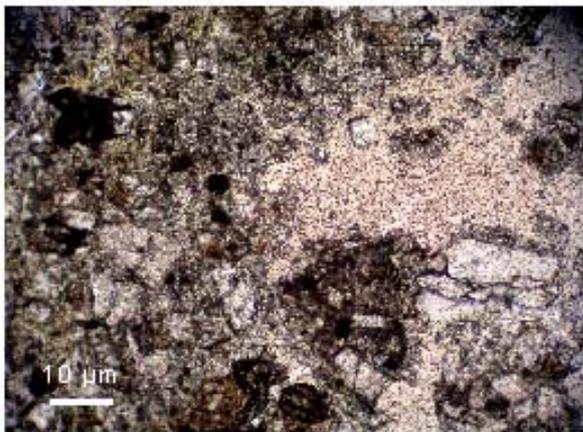
F1.X128 (LPA)



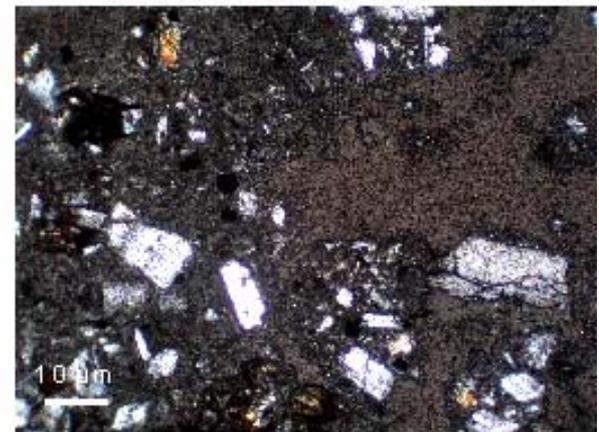
G2C.X128 (LPNA)



G2C.X128 (LPA)



58.X320 (LPNA)



58.X320 (LPA)

## **PLANCHE 8**

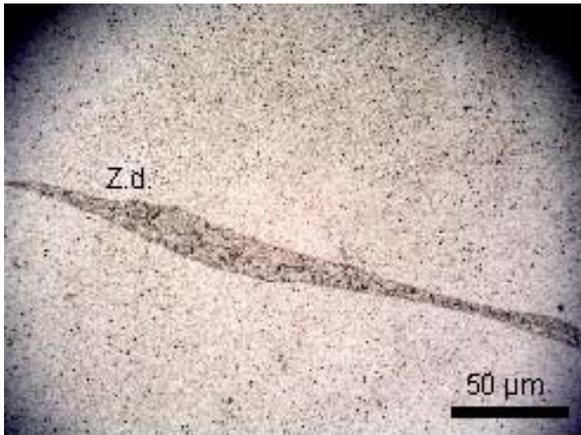
### **Pseudotachylite**

**56. X128 (LPNA, LPA) :** Roche vitreuse au contact d'une roche volcanoclastique de la région El Cajon (formation Comondu), La Paz, B.C.S., Mexique. Zone centrale de la roche vitreuse où les cristallites montrent un alignement préférentiel. Au centre de la photographie, les cristaux de quartz et de feldspaths insérés dans le verre ont encore leur forme d'origine, délimitant une zone de déformation de la roche.

**56. X128 (LPNA, LPA) :** Roche vitreuse au contact d'une roche volcanoclastique de la région El Cajon (formation Comondu), La Paz, B.C.S., Mexique. Autre zone de déformation probablement liée à la formation de la roche vitreuse.

**56. X320 (LPNA, LPA) :** Roche vitreuse au contact d'une roche volcanoclastique de la région El Cajon (formation Comondu), La Paz, B.C.S., Mexique. Formation de nouvelles cristallites dans la zone centrale de la roche vitreuse. L'alignement n'est pas encore visible, les cristaux de quartz sont automorphes.

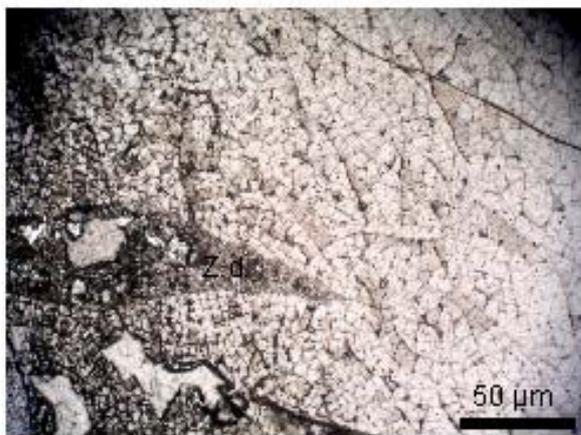
*Annexes*



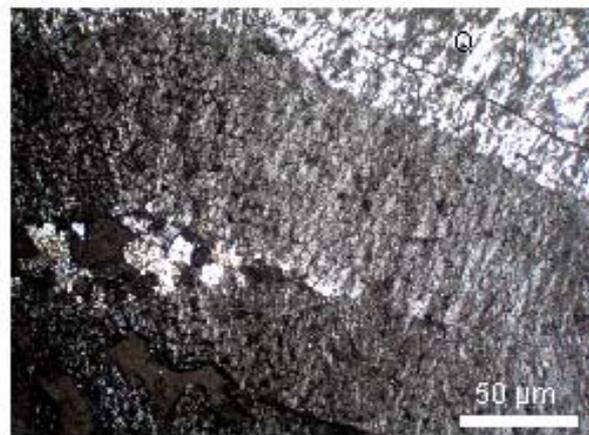
56.X128 LPNA3



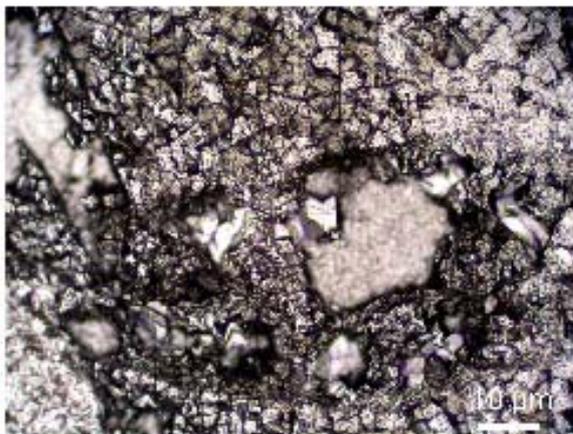
56.X128 LPA3



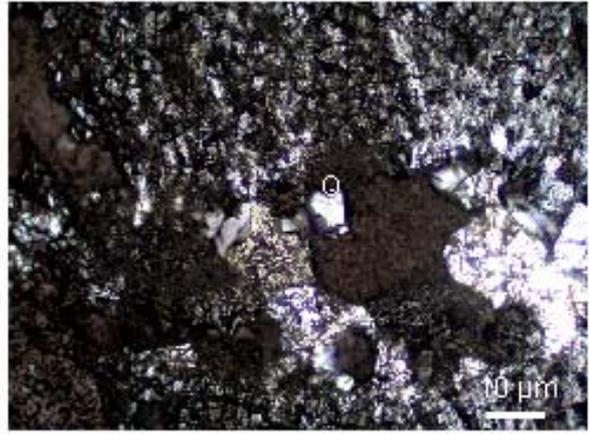
56.X128 LPNA1



56.X128 LPA1



56.X320 LPNA1



56.X320 LPA1

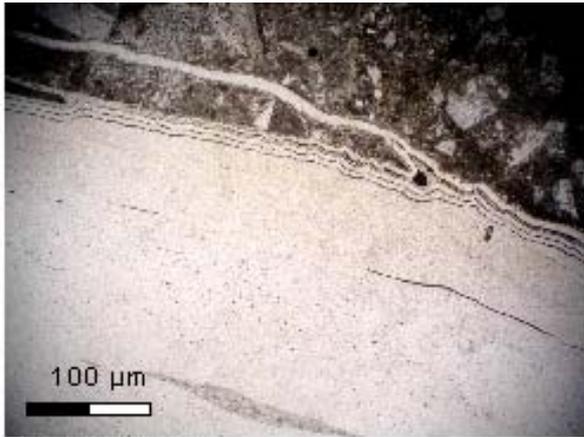
## **PLANCHE 9**

### **Pseudotachylite**

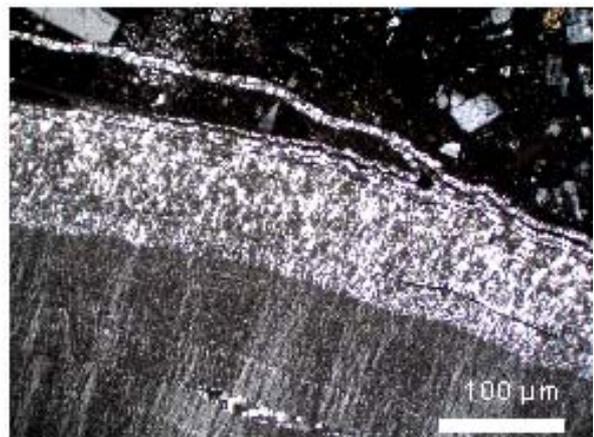
**56. X64 (LPNA, LPA) :** Roche vitreuse au contact d'une roche volcanoclastique de la région El Cajon (formation Comondu), La Paz, B.C.S., Mexique. Le contact entre les deux roches est transitif, aucun mélange entre les deux types de roches n'a été observé. On observe en LPA, une organisation (zonation) de très petits cristaux de quartz et de feldspaths insérés dans du verre. Cette zonation est en trois parties (visibles sur la photographie) allongées suivant un axe de symétrie parallèle à la ligne de contact marquée par les roches. Leur épaisseur décroît lorsqu'on se rapproche de l'axe. La zonation de ces parties est provoquée par : des différences dans l'abondance des cristallites ; les cristallites des bandes plus claires ont un léger alignement préférentiel en « fer de lance » et par les différences de coloration du verre. On distingue une zone centrale longitudinale où la forme des cristaux n'est pas bien définie (zone très fondue).

**56. X128 (LPNA, LPA) :** Roche vitreuse de la région El Cajon (formation Comondu), La Paz, B.C.S, Mexique. On observe des injections de la roche vitreuse dans la roche volcanoclastique. Ces injections de verre entraînent la fracturation de la roche volcanoclastique mais nous renseignent aussi sur le sens de déplacement celle-ci. La structure fluide de cette roche est marquée par la succession de fines couches noires, situées au contact entre les deux roches.

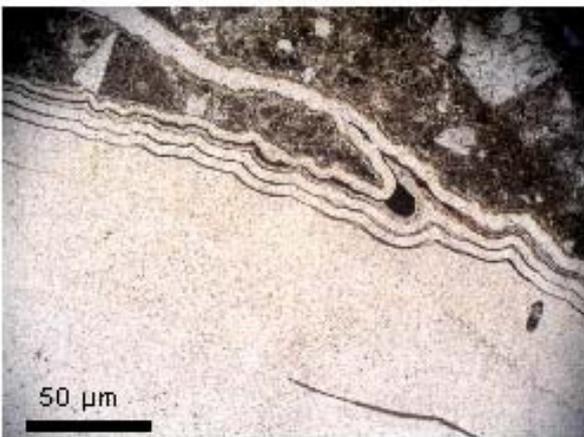
**56. X320 (LPNA, LPA) :** Roche vitreuse au contact d'une roche volcanoclastique de la région El Cajon (formation Comondu), La Paz, B.C.S, Mexique. Les phénocristaux de feldspath de la roche volcanoclastique ne sont pas affectés par l'injection de verre qui les contourne.



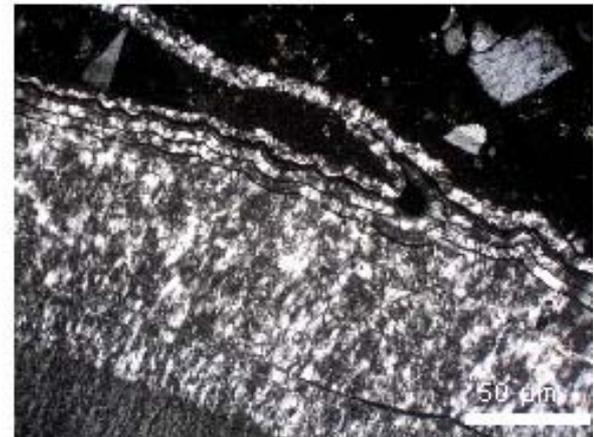
56.X64 LPNA1



56.X64 LPA1



56.X128 LPNA2



56.X128 LPA2



56.X320 LPNA2



56.X320 LPA2

## *Annexes*

**ANNEXES III**

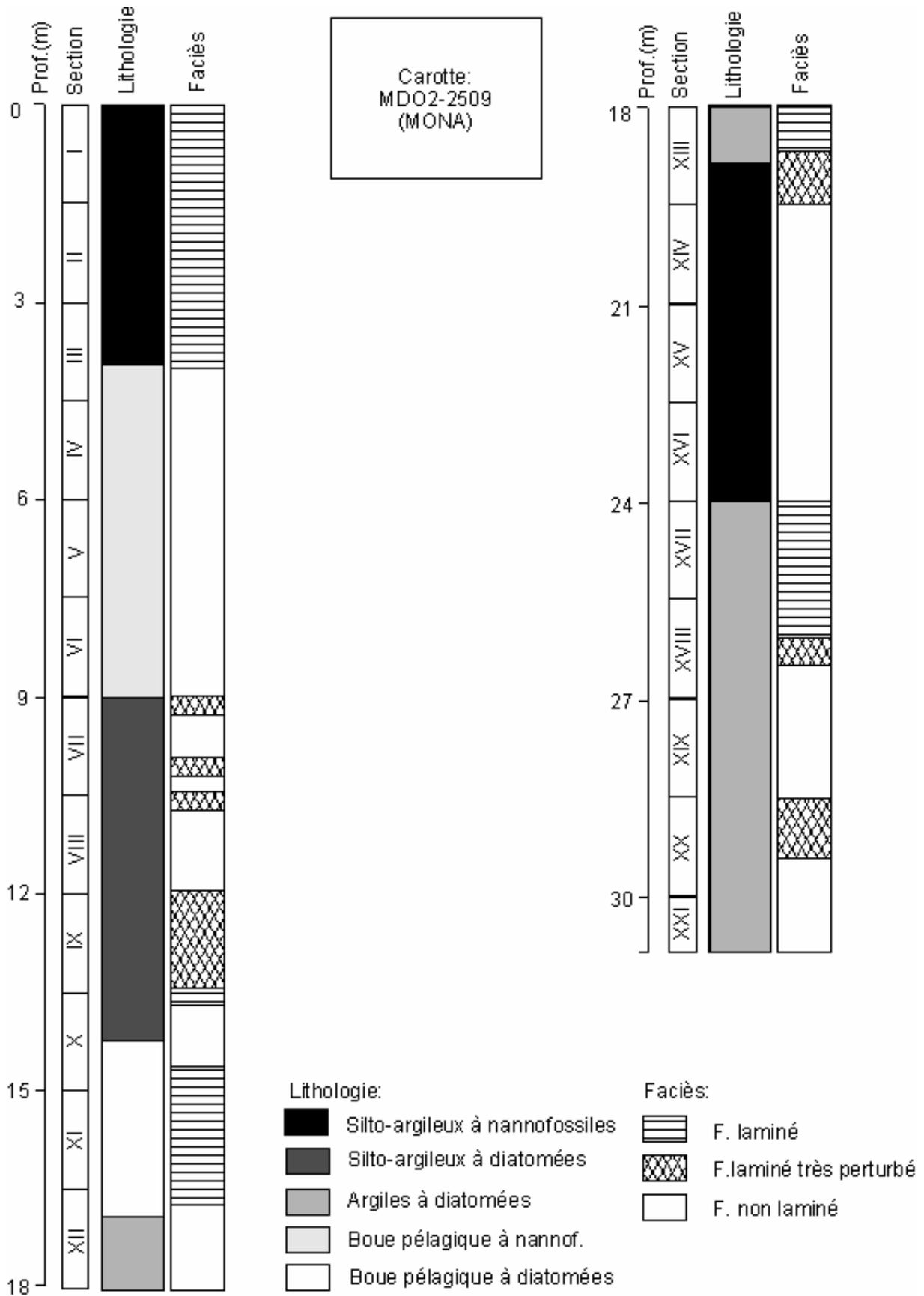
Sédimentologie : séquences du bassin Alfonso (Baie de La Paz,  
B.C.S., Mexique)

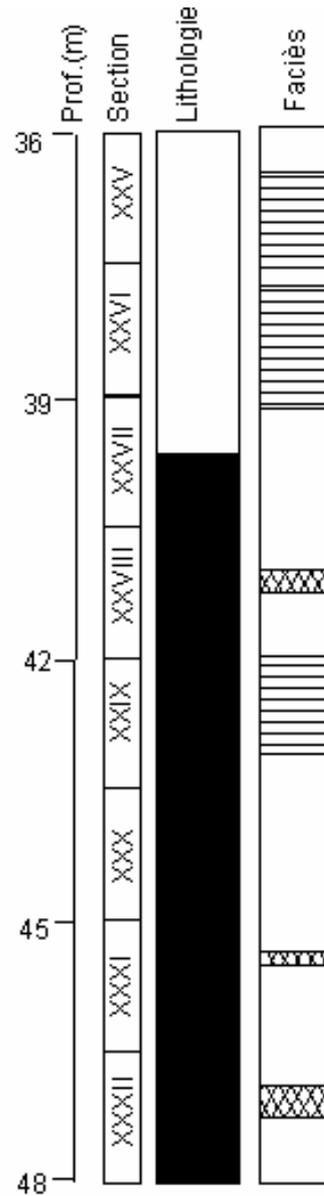
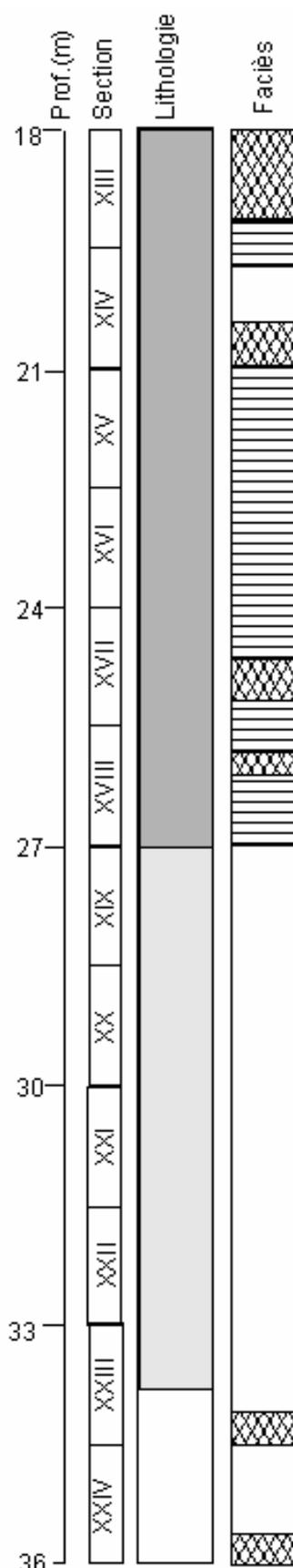
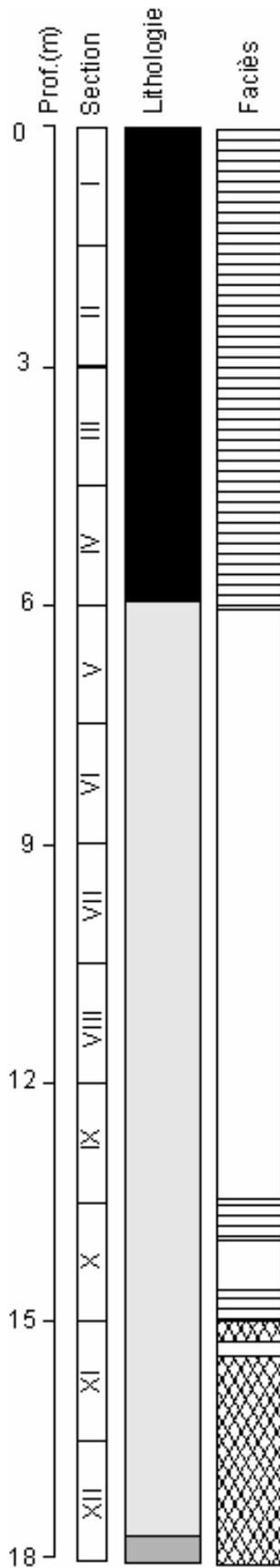
## **Analyse sédimentologique**

L'analyse des carottes a été faite à bord du navire océanographique le « Marion Dufresne » 2 lors de la mission MONA, puis à l'Université Bordeaux 1. Le protocole d'étude de ces carottes est basé sur des méthodes d'analyses classiques utilisées en sédimentologie :

- 1- mesures non destructives des paramètres physiques sur la carotte non ouverte : gammadensité (tous les 2 cm), susceptibilité magnétique (tous les 2 cm), vitesse du son ;
  - 2- ouverture des carottes ;
  - 3- mesure des paramètres de couleur L, a\* et b\* (spectrocolorimètre) tous les 5 cm ;
  - 4- \*description détaillée de chaque tronçon en terme de faciès, couleur des sédiments, présence de figures dynamiques (contacts érosifs, laminations ...) et biologiques (bioturbations, terriers), limites visuelles des séquences ;
  - 5- prélèvement, pour chaque tronçon d'une plaquette de sédiment de 10 mm d'épaisseur sur un support en aluminium pour l'analyse aux rayons X ;
  - 6- analyse des teneurs en carbonates (volumétrie du gaz) par prélèvement de 250 mg de sédiment tous les 10 cm, ou plus resserré si nécessaire ;
  - 7- analyse granulométrique laser (Malvern) d'échantillons prélevés tous les 2 cm sur les 9 premiers mètres et tous les 10 cm pour le reste de la carotte. Le pas d'échantillonnage est plus resserré (mm) dans les séquences sédimentaires ;
  - 8- \*lavages pour séparer la fraction à 45-63  $\mu\text{m}$  sur certains niveaux (lames et niveaux homogènes), et montage de la fraction supérieure à 45  $\mu\text{m}$  sur frottis ; la composition des grains grossiers (à partir de 45  $\mu\text{m}$ ) est déterminée par l'identification et le comptage des grains (loupe binoculaire et microscope optique).
- \* analyses complétées au cours de notre étude dans le but de reconstituer l'histoire structurale et sédimentaire du bassin Alfonso.

Annexes

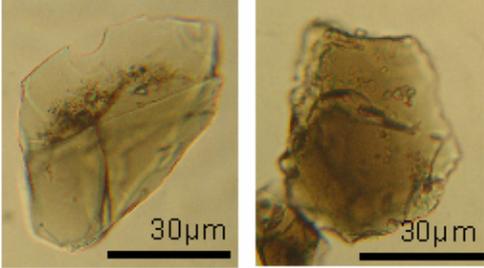
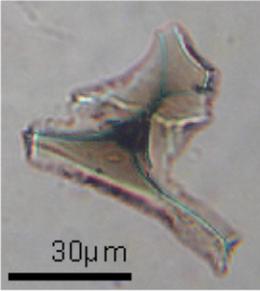
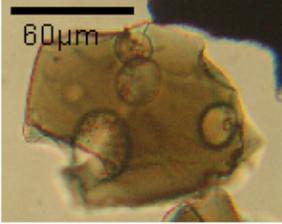




Carotte:  
MDO2-2510  
(MONA)

- Faciès:
- F. laminé
  - F. laminé très perturbé
  - F. non laminé
- Lithologie:
- Silto-argileux à nannofossiles
  - Silto-argileux à diatomées
  - Argiles à diatomées
  - Boue pélagique à nannof.
  - Boue pélagique à diatomées

**Tableau d'identification des verres rencontrés dans les carottes MD02-2509 et 2510**

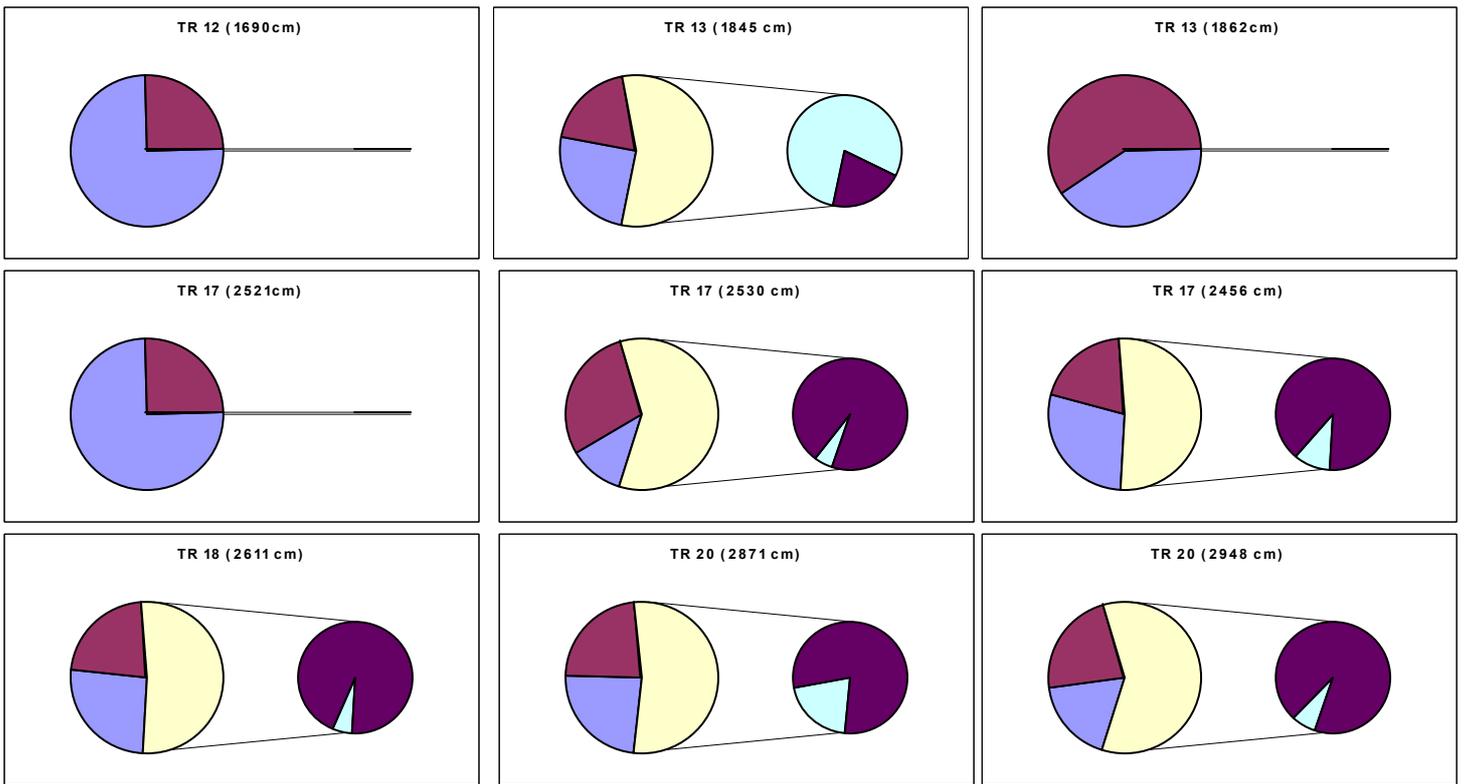
Photographie	Verres*	Type**	Morphologie des grains
	Felsiques	F2	Ponces équantes à surface rugueuse à cause des parois des vésicules cassées couleur: transparent
	Mafiques	M1	Echardes trapues aux surfaces de fracture droites ou curviplanaires couleur: brun à transparent
		M2	Echardes à vésicules ouvertes (formes incurvées) aux surfaces de fracture lisses ou dentelées couleur: brun clair
		M3	Fragments de verre basaltique trapus à vésicules ovoïdes couleur: brun modéré

\*: d'après Fisher et Schminke, 1984; Heiken et Wohletz, 1985; Oehmig et Wallrabe-Adams, 1993; Schneider, 1996.

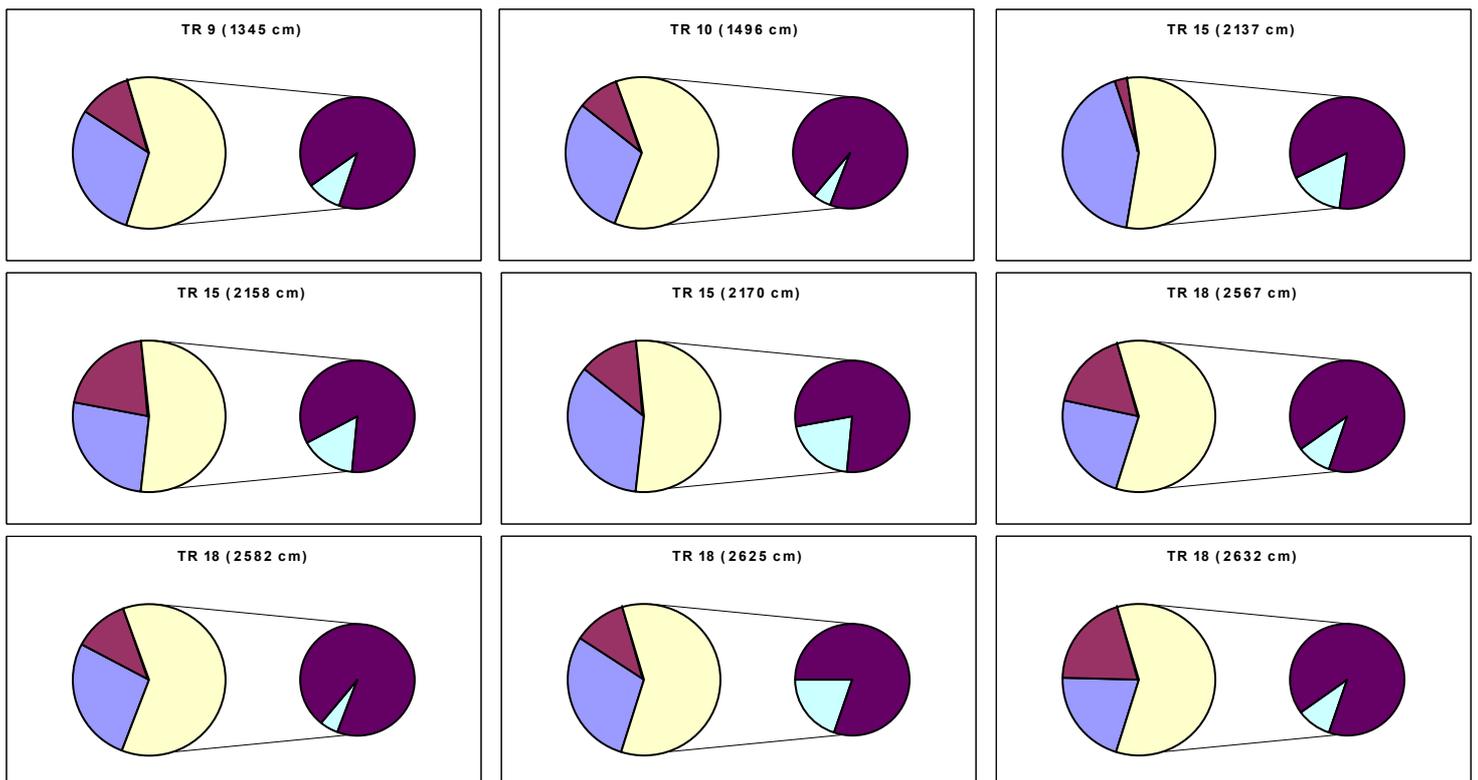
\*\* : d'après Ducassou, 2003. Les noms donnés sont arbitraires.

Annexes

**MD02-2509 : Etude des niveaux à tephra felsiques et mafiques**

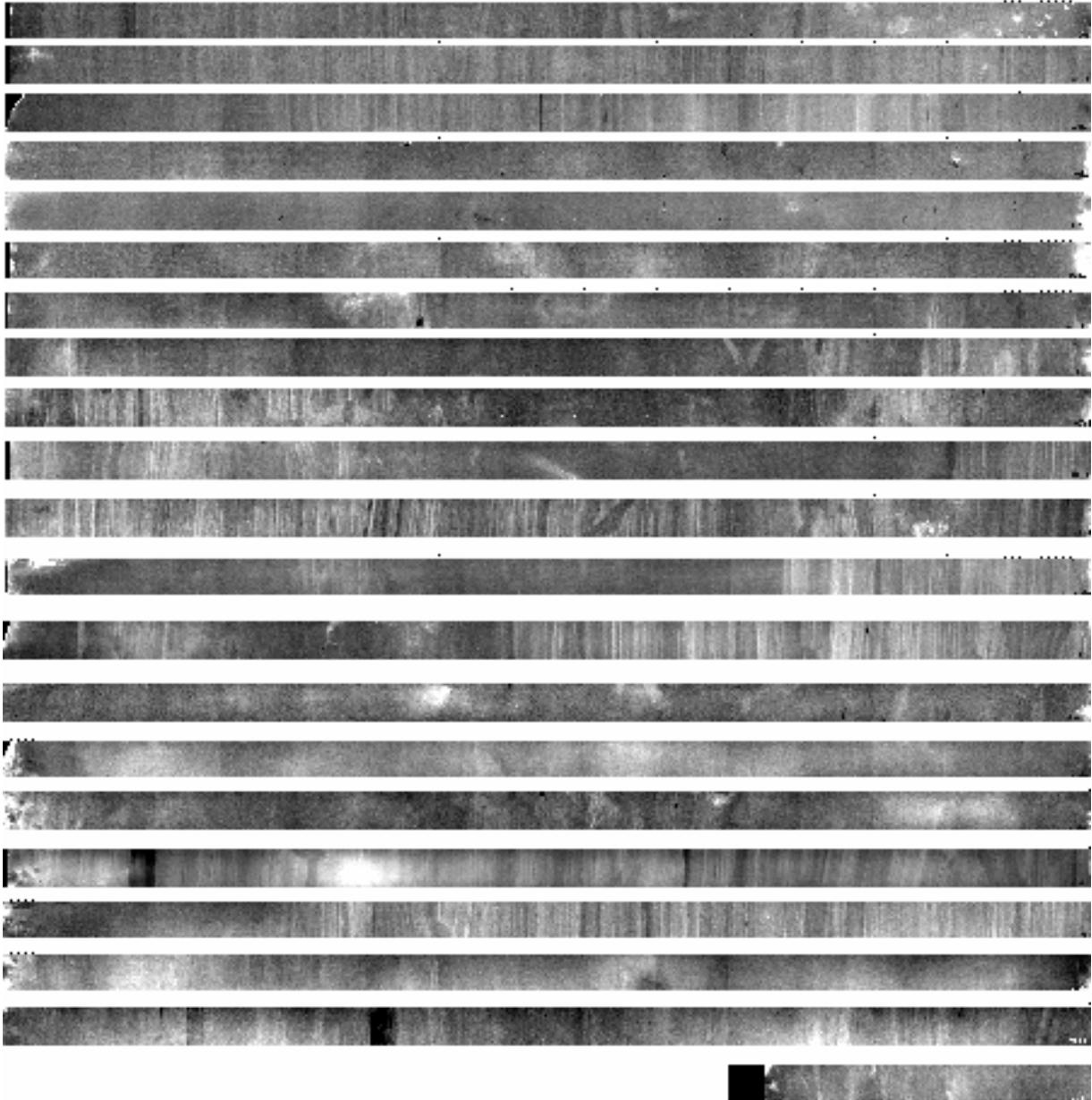


**MD02-2510 :**



*Annexes*

IMAGES RX MD02-2509  
TR01 - 21



## *Annexes*

## **ANNEXES IV**

Etude géophysique : ASM appliquée sur les formations  
volcanoclastiques de la région de La Paz (B.C.S., Mexique)

*Annexes*

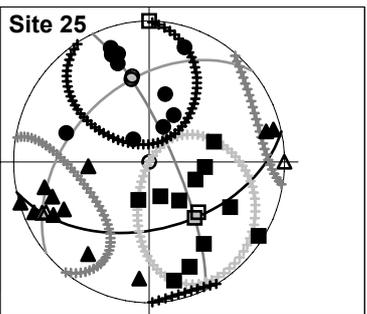
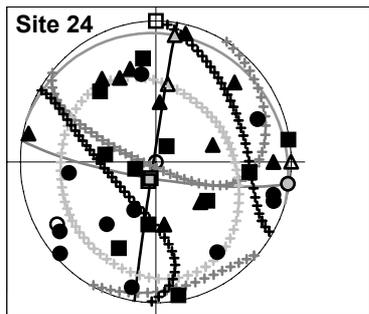
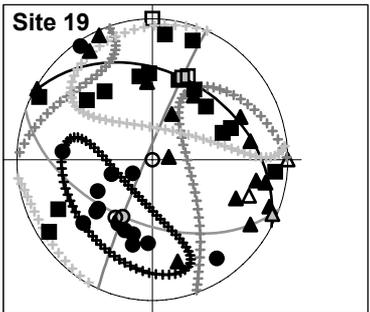
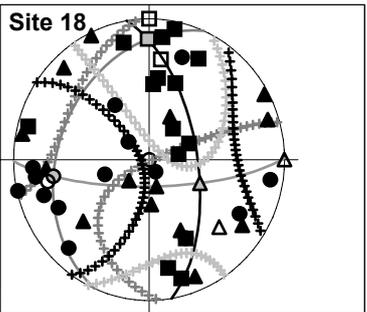
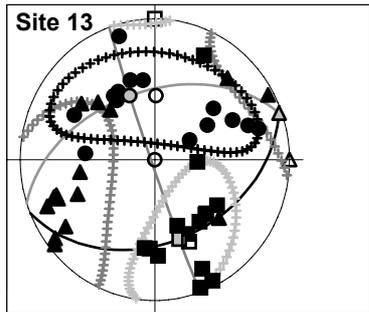
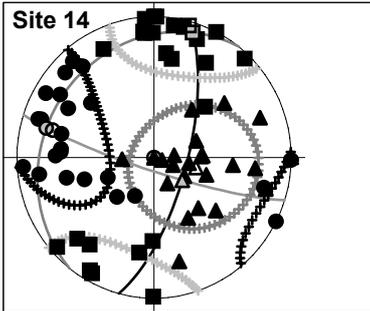
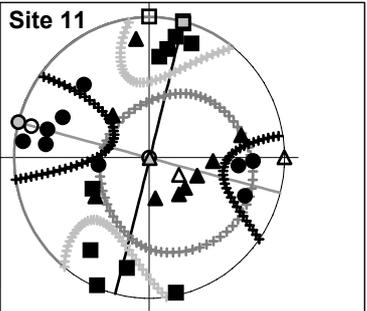
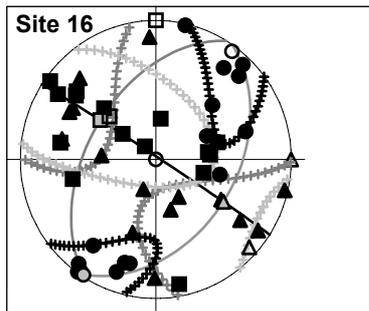
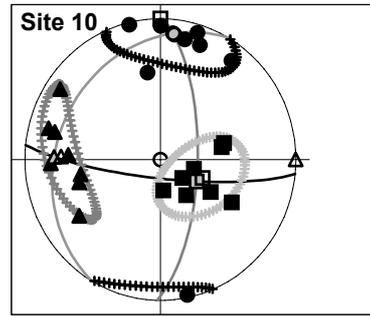
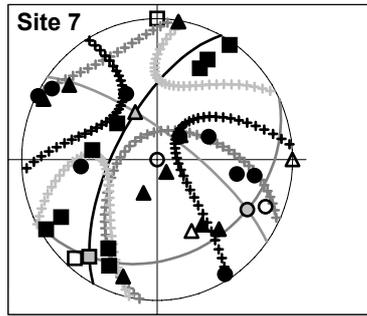
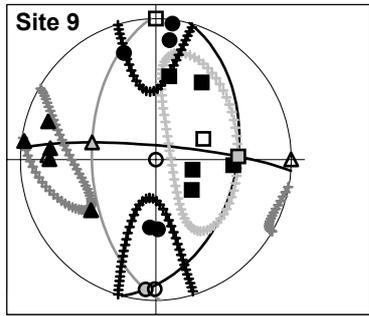
Echantillons étudiés par ASM (données mesurées)

n	Foliation			Linéation		site
	Azimut	Pendage	Pitch	Azimut	Pendage	
14	144	23	115,4	207	21	1
12	40	28	9,1	212	4	2
14	151	8	101	230	8	3
19	33	4	64	149	4	4
14	219	87	73	228	73	5
4	159	63	156	327	21	6
25	259	74	160	73	19	12
22	127	75	102	255	71	20
23	262	26	130	309	19	21
19	283	35	97	22	34	22
23	133	89	87	149	87	23
7	155	50	146	178	26	26
8	109	54	53	147	40	27

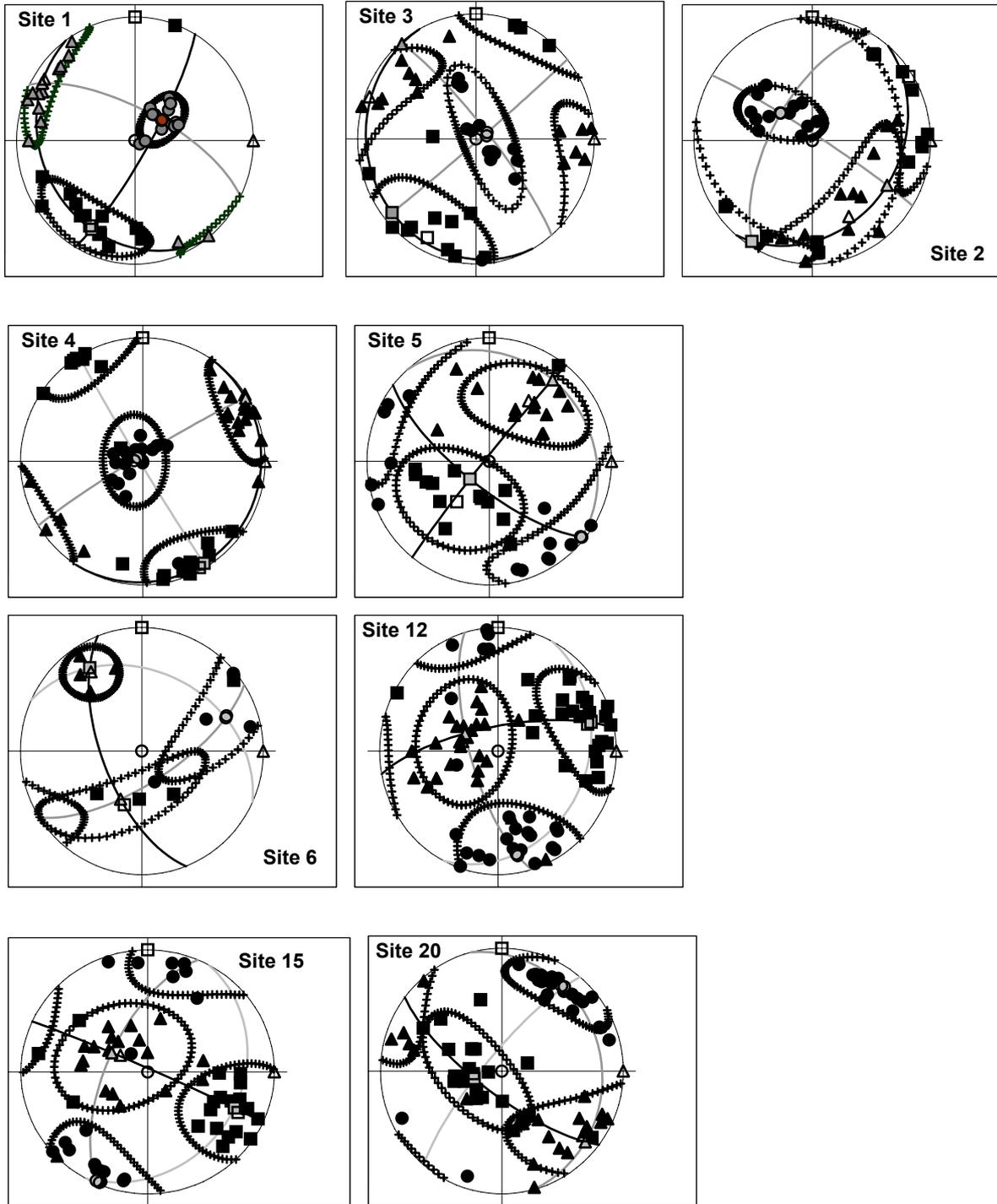
n	Foliation			Linéation		site
	Azimut	Pendage	Pitch	Azimut	Pendage	
9	208	65	162	216	16	7
3	257	50	110	16	46	8
5	275	82	140	88	39	9
8	96	79	67	120	65	10
9	14	89	0	14	0	11
14	68	41	87	162	40	13
23	15	70	8	18	8	14
15	303	88	49	305	49	16
11	61	35	128	106	27	17
14	350	61	18	359	15	18
15	298	38	84	21	38	19
11	189	89	80	197	80	24
11	78	50	71	140	47	25

Foliations et linéations mesurées sur le terrain pour chaque site étudié de la région de La Paz, B.C.S., Mexique.

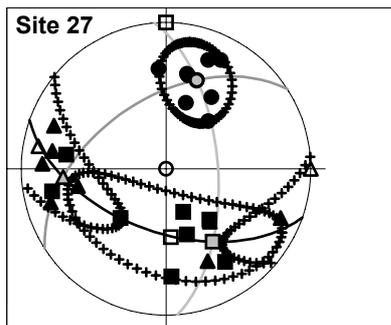
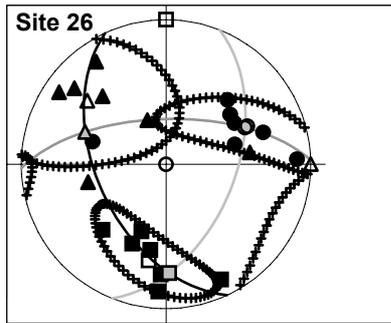
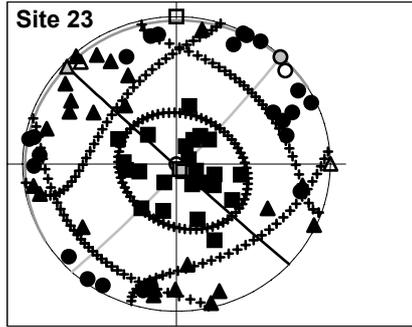
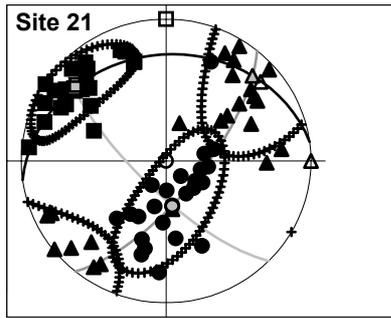
RESULTATS ASM AVALANCHE DE DEBRIS



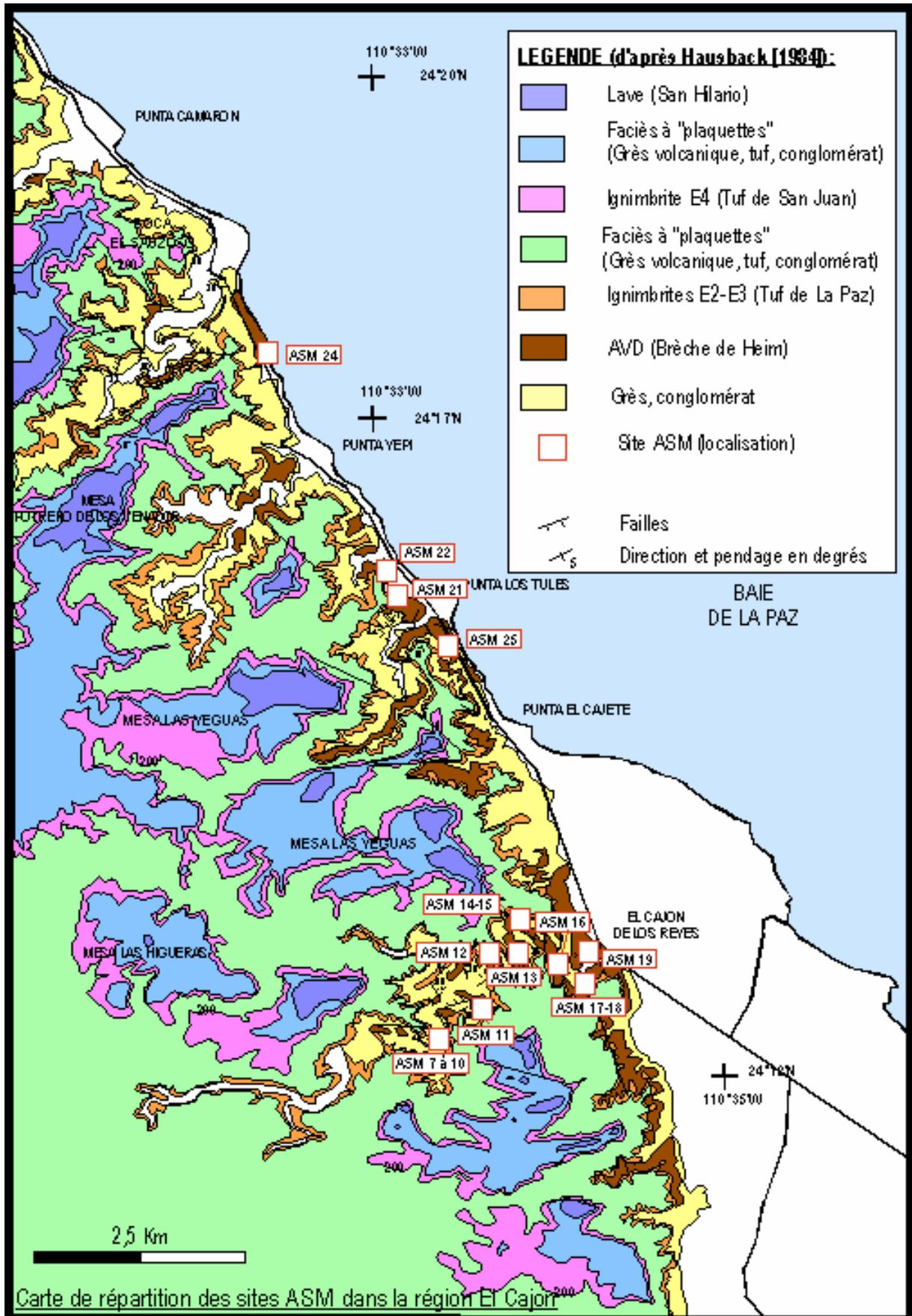
RESULTATS ASM IGNIMBRITE



Annexes



Légende : ■ Meilleur k1 calculé, ● meilleur k3 calculé (pôle du plan de foliation), ▲ meilleur K2 calculé (pôle du plan de linéation).



*Annexes*

Site	k1	k2	k3	L	F	P'	T	Flinn
1	1,037	1,021	0,943	0	1,037	8	0,94324952	0,92123567
2	1,016	1,013	0,972	1,004	1,042	1,05085	0,83969	0,09524
3	1,011	1,0	1,0	1,007	1,018	1,02591	0,44135	0,38889
4	1,011	1,0	1,0	1,008	1,018	1,02675	0,36456	0,44444
5	1,008	1,002	0,99	1,007	1,012	1,01877	0,26626	0,58333
6	1,013	1,005	0,982	1,008	1,024	1,03342	0,48108	0,33333
7	1,002	1,000	0,999	1,002	1,001	1,00306	-0,29254	2
8	1,029	0,994	0,978	1,036	1,016	1,05385	-0,38169	2,25
9	1,003	1	0,997	1,003	1,004	1,00653	0,15459	0,75
10	1,004	1,0	1,0	1,003	1,006	1,00925	0,3786	0,5
11	1,002	1,0	1,0	1,002	1,001	1,0031	-0,28992	2
12	1,006	1,001	0,994	1,005	1,007	1,01245	0,17116	0,71429
13	1,002	1	0,998	1,002	1,002	1,00344	0	1
14	1,004	0,999	0,997	1,005	1,002	1,00779	-0,43998	2,5
15	1,006	1	0,994	1,006	1,006	1,01203	0	1
16	1,002	1	0,998	1,001	1,002	1,00383	0,31617	0,5
17	1,003	1,002	0,995	1,001	1,007	1,00894	0,87267	0,14286
18	1	1	1	1	1,001	1,00074	0,39465	0
19	1,002	1,001	0,997	1,002	1,004	1,00541	0,35487	0,5
20	1,006	1,002	0,992	1,004	1,01	1,01441	0,45919	0,4
21	1,002	1	0,998	1,003	1,002	1,00442	-0,18459	1,5
22	1,018	1,001	0,982	1,017	1,019	1,03644	0,07537	0,89474
23	1,007	0,998	0,995	1,009	1,003	1,01307	-0,46084	3
24	1,001	1	0,999	1	1,001	1,00124	0,27243	0
25	1,004	1,002	0,994	1,003	1,008	1,01113	0,51697	0,375
26	1,012	1,002	0,987	1,01	1,015	1,02529	0,21268	0,66667
27	1,007	1,007	0,986	1,001	1,021	1,02481	0,94381	0,04762

**K1, k2 et k3 sont respectivement les susceptibilités maximum, intermédiaire et minimum ; L : Linéation, F : Foliation ; P' : Degré d'anisotropie et T : paramètre de forme de l'ellipsoïde**

**Valeurs calculées du tenseur moyen de l'ellipsoïde de déformation dans la région de La Paz (B.C.S., Mexique).**

**EXEMPLE de résultats obtenus après manipulation par le logiciel SUFAR :**

2-2A ANISOTROPY OF SUSCEPTIBILITY Program SUFAR ver.1.1  
 \*\*\*\*

Azi 145 O.P. : 12 90 12 0 Nom. vol. 10.00

Dip 70 Demag. fac. : YES Holder -4.81E-06 Act. vol. 10.00

T1	F1	L1	T2	F2	L2
00	0/0	0/0	00	0/0	0/0

Field	Mean	Standard	Tests for anisotropy		
[A/m]	susc.	err. [%]	F	F12	F23
300	<b>7.299E-03</b>	0.028	4691.7	30.8	8385.3

Normed principal			95% confidence angles		
susceptibilities			Ax1	Ax2	Ax3
<b>1.0177</b>	<b>1.0150</b>	<b>0.9673</b>	12.4	0.7	0.6
+ - 0.0002	0.0002	0.0002	0.6	12.4	0.7

Anisotropy factors (principal values positive)

L	F	P	'P	T	U	Q	E
1.003	1.049	1.052	1.059	0.894	0.892	0.056	1.046

Principal directions				Normed tensor		
Specimen D	249	354	155	0.9831	1.0105	1.0064
system I	7	64	25	0.0157	-0.0080	0.0166
Geograph D	<b>37</b>	<b>141</b>	<b>294</b>	1.0124	0.9946	0.9930
system I	<b>14</b>	<b>44</b>	<b>43</b>	0.0107	0.0221	-0.0091

11-26-2004

**ANNEXE V**

**Etude géomorphologique du bassin Alfonso – El Carrizal**

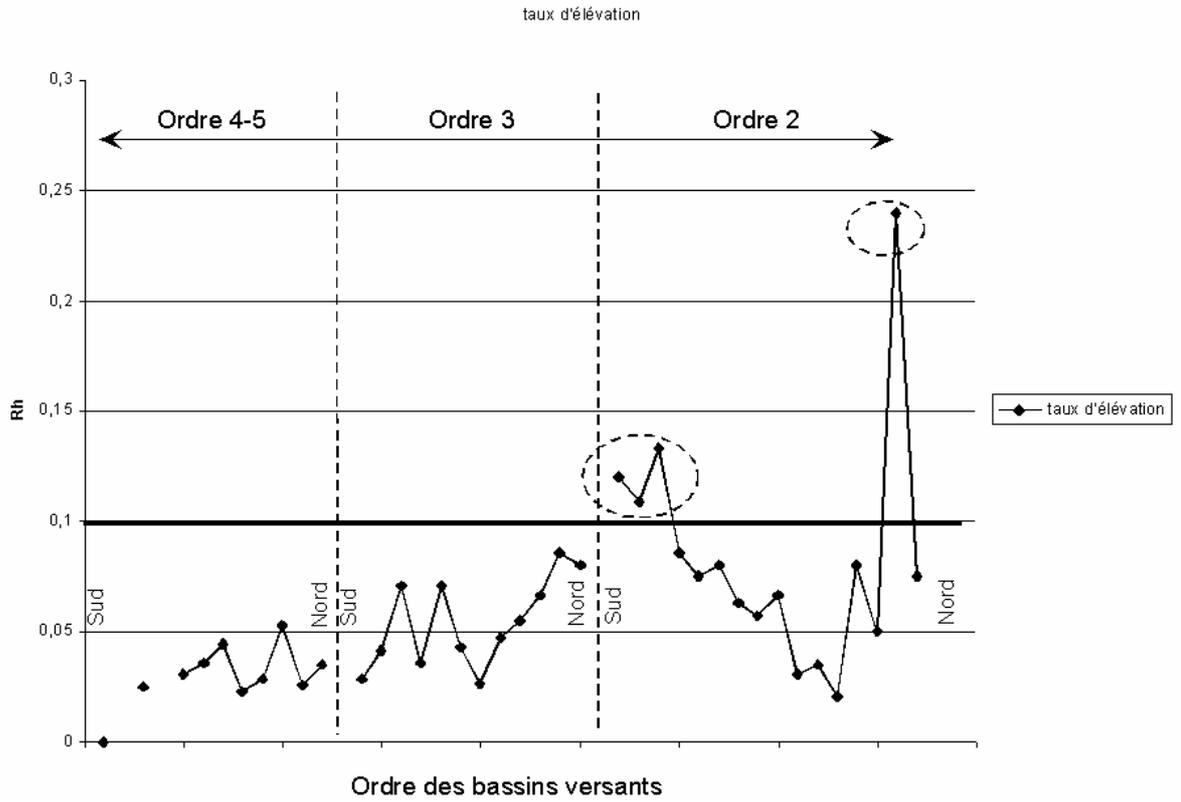


Annexes

ordre bassin	taux de bifurcation	relief		taux d'élévation		aire	densité drainage	densité hydrographique	coefficient d'ajustement
	$R_b = N_u / N_u + 1$	H(m)	Lb (m)	$R_h = H / L_b$	Lc (km)	A (km <sup>2</sup> )	$D = L_c / A$	$F = N_i / A$	$a = F / D^2$
5	3,9	400	16000	0,025	187,75	154,1166667	1,21823294	0,707256407	0,476558493
4	4	400	13000	0,030769231	67,75	48,03333333	1,410478834	1,020124913	0,512767165
3	7	300	10500	0,028571429	38,25	27,8	1,375899281	0,611510791	0,32302106
3	3	300	7250	0,04137931	15,25	10,84166667	1,4066103	1,844734819	0,932365851
3	2,5	300	4250	0,070588235	11,75	7,791666667	1,50802139	1,026737968	0,451486344
3	3,4	400	11250	0,035555556	32,25	23,89166667	1,349843042	0,962678758	0,528341646
2	3	300	2500	0,12	5,25	3,816666667	1,375545852	1,048034934	0,553892668
2	3	300	2750	0,109090909	3,5	3,308333333	1,057934509	1,20906801	1,080272109
2	3	300	2250	0,133333333	5	3,525	1,418439716	1,134751773	0,564
4	4,4	500	14000	0,035714286	96,4	69,50833333	1,386884067	0,79127203	0,4113822
4	3,8	400	9000	0,044444444	48,85	35,625	1,37122807	0,870175439	0,462793692
4	3,8	400	17500	0,022857143	111,25	79,41666667	1,400839454	0,868835257	0,442752178
2	3	300	3500	0,085714286	5,5	3,591666667	1,531322506	1,113689095	0,474931129
2	3	300	4000	0,075	6,5	4,875	1,333333333	0,820512821	0,461538462
2	3	400	5000	0,08	8	6,483333333	1,233933162	0,616966581	0,405208333
4	3	300	10500	0,028571429	136,75	44,875	3,04735376	1,626740947	0,175175212
3	4,5	300	4250	0,070588235	12,65	5,891666667	2,147100424	2,036775106	0,44181287
3	5,3	300	7000	0,042857143	33,75	22,425	1,505016722	0,891861761	0,393744856
2	5	300	4750	0,063157895	9,75	5,7	1,710526316	1,052631579	0,359763314
2	3	200	3500	0,057142857	5,25	2,583333333	2,032258065	1,548387097	0,374905518
2	3	300	4500	0,066666667	6,25	4,041666667	1,546391753	0,989690722	0,413866667
2	3	100	3250	0,030769231	5	2,808333333	1,78041543	1,424332344	0,449333333
2	5	200	5750	0,034782609	12	8,025	1,495327103	0,747663551	0,334375
4	4,3	400	7500	0,053333333	47,5	22,825	2,081051479	1,577217963	0,364188366
4	4,6	400	15500	0,025806452	94,75	46,56666667	2,034717251	1,395848246	0,337155362
3	3	100	3750	0,026666667	9,8	7,691666667	1,274106176	1,170097508	0,720793419
3	4,5	400	8500	0,047058824	44,5	23,875	1,863874346	1,465968586	0,421979548
2	4	100	4750	0,021052632	9,5	3,766666667	2,522123894	1,327433628	0,208679594
4	5,8	400	11500	0,034782609	108,25	54,08333333	2,001540832	1,479198767	0,36923055
3	3,2	200	7250	0,027586207	26	15,83333333	1,642105263	1,136842105	0,421597633
3	4,5	300	3000	0,1	11,75	5	2,35	2,4	0,434585785
3	4,3	200	3500	0,057142857	14,5	7,85	1,847133758	2,292993631	0,672057075
3	2	100	2500	0,04	7,65	3,266666667	2,341836735	3,06122449	0,55818987
2	2	100	1250	0,08	1,75	0,516666667	3,387096774	5,806451613	0,506122449
2	3	300	2000	0,15	3,25	1,5	2,166666667	2,666666667	0,568047337
2	2	300	1250	0,24	1,85	0,783333333	2,361702128	3,829787234	0,686632579
2	12	300	4000	0,075	13	6,366666667	2,041884817	2,041884817	0,48974359

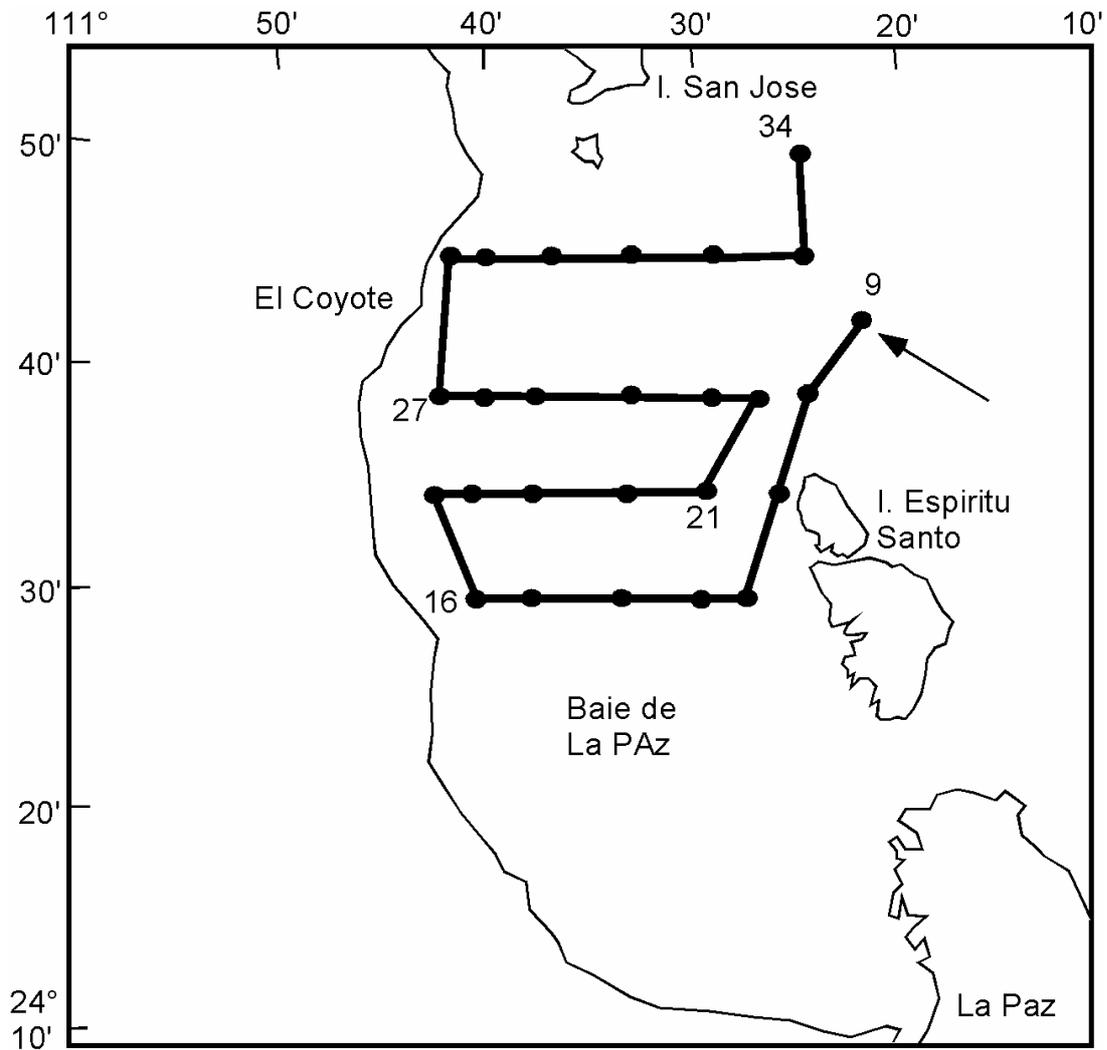
Table des paramètres géomorphiques du bassin Alfonso – El Carrizal

Annexes



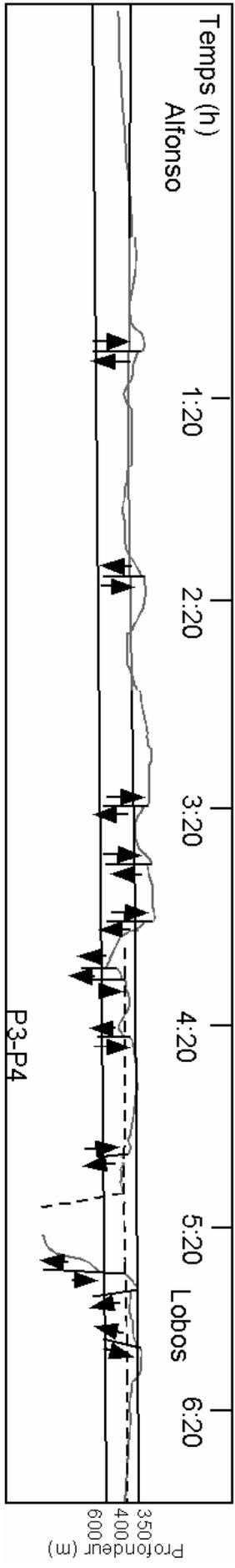
Etude du taux d'élévation en fonction des ordres des bassins versants dans la région de La Paz.

Etude bathymétrique de la Baie de La Paz : détails bathymétriques du Bassin Alfonso d'après les profils sismiques (voir page suivante)



Campagne océanographique Paleo X sur le bateau de recherche EL PUMA en 2001 (tracé en noir correspond à la zone d'étude).

Profil bathymétrique du bassin Alfonso - Lobos (27-28/1/01)



## Résumé :

L'évolution géodynamique de la marge continentale de Californie a entraîné la formation de bassins sédimentaires divergents et est enregistrée par différents marqueurs que nous avons voulu étudier à travers l'exemple du bassin transtensionnel d'Alfonso – El Carrizal, créé pendant l'ouverture du Golfe de Californie, du Miocène à l'Actuel. Cette analyse a permis de différencier les trois grandes phases majeures de l'évolution de cette marge et plus précisément en Basse Californie. Elle nous permet donc de déterminer l'origine et l'histoire du bassin et de comprendre les processus de remplissage au cours de l'évolution de la marge.

L'étude sédimentologique du remplissage du bassin a été réalisée pour chacune des trois phases : subduction, transformation et ouverture du Golfe et nous a permis de différencier quatre séquences. Ainsi le bassin d'Alfonso – El Carrizal possède un substrat résultant d'une activité volcanique intense liée à la phase de subduction qui affecte la marge de la Basse Californie. La phase de remplissage d'un bassin d'avant-arc en extension, est enregistrée par le dépôt de la séquence S2 (Miocène moyen –supérieur), composée de dépôts volcanoclastiques et volcaniques issus du volcanisme andésitique dû à la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Nord-américaine.

L'étude des fabriques magnétiques par la méthode ASM (Anisotropie de Susceptibilité Magnétique), appliquée sur les dépôts proximaux de type avalanche de débris et des dépôts plus distaux de type rhyolitique a permis de mettre en évidence l'existence d'une source volcanique située à proximité de la région de La Paz, à l'origine de tels dépôts.

Mots clés : bassin avant-arc – subduction – golfe de Californie – ignimbrite – avalanche de débris volcaniques - rift.

## Abstract :

Geodynamic evolution of the continental margin of California involved the formation of divergent sedimentary basins and is recorded by various markers, whom we wanted to study through the example of the Alfonso – El Carrizal transtensional basin, created during the opening of the Gulf of California (10-3,5 My). This analysis made it possible to differentiate the three main phases, from the evolution of this margin and more precisely in Baja California. It thus enables us to determine the origin and the history of the basin and to understand the filling processes during the evolution of the margin.

The filling sedimentological study of the basin was carried out for each three phase: subduction, transformation and opening of the Gulf and enabled us to differentiate four sequences. Thus, Alfonso - El Carrizal basin has a substrate resulting from an intense volcanic activity related to the phase of subduction which affects the margin of Baja California. The phase of filling of a basin of fore-arc in extension, is recorded by the deposit of the sequence S2 (middle to upper Miocene), composed of volcanoclastic and volcanic deposits resulting from andesitic volcanicity due to the subduction of the Pacific plate under the North American plate.

The study of the magnetic fabrics by AMS method, applied to volcanic debris avalanche (VDA) deposits and of rhyolitic deposits it possible to highlight the existence of a volcanic source, located near the area of La Paz at the origin of such deposits.

Keywords: fore-arc basin – subduction – gulf of California – ignimbrite – volcanic debris avalanche – rift.

## Resumen:

La evolución geodinámica del margen continental de Baja California Sur está registrada por diferentes marcadores que estudiamos a través del ejemplo de la cuenca transtensional Alfonso – El Carrizal, formada durante la apertura de Golfo de California, del Mioceno hasta el Actual. Este análisis ha permitido diferenciar tres etapas mayores en la evolución del margen y más precisamente en Baja California. Podemos determinar el origen y la historia de la cuenca para entender los procesos de relleno durante la evolución de este margen.

El estudio sedimentológico del relleno de la cuenca ha estado realizado por cada una de las tres etapas: subducción, transformación y apertura del Golfo y ha permitido diferenciar cuatro secuencias. Por eso, la cuenca Alfonso – El Carrizal tiene un sustrato que resulta de una actividad volcánica intensa relacionada con la fase de subducción que afectó el margen de Baja California. La etapa de relleno de la cuenca de ante-arco en extensión está registrada por el depósito de la secuencia S2 (Mioceno medio-superior), compuesta de depósitos volcanoclasticos y volcánicos provenientes del volcanismo andésítico asociado a la subducción de la placa Farallón bajo la placa de Norte América.

El estudio de las fábricas magnéticas por el método ASM aplicado sobre los depósitos proximales de tipo avalanchas de escombros y de los depósitos más distales del tipo riolítico ha permitido definir la existencia de una fuente volcánica situada a proximidad de la región de La Paz.

Palabras-claves: cuenca ante-arco – subducción – golfo de California – ignimbrite – avalanchas de escombros volcanicas – rift.