

# Atlas géologique des formations plio-quaternaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées-orientales)

Étude réalisée dans le cadre du levé de la carte géologique de France

**Cédric DUVAIL** 

**Paul LE STRAT** 

**Bernard BOURGINE** 



#### Septembre 2001 BRGM/RP-51197-FR



Mots clés : Golfe du Lion, Roussillon, Messinien, Pliocène, Pléistocène, Holocène, Gilbert Delta, isopaques, isohypses, Canet1, Elne1.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

DUVAIL C., LE STRAT P., BOURGINE B., 2001 - Atlas géologique des formations plio-quaternaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées - Orientales). *Rapport BRGM/RP-51197-FR*.

© BRGM, 2001, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.



### SYNTHESE

Dans le cadre du programme de la carte géologique de la France, une carte de synthèse à 1/100 000 des formations cénozoïques du Bassin du Roussillon est proposée (Duvail, Le Strat et Clauzon, à paraître). Elle tient compte non seulement des informations de surface, mais également de celles fournies par la subsurface. Ces dernières, présentées dans ce volume, regroupent l'interprétation et la corrélation de 275 logs de forages à vocation hydrologique. L'ensemble de ces données est issu de la Banque du Sous-Sol du BRGM Languedoc-Roussillon, consultables sur le site http://infoterre.brgm.fr/. Les cartes ainsi proposées, correspondent à un découpage lithostratigraphique des formations plio-quaternaires, permettant de caractériser la géométrie des différentes unités sédimentaires.

En ce qui concerne le Pliocène nous avons ainsi pu valider le modèle des Gilbert Deltas (Gilbert, 1885 et 1890) développé par G. Clauzon (Clauzon, 1990), en identifiant trois séries synchrones zancléennes (reposant sur la surface d'érosion messinienne), correspondant de bas en haut au Pliocène marin argileux, au Pliocène marin sableux et au Pliocène continental. Le toit du pliocène marin sableux, apparaît ici, comme une surface riche en enseignement du fait de son dépôt à l'altitude +80 m NGF.

Pour le Pléistocène, les cartes isohypses et isopaques intègrent l'ensemble des formations alluviales.

En ce qui concerne l'Holocène, il est possible de distinguer un Holocène marin vaseux reposant sur la surface de transgression flandrienne, un Holocène marin sableux et un Holocène continental. La surface de transition entre les formations marines et continentales permet également de mettre en évidence des déformations récentes, synthétisées sur la figure présentée en dernière page.



## Sommaire

SYNTHÈSE	
1. TOPOGRAPHIE DU BASSIN DU ROUSSILLON	6
2. PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE	7
2.1. CARTE GÉOLOGIQUE SIMPLIFIÉE	8
2.2 Profil sismique Nord - Sud	9
2.3. PLANCHE DE CORRÉLATIONS DES FORAGES	
2.4. GÉOLOGIE GÉNÉRALE	
2.4.1. L'Oligo-Miocène	
2.4.2. Le Synrift Oligo-Miocène inférieur	
2.4.3. Le Postrift	
2.4.4. Le Miocène supérieur (Tortonien et Messinien)	
3. CARTE DE SUBSURFACE : ISOHYPSES ET ISOPAQUES	
3.1. LE MIOCÈNE : (INCISION MESSINIENNE)	
3.2. LE PLIOCÈNE	
3.2.1. Le modèle génétique des "Gilbert Deltas"	
3.2.2. Épaisseur totale du Pliocène	
3.2.3. Épaisseur du Pliocène marin argileux	
3.2.4. Mur du Pliocène marin sableux	
3.2.5. Épaisseur du Pliocène marin sableux	
3.2.6. Toit du Pliocène marin sableux	
3.2.7. Mur du Pliocène continental	
3.2.8. Épaisseur du Pliocène continental	
3.3. LE PLÉISTOCÈNE	
3.3.1. Modèle géométrique pléistocène	
3.3.2. Mur du Pléistocène	
3.3.3. Épaisseur du Pléistocène	
3.4. L'HOLOCÈNE	
3.4.1. Modèle génétique de l'Holocène	
3.4.2. Base de l'incision holocène	
3.4.3. Épaisseur totale de l'Holocène	
3.4.4. Épaisseur de l'Holocène marin argileux	
3.4.5. Mur de l'Holocène marin sableux	
3.4.6. Épaisseur de l'Holocène marin sableux	
3.4.7. Toit de l'Holocène marin sableux	

3.4.8. Mur de l'Holocène continental	
3.4.9. Épaisseur de l'Holocène continental	
4. CARTE DES DÉPÔTCENTRES	41
5. BIBLIOGRAPHIE	

4



# 1. TOPOGRAPHIE DU BASSIN DU ROUSSILLON





## 2. PRESENTATION GEOLOGIQUE

Le Roussillon est un bassin séparé, au Sud, des Pyrénées, par le faisceau des failles des Albères, au Nord, des Corbières, par le faisceau des failles de Prades et à l'Ouest par le massif des Aspres. A l'Est, le bassin est largement ouvert sur la Méditerranée. L'histoire géologique du Roussillon entre dans le cadre géodynamique d'une marge passive, celle du Golfe du Lion (Gorini, 1993 ; Guennoc, Gorini et Mauffret, 2000).

La méthodologie d'étude du remplissage cénozoïque de ce bassin repose tout d'abord sur une analyse cartographique de synthèse. C'est ce qui a été réalisé depuis 1996 et une carte de synthèse (Le Strat *et al.*, 2001 ; Duvail

*et al.*, 2000) a vu le jour en 2001 lors de l'atelier "GDR marge" sur le Messinien à Perpignan (Le Strat, Duvail, Clauzon, 7-10 septembre 2001). Cette carte de synthèse permet de mettre à jour plusieurs ensembles sédimentaires dont

les génétiques restent à préciser même si leur extension géographique est à peu près connue. La démarche employée pour connaître ces génétiques est de rassembler toutes les données de sismique et de subsurface et d'en faire la synthèse

à partir de modèles génétiques fondés soit sur des géométries tirées des affleurements, soit sur de la sismique. On peut donc différencier d'un point de vue cartographique :

- Un ensemble oligo-miocène synrift puis postrift positionné sur de la sismique des années 1954 et 1959 de la Compagnie d'Exploration Pétrolière (C.E.P.) pour la Société Nationale des Pétroles Languedoc Méditerranée (S.N.P.L.M).

- Un ensemble de transition Tortonien et Messinien établi essentiellement à partir des affleurements et de la sismique.

- Un ensemble pliocène inférieur basé sur le modèle des Gilbert Deltas : delta en eaux profondes dominés par des apports fluviatiles. On verra qu'il existe des prismes sédimentaires synchrones, dont la partie marine sableuse est dominée par des structures de vagues et qui, de fait, ne peut pas être assimilée aux systèmes sableux des Gilbert Deltas.

- Un modèle Pléistocène assis sur des modèles géométriques de terrasses étagées au niveau du Tech, de la Têt, du Réart

et de la Canterranne.

- Un modèle génétique Holocène post-Flandrien calibré par des données de subsurface et par un modèle géométrique

tiré de l'analyse des terrasses.

Nous aborderons donc successivement les différents ensembles géologiques générés par la cartographie et nous

7

en discuterons leurs arguments stratigraphiques et génétiques.















#### 9

C. Duvail, P. Le Strat et la collaboration de B. Alabouvette, J. Perrin, M. Séranne. Décembre 2000.



# N $\mathbf{\dot{N}}$ Profil sismique Nord-Sud du bassin du ROUSSILLON



LENTR

USE AU SERVICE DE LA TE

#### 2.3. PLANCHE DE CORRELATIONS DES FORAGES ELNE 1 et CANET 1



et la collaboration de B. Alabouvette, J. Perrin, M. Séranne Décembre 2000.

BRGM/RP-51197-FR

10

## 2.4. Géologie générale

#### 2.4.1. L'OLIGO-MIOCENE

Les données sont très diverses et très mal datées. Les seules observations réalisées dans le bassin du Roussillon ont été faites sur les carottes du sondage profond d'Elne 1, sur les corrélations avec le sondage de Canet 1 (figure 2.3.), sur le profil sismique Nord-Sud passant par Perpignan (figure 2.2.) et les deux sondages profonds, sur les séries du Conflent, sur le bassin du Boulou et sur la série rouge de Vivès. Les séries du Tortonien et du Messinien ont été calibrées sur les données de terrain. Certains autres bassins ont été revus comme les petits bassins des Corbières (Calvet, 1996).

Les principales datations stratigraphiques sont les suivantes :

- Dans le Conflent, dans la formation de la Lentilla, au-dessus des arkoses de Marquixanes, une faune est rapportée au Burdigalien (Baudelot et Crouzel, 1974 ; Bandet, 1975).

- Dans les Albères les grès de Moulas sont rapportés au Miocène moyen (Gaudant, 1999).

- Dans le sondage Canet 1, une faune des formations marines est rapportée à la transgression du Miocène moyen, et datée du Burdigalien supérieur/Langhien (Clauzon et Cravatte, 1985).

On note aussi les datations des formations marines dans le bassin de Lapalme-Leucate du Burdigalien supérieur base Langhien pour le gisement de Port La Nouvelle et du Serravalien basal pour le gisement de la Butte Leucate (Aguilar et Michaux, 1987; Clauzon, Aguilar et Michaux, 1987).

Par ailleurs, les petits bassins des Corbières ont, eux aussi, livré un certain nombre de gisements pour les séries d'âge oligo-miocène (Calvet, 1996).

#### 2.4.2. LE SYNRIFT OLIGO-MIOCENE INFERIEUR

#### 2.4.2.1. Analyse des sondages profonds et de la sismique (figures 2.2 et 2.3)

Toutes les géométries qui ont servi à justifier cet ensemble sont tirées de l'analyse des forages profonds de Canet 1 et d'Elne 1 et du profil sismique de la C.E.P. pour la S.N.P.L.M. passant par ces deux forages (figure 2.2. et 2.3.). Le premier argument géométrique tiré de cette analyse est qu'il y a une série basculée vers le Nord le long d'une faille

listrique dépendant de la faille normale des Albères (figure 2.2.). Cette observation est réalisée sur le profil sismique et calibrée par le sondage Elne 1 dans lequel Gottis (1958) avait déjà noté cette discordance.

Les faciès, au moins dans le sondage d'Elne 1, sont très spécifiques puisqu'il s'agit de faciès de baie carbonatée soumise à des arrivées par débordements de faciès fluviatiles.

Toute la série synrift post-basculement consiste, par contre, en des faciès fluviatiles qui aggradent verticalement et qui sont constamment à l'accomodation. Il n'y a pas dans l'analyse des séries de signes d'approfondissement manifeste. Cette dernière remarque est très importante car cette génétique est à la naissance, sur l'arrière pays, d'une paléosurface, dite surface fondamentale (Calvet, 1996), synchrone qui est significative d'un profil de dépôt très peu penté et sans incision notable. Cette dynamique va perdurer au moins jusqu'à la fin de la transgression du Miocène moyen.

11



#### 2.4.2.2. Analyse des affleurements

Parallèlement à l'analyse des sondages, l'examen des affleurements a été réalisé.

La série la plus complète rapportée historiquement au Miocène inférieur est celle de la vallée de Vivès. Ici affleure plus ou moins en continu une série essentiellement fluviatile qui évolue depuis des cônes alluviaux à la base, dont on ne connaît pas le contact avec le substratum, jusqu'à des faciès de plaine d'inondation au sommet. L'évolution des milieux de dépôts est tout à fait comparable à celui décrit dans les sondages profonds d'Elne 1 et de Canet 1 : c'est à dire que l'on assiste à une sédimentation aggradante constamment à l'accomodation qui voit se mettre en place des profils de dépôts de moins en moins pentés significatifs de l'installation d'une paléosurface synchrone sans incision notable sur l'arrière pays.

Nulle part dans cette formation n'existent de séries distales qui pourraient s'apparenter aux faciès distaux du Miocène moyen et tout porte à penser que ces faciès sont corrélables avec les faciès fluviatiles attribués aux faciès synrift de l'Oligocène et du Miocène inférieur dans les sondages de Canet 1 et d'Elne 1.

En première interprétation toute la série rouge fluviatile avec ses cônes alluviaux adjacents doit être rapportée, de par ses génétiques, à la série synrift attribuée à l'Oligo-aquitanien voire au Burdigalien.

#### 2.4.3. LE POSTRIFT

Les séries postrift sont très significatives.

En sondage ce sont des séries marines datées du Burdigalien terminal / Langhien au sondage Canet 1 (Clauzon et Cravatte, 1985). Elles sont marquées par des réflecteurs caractéristiques isopaques, scellant les structures, significatifs du passage de la subsidence tectonique à une subsidence thermique plus généralisée.

A l'affleurement, dans le bassin du Boulou, les séries datées du Miocène moyen, correspondant aux grès de Moulas sont affectées par des structures de vagues généralisées qui contrastent complètement avec les faciès fluviatiles de la série rouge de Vivès sous-jacente.

Dans le bassin de Lapalme-leucate les séries datées de la limite Burdigalien/Langhien et du Serravalien basal (Aguilar et Michaux, 1987; Clauzon, Aguilar et Michaux, 1987) sont elles aussi, d'un faciès marin incontestable.

Ces séries postrift ont donc un caractère distal certain et vont faire perdurer, du fait de la transgression des faciès, la paléosurface initiée pendant le synrift. Cette paléosurface est confirmée comme la paléosurface fondamentale des auteurs (Calvet, 1996).



#### 2.4.4. LE MIOCENE SUPERIEUR (TORTONIEN ET MESSINIEN)

Consécutivement à la mise en place du postrift et avant le remplissage du pliocène inférieur Zancléen des Gilbert Deltas, il existe un ensemble de formations dont l'âge et la genèse reste très problématique. L'interprétation que l'on en donne est justifiée par les processus génétiques et les géométries de ces formations.

Il s'agit du Nord vers le Sud de :

La brèche d'Espira de l'Agly et de Baixas,

La brèche romaine et orientale de Baixas datée du Paléocène (Peybernès et al., 2001),

La brèche de Rigarda (Conflent),

La brèche de Thuir,

La brèche de Tordères.

Quels sont les éléments géologiques en présence ?

Pour la brèche romaine et orientale de Baixas, il s'agit de brèches sédimentaires et post métamorphes qui reposent en discordance, à la fois angulaire et cartographique, sur le mur mésozoïque et qui remplissent des cavités karstiques ou des fissures subverticales nettement sécantes sur la stratification des terrains antérieurs plissés (Peybernès *et al.*, 2001). Elles sont interprétées comme relatives à des dépôts dans les canyons sous-marins et localement associées à des hémipélagites à foraminifères planctoniques dano-sélandiens.

Du point de vue faciologique, pour les autres brèches, il s'agit en général de formations à éléments variés, fonction de l'arrière pays dont elles sont issues, liées par une matrice limoneuse rougeâtre caractéristique (Calvet, 1996).

Du point de vue géométrique, ces brèches reposent sur le substratum (du remplissage cénozoïque) par une incision comme la brèche de Thuir ou sont fossilisées par l'incision messinienne telles les brèches de Thuir et de Rigarda ; certaines présentent une incision à leur base et présentent des remaniements de brèches de brèches à leur sommet comme la brèche de Baixas au sondage de Rivesaltes.

Tout se passe comme s'il y avait une première incision postérieure à la surface fondamentale miocène moyen avec une première série de brèches tortoniennes (brèches de Thuir, Rigarda, Espira de l'Agly, Baixas) scellées par une autre incision, rapportée au Messinien. Cette dernière est cartographiquement bien délimitée avec des brèches associées messiniennes, comme la brèche de Tordères et des remaniements sédimentaires de brèches de brèches (sondage de Rivesaltes).

Cette interprétation est aussi liée à un certain nombre d'observations dynamiques. Tout d'abord sur le profil sismique profond on observe une inversion tectonique, qui est postérieure au Miocène moyen et antérieure à l'incision messinienne. Ensuite, d'un point de vue cartographique on observe dans la région de Maureillas et de Trompette un chevauchement qui affecte les cônes alluviaux d'origine fluviatile du Miocène inférieur et qui est fossilisé par l'incision messinienne. Ce même chevauchement décale altimétriquement, dans ce même secteur, les grès de Moulas du Miocène moyen.

On peut donc conclure qu'il existe bien une phase tectonique importante postérieure au Miocène moyen marin avec la paléosurface fondamentale et antérieure au Messinien. Cette phase tectonique est à l'origine :

- de l'inversion tectonique observée sur le profil sismique,

- du chevauchement de Maureillas et de Trompette qui affecte bien les séries des cônes alluviaux du Miocène inférieur,

- du décalage altimétrique du Miocène moyen au grès de Moulas, près du Boulou,
- d'incisions dans la paléosurface fondamentale du Miocène moyen (Thuir, Espira de l'Agly et Baixas). Les brèches de baixas étant polyphasées, leurs jeux peuvent débuter au Tortonien et perdurer jusqu'au Messinien,
- de la mise en place de brèches par démantèlement de l'arrière-pays (Baixas, Espira, Rigarda, Thuir) avec une matrice à base d'altérites rougeâtres en provenance du démantèlement de la paléosurface fondamentale.
- L'ensemble de ces géométries est scellé par l'incision messinienne.
- L'incision messinienne génère elle-même des brèches postérieures à synchrones (brèches de Tordères).

D'un point de vue génétique cette interprétation met en place deux dynamiques d'incision. L'une, tortonienne, liée à un uplift des massifs anciens et au démantèlement de la paléosurface fondamentale et l'autre, messinienne, initiée par la crise de salinité qui est elle d'origine eustatique.



# 3. CARTE DE SUBSURFACE : ISOHYPSES ET ISOPAQUES



## 3.1. le Miocène : (incision messinienne)

L'incision messinienne (figure 3.1.) est un objet qui cartographiquement se suit très bien. Elle est induite eustatiquement et due à la crise de salinité qui existe dans toute la Méditerranée occidentale (Clauzon, 1990 et 1999). Elle est jalonnée de brèches liées à la période de chute du niveau marin. C'est le cas de la brèche de Tordères et c'est aussi l'interprétation que l'on donne à la signification des brèches de brèches d'origine sédimentaire observées dans le sondage de Rivesaltes. Ces brèches ont en général une signature relativement différente des brèches tortoniennes. Leur matrice est moins rougeâtre et donc d'origine altéritique moins prononcée.

L'incision messinienne comporte enfin de véritables paléovallées comme à Mas Tauriac (Clauzon, 1990) et scelle les structures tectoniques antécédentes (chevauchement de Trompette et de Montesquieu).





## 3.2. Le Pliocène

Les séries pliocènes occupent cartographiquement la plus grande partie du remplissage du bassin. Le modèle génétique lié à son remplissage est celui des Gilbert Deltas (figure 3.2.1.) bien mis en évidence par Clauzon (1990, 1999). Cartographiquement cela permet de mettre en place trois formations qui, si elles sont diachrones d'un point de vue progradation, ont une mise en place synchrone. Dans le sens lithostratigraphique on distingue du bas vers le haut : Le Pliocène marin argileux (figure 3.2.2.), le Pliocène marin sableux (figures 3.2.4, 3.2.5., 3.2.6.) et le Pliocène continental (figures 3.2.7., 3.2.8.).

L'extrême base du Pliocène marin représente la base du Zancléen (biozone MPL1) (Clauzon et Cravatte, 1985 ; Clauzon et al., 1985b) dont l'âge radiométrique est voisin de 4,9 Ma (Marabini et Vai, 1988).

Le toit du remblaiement continental superposé à la célèbre faune du Serrat d'en Vacquer datée de -4 Ma (Aguilar et Michaux, 1987; Clauzon *et al.*, 1988) lui est légèrement postérieur (3,9 / 3,8 Ma). C'est à cette époque que l'on attribue la surface d'abandon du Pla del Rey.

Ces imputations chronologiques ont une double implication. D'une part elles permettent de mesurer les taux de sédimentation de ce périmètre distal et d'autre part de déterminer le contexte eustatique de dépôt de la série marine par référence à la charte de P. R. Vail (Haq *et al.*, 1987) et revue pour les bassins européens (De Graciansky *et al.*, 1998).

L'intégralité de la série pliocène (tous faciès confondus) représente une colonne sédimentaire de l'ordre de 900 mètres au droit du littoral actuel. Sa durée de mise en place a couvert 1,1 ma. Le taux brut (non décompacté) de sédimentation s'établit ainsi à 82 cm/1000 ans. En ce qui concerne les contraintes eustatiques, la chronologie révèle que l'essentiel du remblaiement de la ria s'est effectué en période de "stillstand sea level" (Vail et Hardenbol, 1979) du cycle TB 3.4 (Haq *et al.*, 1987, De Graciansky *et al.*, 1998).

#### Le Pliocène marin argileux (figure 3.2.3.)

Il s'agit essentiellement de silt argileux et d'argiles silteuses à faune marine de lamellibranches et de microfaune d'Ostracodes. L'ensemble s'agence suivant de grandes obliques à grand rayon de courbure voisin de 10° de pendage : "les bottom set beds".

#### Le Pliocène marin sableux (figures 3.2.4., 3.2.5., 3.2.6.)

Il s'agit essentiellement d'arénites et de rudites d'origines diverses bien arrondies non cimentées nourrissant par "systèmes d'avalanches" de grandes obliques progradantes à pendage pouvant atteindre 35°: "les fore set beds". Cette configuration est valable pour les deltas nourris par des émissaires fluviatiles comme le Paléotech ou la Paléotêt.

En ce qui concerne les espaces géographiques entre les deltas dominés par des apports fluviatiles, il existe des deltas sableux marins dominés par des structures de vagues où les processus sont relativement différents. On retrouve des grandes obliques de progradation avec des pendages plus faibles de l'ordre de 15° à 20° mais l'ensemble montre de grandes structures de vagues comme des rides enchevêtrées. Le matériel est beaucoup plus fin, de la taille des arénites, et beaucoup mieux classé.

Les deux types de deltas s'imbriquent intimement l'un dans l'autre. Leurs relations s'agencent suivant des diagrammes de substitution du cadre paléogéographique de l'époque.

#### Le Pliocène continental (figures 3.2.7., 3.2.8.)

Le Pliocène continental regroupe un ensemble de formations qui sont d'amont en aval :

- Les cônes alluviaux avec des blocs d'origines variées en fonction de l'arrière pays d'où ils proviennent,

- Des faciès palustre à lacustre avec des lignites et des calcrètes,

- Des faciès sableux à conglomératiques alluviaux avec des structures planaires majoritaires : "les top set beds",

- Des faciès marins sableux avec d'anciens niveaux de plage.

L'ensemble de ces faciès s'intègrent dans un diagramme de substitution proximal distal depuis les cônes alluviaux jusqu'aux faciès de plage.

En ce qui concerne les déformations structurales, la déformation syn-dépôt est reconnue grâce aux déformations des lignes isopaques, notamment pour le Pliocène marin sableux (figure 3.2.5.). En effet on assiste là à une migration proximale distale, sur la ligne de la Paléotêt, des dépôtcentres avec une très nette variation dans les épaisseurs. Cette disposition ne peut s'expliquer sans une déformation synchrone des dépôts. L'interprétation que l'on en donne est calée sur l'analyse de profils sismiques offshore pour les mêmes séries (Lofi *et al.*, à paraître) avec la présence de failles listriques (faille en "roll over") qui affectent ces dépôts. Cette interprétation permet donc de générer de façon synchrone des épaisseurs maximales en arrière de la faille et un minimum de dépôts au front de la faille.

De même pour les déformations syn à post-dépôt du Zancléen, l'analyse de la carte des isohypses du toit de la formation sableuse marine (figure 3.2.6.), du fait de son dépôt à environ 80 m NGF de la période de "stillstand sea level" (Vail et Hardenbol, 1979) du cycle TB 3.4 (Haq *et al.*, 1987), permet de visualiser son basculement vers l'Est. En effet, le toit du Pliocène marin sableux se retrouve basculé depuis des altitudes de 250 mètres dans le Conflent, ou 150 mètres au Boulou, jusqu'à –200 m au niveau de Perpignan. Ce basculement concrétise non seulement les déformations syn à post-dépôt liées à la tectonique mais aussi les déformations liées à la compaction des séries notamment argileuses.



#### **3.2.1. LE MODELE DES "GILBERT DELTAS"**













22











#### BRGM/RP-51197-FR

26

## 3.3. Le Pléistocène

Le Pléistocène (figures 3.3.1, 3.3.2., 3.3.3.) correspond dans le bassin du Roussillon à un ensemble de terrasses étagées visibles sur les principaux cours d'eau actuels qui sont, du Nord au Sud, la Têt, le Réart, la Canterranne et le Tech. Elles sont significatives de l'enfoncement d'un réseau fluviatile dans le substrat pliocène. On peut distinguer 6 niveaux de terrasses étagées (Duvail et Le Strat, 2000) :

- une très haute terrasse que l'on attribue au Günz par analogie avec les étages alpins,

- une haute terrasse attribuée au Mindel,

- une terrasse attribuée au Riss,

Ces trois terrasses sont essentiellement composées de galets siliceux largement éolisés.

- une terrasse attribuée au Würm ancien,

- une terrasse attribuée au Würm récent,

- une terrasse attribuée au tardiglaciaire avec un niveau supérieur et un niveau inférieur.

Ces dernières terrasses ont un spectre de galets moins altérés et beaucoup plus ouvert en fonction de l'arrièrepays dont elles sont issues, avec notamment des galets siliceux, granitiques, gneissiques mais aussi schisteux.

On distingue entre les niveaux attribués au Würm et les niveaux attribués au Riss un épisode éolien important qui donnera la dépression éolienne de Bages (Ambert et Clauzon, 1992).

Ces terrasses sont géométriquement reliées à des cônes alluviaux en provenance surtout des Albères. Elles sont aussi génétiquement liées aux trois générations de moraines glaciaires identifiées par Calvet (1996). Il reste aussi à mettre en place les relations avec les prismes marins quaternaires (Rabineau, 2001 ; Lofi *et al.*, à paraître).

L'ensemble de ces terrasses est imputable à des épisodes glaciaires qui voient leur maximum d'extension vers 18000 ans BP avec un niveau marin qui se situe à -120 mètres NGF (Labeyrie *et al.*, 1976).





-450







## 3.4. L'Holocène

Pour une meilleure compréhension des objets cités, on nomme le prisme holocène le prisme consécutif au maximum transgressif de la remontée marine flandrienne (6500 ans BP environ, L'Homer comm. or.).

Les corrélations tirées de la subsurface (figure 3.4.1) à l'échelle du Roussillon permettent de mettre en place plusieurs formations progradantes diachrones mais dont la mise en place est synchrone. On distingue dans le sens lithostratigraphique :

L'Holocène marin argileux (figures 3.4.2., 3.4.4.) l'Holocène marin sableux (figures 3.4.5., 3.4.6., 3.4.7.) et l'Holocène continental (figures 3.4.8., 3.4.9.).

L'Holocène marin argileux correspond à des vases ou des silts argileux souvent nauséabonds à coquilles de lamellibranches.

L'Holocène marin sableux correspond à des arénites bien classées, parfois à des rudites fines à débris de coquilles de lamellibranches.

L'Holocène continental correspond soit à des faciès fluviatiles de sables et de conglomérats, soit à des faciès palustres à lagunaires d'argilites verdâtres le plus souvent.

D'un point de vue structural, le toit de l'Holocène marin sableux (figure 3.4.7.), déposé entre 4 mètres en position proximale et 0 mètre en position distale (Aloïsi *et al.*, 1973) va enregistrer toutes les déformations supérieures à cet intervalle. On note donc au pied des Albères des déformations positives (+ 12m pour le toit des faciès marins) et au droit de la plaine de la Salanque des déformations négatives (- 5m pour le mur des formations continentales).







Conglomérat alluvial des terrasses pléistocènes

PLEISTOCENE



0 1 2 km

C.Duvail et P. Le Strat, 2001



**3.4.1.MODELE GENETIQUE DE L'HOLOCENE** 









#### BRGM/RP-51197-FR

34



#### BRGM/RP-51197-FR

35









39



# **4. CARTE DES DEPOTCENTRES**

Cette carte (figure 4) reprend, en premier lieu, toutes les déformations structurales enregistrées par les différents cartes isohypses et isopaques. Elle reprend aussi les différents dépôtcentres pour toutes les formations examinées. Cette carte interprète, en termes de migrations de dépôtcentres, les principaux axes de progradation ou de rétrogradation des différentes formations. On note très clairement l'avulsion des systèmes quaternaires par rapport aux systèmes pliocènes inférieurs. On remarque de même la rétrogradation dans les point bas des formations holocènes par rapport au Pléistocène et au Pliocène.

Les relations géométriques entre les différents dépôtcentres et les linéaments structuraux est évidente, notamment pour le Pléistocène et l'Holocène dans la plaine de la Salanque.







# **5. BIBLIOGRAPHIE**

Aloïsi J.C., Monaco A., Thommeret J., Thommeret Y., 1973 – Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du Golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique. Vol. XVII, pp.13-22, Paris.

Ambert P., Clauzon G., 1992 – Morphogenèse éolienne en ambiance périglaciaire : les dépressions fermées du pourtour du Golfe du Lion (France méditerranéenne). Z. Geomorph. N. F., suppl.-Bd.84, 55-71, Berlin – Stuttgart.

Aguilar J.P., Michaux J., 1987 – Essai d'estimation du pouvoir séparateur de la méthode biostratigraphique des lignées évolutives chez les rongeurs néogènes. Bull. Soc. Géol. France, série 8, 2 (6) : pp. 1113-1124, Paris.

Bandet Y., 1975 – Les terrains néogènes du Conflent et du Roussillon nord-occidental. Thèse, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 56p.

Baudelot S., Crouzel F., 1974 – La faune burdigalienne des gisements d'Espira-du-Conflent (Pyrénées-Orientales). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 110 (3-4) : 311-326.

Calvet M., 1996 – Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées-Orientales . Documents du BRGM 255, Presse Universitaire de Perpignan, tome1, tome 2, tome 3, ed. BRGM, Orléans

Clauzon G., Cravatte J., 1985 – Révision chronostratigraphique de la série marine traversée par le sondage Canet 1 (Pyrénées-Orientales) : Apport à la connaissance du Néogène du Roussillon. C. R. Acad. Sc., Paris, série 2, 30, pp. 1351-1354.

Clauzon G., Cravatte J., Robert Ch., 1985b - Révision micropaléontologique et analyse des associations de minéraux argileux de la série mio-pliocène rencontrée par le sondage Canet 1 (Pyrénées-Orientales, France) : Contribution à l'histoire néogène du bassin du Roussillon. Colloque Ch. Déperet, Perpignan, résumés : 17.

Clauzon G., Aguilar J.P., Michaux J., 1987 – Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 304 (11) : pp.585-590.

Clauzon G., Cojan I., Maillart J., 1988 – Evolution géodynamique et paléogéographique du bassin néogène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France). Interim-Colloquium on "Neogene paleogeography of the Western Mediterranean : problems related to the palinspatic reconstruction", Gargano, résumé 30p.

Clauzon G., 1990. - Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques.- Paléobiologie continentale, Montpellier, vol. XVII, 1990, pp. 125-155.

Clauzon G., 1999 – L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma. Cérège, Europôle de l'Arbois, 13545 Aix-en-Provence.

De Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R., 1998 - Mesozoïc and Cenozoïc sequence stratigraphy of European basins. SEPM special publication # 60



Duvail C., Le Strat P., 2000 – Terrasses fluviatiles quaternaires de la vallée du Tech (Pyrénées-Orientales). Atelier "Golfe du Lion" Paris, 10 et 11 mai 2000. GDR "Marges".

Duvail C., Le Strat P., Clauzon G, à paraître – Synthèse cartographiques à 1/100 000 des formations cénozoïques du bassin du Roussillon. B.R.G.M. éd.

Gaudant J., 1999 - Présence du genre *Lates* Cuvier et Valenciennes (Poissons téléostéens, *Percoidei*) dans les grès de Moulas, près du Boulou (Pyrénées-Orientales). Géologie de la France, 4, pp.67-75.

Gilbert G. K., 1885. - The topographic features of lakes shores. U. S. Geol. Surv. Rep., 5:75-123, Washington.

Gilbert G. K., 1890. - Lakes Bonneville. U. S. Geol. Surv., 1: 438 p., Washington.

Gottis M., - 1958, Bull. Soc. Géol. Fr., (6), 8, n°8,, pp. 881-883.

Gorini C., 1993 - Géodynamique d'une marge passive : Le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Université Paul Sabatier de Toulouse III. 264 pp.

Guennoc C., Gorini C., Mauffret A., 2000 – Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligoaquitanien et de la surface messinienne. Géologie de la France, 3, pp. 67-97.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P., 1987 – Chronology of fluctuating sea levels since Triassic (250 million years ago to present). Science, 235 (4793) : 1156-1167.

Labeyrie J., Lalou C., Monaco A., Thommeret J., 1976 – Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de –33000 ans BP à nos jours. C. R. Acad. Sci. Paris, t.282, série D, pp. 349-352.

Le Strat P., Duvail C., Bourgine B., 2000 – Le bassin néogène du Roussillon : Histoire de son remplissage. Atelier "Golfe du Lion" Paris, 10 et 11 mai 2000. GDR "Marges".

Le Strat P., Duvail C., Clauzon G., 2001. - Présentation des travaux de cartographie du BRGM en Roussillon depuis 1996. Atelier "Messinien dans le Golfe du Lion" Perpignan, 7-10 septembre 2001.

Lofi J., Gorini C., Berné S., Clauzon G., De Clarens P., Dos Reis T., Fouchet C., 2001, - Plio-Quaternary reconstruction of Western Gulf of Lion continental margin (N W Mediterranean) : prograding clinoform wedges fill the accomodation space created during the Messinian Salinity crisis. (à paraître)

Marabini S., Vai G.B., 1988 – Geology of the Monticino Quarry, Brisighella, Italy. Stratigraphic implications of its late Messinian mammal fauna. Field trip Guidebook Intern. Workshop "Continental faunas at the Miocene/Pliocene boundary ": pp.39-52, Faenza.

Peybernès B., Fondecave-Wallez M.J., Combes P.J., Eichène P., 2001 - Découverte d'hémipélagites à foraminifères planctoniques paléocènes dans les "brèches de Baixas" (Pyrénées Orientales). C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes 332, pp. 633 – 640.

Rabineau M., 2001 – Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôt quaternaires sur la marge du Golfe du Lion : enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université de rennes I. 455pp.

Vail P.R., Hardenbol J., 1979 – Sea-level changes during the Tertiairy. Oceanus, 22 (3) : pp. 71-79, San Diego.



•

## BRGM SGR Languedoc Roussillon 1039, rue de Pinville - 34430 Montpellier - tél. : 04 67 15 79 80