

ORME
Observatoire Régional Méditerranéen sur l'Environnement

DOCUMENT PUBLIC

***Synthèse hydrogéologique de la vallée de la Têt
(Pyrénées Orientales)***

Rédigé sous la responsabilité de
N. COURTOIS
avec la collaboration de
P. LE STRAT et J.P. MARCHAL

**Novembre 2001
RP-51321-FR**



Mots clé : Observatoire Régional Méditerranéen sur l'Environnement, bassin méditerranéen, Pyrénées Orientales, vallée de la Têt, géologie, hydrogéologie.

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

Courtois N., Le Strat P., Marchal J.P. (2001) – Synthèse hydrogéologique de la vallée de la Têt (Pyrénées Orientales). BRGM/RP-51321-FR.

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

Synthèse

Dans le cadre du projet de recherche ORME (Observatoire Régional Méditerranéen sur l'Environnement), le BRGM a été chargé de rédiger une synthèse hydrogéologique de la vallée de la Têt. ORME se propose d'être une plate-forme de recherche pour une approche intégrée des hydrosystèmes du Golfe du Lion et de son bassin versant. Par la variété de ses faciès géologiques, et de son environnement, la vallée de la Têt a été choisie comme une des quatre « zones clés » du bassin méditerranéen étudiées dans ce projet de recherche.

Après une seconde partie consacrée à une présentation générale de la vallée de la Têt, le troisième chapitre donne un aperçu de sa géologie. La mise en place des principales structures est exposée, ainsi que les principales lithologies rencontrées. Deux grands domaines géologiques se partagent le bassin versant de la Têt : un domaine de socle, principalement piloté par la tectonique, et le bassin sédimentaire de remplissage plioquaternaire du Roussillon, dont les géométries sont étroitement liées aux variations du niveau marin.

La quatrième partie propose une synthèse hydrogéologique de la vallée, avec une présentation des principales caractéristiques (ressources, qualité, vulnérabilité) des formations aquifères. Trois types d'aquifères sont représentés dans le bassin versant de la Têt : aquifères de socle, karstiques, et sédimentaires. De par son importance, en superficie et en ressources, le bassin sédimentaire du Roussillon est présenté plus en détail.

Sommaire

Synthèse	1
Sommaire	2
1. Introduction.....	4
1.1 Contexte général : le projet ORME	4
1.2 Proposition de recherche sur le bassin versant de la Têt	5
2. Situations géographique et hydrographique.....	7
2.1 Situations géographique et climatologique	7
2.1.1 Géographie et orographie.....	7
2.1.2 Climatologie.....	7
2.2 Situation hydrologique.....	7
2.2.1 Brève description du bassin versant de la Têt.....	7
2.2.2 Régime hydrologique.....	8
3. Contexte géologique	11
3.1 Structure géologique actuelle.....	11
3.2 De l'orogénèse hercynienne à l'orogénèse pyrénéenne.....	16
3.2.1 Orogénèse hercynienne (I).....	16
3.2.2 Régimes marins (II)	16
3.2.3 Orogénèse Pyrénéenne (II, milieu III)	16
3.3 Le remplissage néogène (III) du bassin du Roussillon	17
3.3.1 L'ouverture du Golfe du Lion (Miocène inférieur)	17
3.3.2 La création du bassin du Roussillon (Miocène et Pliocène).....	18
3.3.3 La formation des Gilbert Deltas (Pliocène)	19
3.4 Les formations quaternaires (IV).....	23
3.4.1 Le Pléistocène	23
3.4.2 L'Holocène	23
3.5 Conclusions.....	26
4. Contexte hydrogéologique	29
4.1 Systèmes aquifères des Pyrénées Orientales.....	29
4.1.1 Systèmes aquifères recensés	29
4.1.2 Vulnérabilité des eaux souterraines	31
4.2 Aquifères de socle.....	31
4.2.1 Ressources.....	31
4.2.2 Qualité / vulnérabilité des eaux souterraines	33
4.3 Aquifères karstiques.....	33
4.3.1 Ressources.....	33
4.3.2 Qualité / vulnérabilité des eaux souterraines	34
4.4 Milieux poreux d'extension limitée	34
4.4.1 Alluvions fluvio-glaciaires du Capcir.....	34
4.4.2 Alluvions de la moyenne vallée de la Têt (Conflent)	34
4.5 Aquifère plio-quaternaire « multicouches » du Roussillon	35
4.5.1 Description de l'aquifère « multicouches »	35
4.5.2 Caractéristiques hydrauliques	36
4.5.3 Ressources et prélèvements	37
4.5.4 Mesures piézométriques.....	39
4.5.5 Qualité des eaux souterraines.....	43
4.5.6 Evolution dans le temps.....	45
5. Conclusions.....	46

Bibliographie.....	47
Liste des figures	49
Liste des tableaux.....	50

1. Introduction

1.1 CONTEXTE GENERAL : LE PROJET ORME

Cette synthèse hydrogéologique de la vallée de la Têt est réalisée dans le cadre du projet d'Observatoire Régional Méditerranéen sur l'Environnement (ORME). Ce projet a été présenté par le Centre de Formation et de Recherche sur l'Environnement Marin (CEFREM), de l'Université de Perpignan, en réponse à l'appel à proposition « Zones ateliers de recherche sur l'environnement » du Programme Environnement, Vie et Sociétés (PEVS) du CNRS.

ORME se propose d'être une plate-forme de recherche pour une approche intégrée des hydrosystèmes du Golfe du Lion et de son bassin versant, qui prenne en compte les interactions entre les compartiments du système continent – atmosphère – océan, à différentes échelles spacio-temporelles : à court et long terme, à l'échelle locale et à l'échelle du système régional Languedoc-Roussillon, puis à l'échelle de la Méditerranée. Différents types d'interactions seront à discerner : ce qui est lié à une évolution naturelle (dont les changements climatiques), et ce qui est lié à l'activité humaine (utilisation des ressources en eau et en matériaux et des ressources vivantes, usage des sols, pollutions, ...). L'hydrosystème est pris comme un indice de l'impact anthropique et/ou climatique sur l'environnement régional.

ORME a pour ambition de répondre à plusieurs questions clés :

1. Quels sont les flux géochimiques et les transferts d'eau, de sédiments, et d'éléments (C, N, P) entre les sous-systèmes concernés ? Quelle est la part de l'activité humaine dans ces échanges, notamment pour le transfert de polluants organiques et inorganiques ?
2. Quel est le rôle du climat et des événements météorologiques (crues et tempêtes) dans le contrôle de ces échanges ? Peut-on prédire les conséquences d'un éventuel changement climatique sur le fonctionnement des systèmes ?
3. Quel est l'impact des apports terrestres sur l'écosystème marin côtier ? Peut-on déterminer des indicateurs biologiques pour la qualité de ces milieux ?
4. Quelle est la pression socio-économique sur les écosystèmes ? L'exploitation des ressources en eau et en autres matières est-elle compatible avec un développement durable de l'environnement ?
5. Quelle est l'influence des politiques et de la législation sur la qualité de l'eau et des écosystèmes qui en dépendent ?
6. Peut-on établir, sur la base de données acquises, une rétrospective de l'évolution des systèmes physico-chimiques et socio-économiques ? Et peut-on faire une prospective pour les années à venir ?

Pour apporter des réponses à ces questions, quatre zones-clés représentatives de l'ensemble des écosystèmes de la région ont été sélectionnées : (1) la partie aval du bassin versant du Rhône (Camargue), (2) le bassin versant de l'Hérault, (3) le bassin versant de la Têt, et (4) le Golfe du Lion (Figure 1).



Figure 1 : Les zones-clés du programme ORME

Sur ces zones-clés, et pour répondre aux questions posées, il s'agira d'exploiter les données déjà acquises depuis plusieurs années par les différentes équipes impliquées dans le projet, mais aussi d'acquérir des données nouvelles.

1.2 PROPOSITION DE RECHERCHE SUR LE BASSIN VERSANT DE LA TÊT

La Têt a été sélectionnée comme zone-clé pour différentes raisons :

- avec son bassin versant de 1417 km², c'est le plus grand fleuve du Roussillon,
- elle représente l'essentiel des ressources en eau du département des Pyrénées Orientales,
- son bassin versant présente des faciès variés, des zones montagneuses à l'amont à la plaine du Roussillon en aval,
- elle subit de nombreuses influences d'origine anthropique : contrôle des écoulements par le barrage de Vinça, prélèvements d'eau pour l'irrigation, pollution par déversement des eaux agricoles et urbaines,...

L'objectif principal du projet ORME est le développement d'un modèle géochimique du fonctionnement de la Têt, qui puisse servir comme outil pour une meilleure gestion des actions anthropiques, et qui puisse également fournir des informations pour étudier l'impact des apports dans le milieu marin (en particulier les apports en sédiments, carbone, azote et phosphore).

Un suivi régulier de la composition chimique et minéralogique des matières dissoutes et particulaires des eaux de la Têt a été mis en place pour identifier les sources de ces matières à l'intérieur du bassin versant et pour proposer des bilans de leur exportation à la Méditerranée.

Pour le bassin versant de la Têt, les questions auxquelles le projet ORME se propose de répondre sont les suivantes :

1. Quel est l'état de pollution des eaux de la Têt et quelle en est l'origine (agricole, urbaine, industrielle,...) ? Quel en est l'impact sur le milieu marin proche (eutrophisation, réduction de la biodiversité, effets toxiques,...) ?
2. Quel est le rôle des échanges fleuve/nappes phréatiques pour l'introduction des polluants dans le milieu naturel ? Est-ce qu'il existe des pratiques agricoles moins polluantes ?
3. Est-ce que l'alimentation des nappes est toujours assurée par les apports de la Têt, ou est-ce que les prélèvements d'eau dans le fleuve et dans les nappes peuvent conduire à une dégradation qualitative et quantitative de ces réservoirs, avec le risque associé d'un élargissement du biseau salé vers l'intérieur des terres ?
4. Quel est l'impact du barrage de Vinça sur l'exploitation de l'eau dans le bassin versant ? Le barrage provoque-t-il actuellement une réduction des apports en sédiments et en autres éléments à la mer, avec d'éventuelles conséquences sur la dynamique littorale ?
5. Quel est l'impact des crues de la Têt (et des autres fleuves roussillonnais comme l'Agly et le Tech) sur la production et la structure des communautés marines, sur l'état sanitaire du littoral, et sur l'évolution de la zone côtière ?

Dans le cadre du projet ORME, le BRGM a été chargé de rédiger une synthèse hydrogéologique de la vallée de la Têt.

2. Situations géographique et hydrographique

2.1 SITUATIONS GEOGRAPHIQUE ET CLIMATOLOGIQUE

2.1.1 Géographie et orographie

Le département des Pyrénées-Orientales est tout en contrastes.

Un contraste de relief d'abord. Plusieurs massifs montagneux représentent l'essentiel de sa surface : le massif du Carlit (2921 m) à l'ouest, le massif du Canigou (2784 m) entre les vallées de la Têt et du Tech, et le massif des Albères en bordure sud. En revanche, dans les vastes plaines du Roussillon (850 km²) qui s'ouvrent à l'est sur le Golfe du Lion, l'altitude ne dépasse pas 200 m. Le littoral de direction principale Nord-Sud est constitué d'un cordon de dunes qui abrite une zone basse marécageuse et des étangs (Figure 3).

2.1.2 Climatologie

Le département est soumis à un climat de type méditerranéen tempéré, mais le relief et la proximité de la mer entraînent des contrastes notables : contrastes climatiques plus accentués, températures plus basses (températures moyennes annuelles de 2,5 à 15°C), et pluies plus abondantes dans les secteurs montagneux que dans les vallées et les plaines.

Les précipitations les plus faibles sont observées dans la vallée de la Têt en aval de Prades, et les plus fortes sur le Canigou, en particulier sur son versant sud (Vallespir). La pluviométrie moyenne annuelle sur la période 1970-1989 est de 553 mm à Vinça, et de 1325 mm au Chalet-des-Cortalets, situé à l'altitude 2150 m dans le massif du Canigou.

Ces précipitations peuvent être très variables d'une année à l'autre. Pour la station de Perpignan, si la moyenne annuelle sur la période de référence 1946-1993 est de 579 mm, les années 1964 et 1992 ont été particulièrement pluvieuses (respectivement 1084 et 1009 mm), et la période 1973-1976 est la plus sèche avec une moyenne de 383 mm.

Pour la station de Perpignan, la moyenne annuelle du nombre de jours de pluie est de 89 sur la période 1946-1993. Ces pluies sont en général brèves et violentes : par exemple, le 26 septembre 1992 près de Perpignan, 202 mm sont tombés en 12,5 heures, dont 166 mm en 3 heures (Chabart, 1996).

2.2 SITUATION HYDROLOGIQUE

2.2.1 Brève description du bassin versant de la Têt

Le département des Pyrénées Orientales peut être subdivisé en 8 bassins versants, ceux des trois petits fleuves côtiers de l'Agly, de la Têt et du Tech, dépendants de la Méditerranée, étant les plus importants. Le Réart aboutit dans l'étang de Canet-Saint-Nazaire.

Avec une longueur de 114 km, un bassin versant global de 1417 km² (1280 km² à Perpignan), et un débit moyen annuel de l'ordre de 13 m³/s, la Têt est la rivière la plus importante du Roussillon (Figure 3). Elle prend sa source à 2450 m d'altitude (Lac Bleu), au pied du Pic du Prigue, dans le massif du Carlit, parcourt la Cerdagne jusqu'à Mont-Louis, traverse le Conflent jusqu'à Vinça, où elle quitte la montagne pour entrer dans la plaine du Roussillon (Figure 4 et Figure 5). 47% de la surface du bassin versant de la Têt se situent entre 1000 et 2000 mètres d'altitude.

Le bassin versant de la Têt peut être subdivisé en trois parties :

- La partie supérieure, des sources à Mont-Louis, qui comprend de vastes lacs assurant l'alimentation de la rivière en période d'étiage (Lac des Bouillouses). Le régime torrentiel est atténué par la présence de paliers (« plas »), qui correspondent à des niveaux d'érosion caractéristique de la Cerdagne.
- Dans la moyenne vallée, de Mont-Louis à Vinça, la Têt coule dans un lit profondément encaissé dans des gorges, et elle reçoit de nombreux affluents : la Carança, le Mantet, le Routja, le Cady, le Taurinya et la Lentilla en rive droite, et le ruisseau de Cabrils, le Nohèdes et la Castellane en rive gauche.
- A la sortie des gorges de Vinça, la Têt entre dans sa basse vallée constituée par les formations plio-quaternaires de la plaine du Roussillon. Même si l'écoulement se régularise, les pentes restent élevées pour un cours d'eau de plaine : 4‰ de Millas à Perpignan (Dazy, 1965). De Saint-Féliu d'Avall à Canet, le lit est limité en rive droite par une falaise (affleurement de terrains pliocènes), et il s'élargit en rive gauche. A partir de Bompas, la Têt entre dans la plaine d'inondation de la Salanque, large zone deltaïque commune aux bassins de l'Agly et de la Têt.

2.2.2 Régime hydrologique

Depuis 1976, le barrage de Vinça, d'une capacité de 24,6 Mm³, régule le cours de la Têt à son entrée dans la plaine du Roussillon. Il a pour rôle d'écrêter les crues et de constituer une réserve en eau pour soutenir l'étiage (en aval du barrage, le débit ne doit pas descendre en dessous de 6 m³/s). Son remplissage s'effectue de Janvier à Juin, et il déstocke ensuite à partir de Juillet pour être vide fin Octobre.

Dans les haute et moyenne vallées, de nombreux canaux d'irrigation gravitaire détournent une partie de l'eau de la Têt et de ses affluents pour l'arrosage des cultures.

Une partie des eaux de surface sert aussi pour l'énergie hydroélectrique : la Têt et ses affluents la Ribérole, la Carança, et la Rotja alimentent en cascade les usines de Fontpédrouse, Thuès, Olette, Sahorre et Fuilla (Guitard, 1998).

Comme toutes les rivières des Pyrénées Orientales, la Têt présente un régime hydrologique très irrégulier. Les débits moyens annuels montrent de fortes variations (Figure 2).

Deux périodes d'étiage s'observent : la plus marquée est celle de l'été (août et septembre), celle de l'hiver est surtout sensible en amont de Vinça, dans la partie en altitude du bassin versant, où les précipitations hivernales sont stockées sous forme de neige. A Perpignan, des débits d'étiage inférieurs à 300 l/s ont déjà été enregistrés. Dans les haute et moyenne vallées de la Têt, le déficit d'écoulement est aggravé par les prélèvements des canaux d'irrigation.

Avec la proximité de la Méditerranée, l'orographie de la région, les pentes fortes, et le régime pluviométrique méditerranéen (pluies intenses sur de courtes durées), les crues peuvent être

très violentes et parfois catastrophiques (les « aiguats »). A Perpignan, le débit des crues décennales est de l'ordre de $500 \text{ m}^3/\text{s}$, et une pointe a été estimée à $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ lors de la crue historique d'Octobre 1940. Les grands bassins versants d'altitude des affluents de la Têt (rivière de Carança, de Mantet, Rotja, Cady, Lech,...) peuvent entraîner une montée des eaux très rapides dans les gorges. De plus, des quantités très importantes de matériaux sont charriées par la rivière lors des crues, ce qui les rend d'autant plus dangereuses.

Les crues d'automne sont plus importantes que celles du printemps.

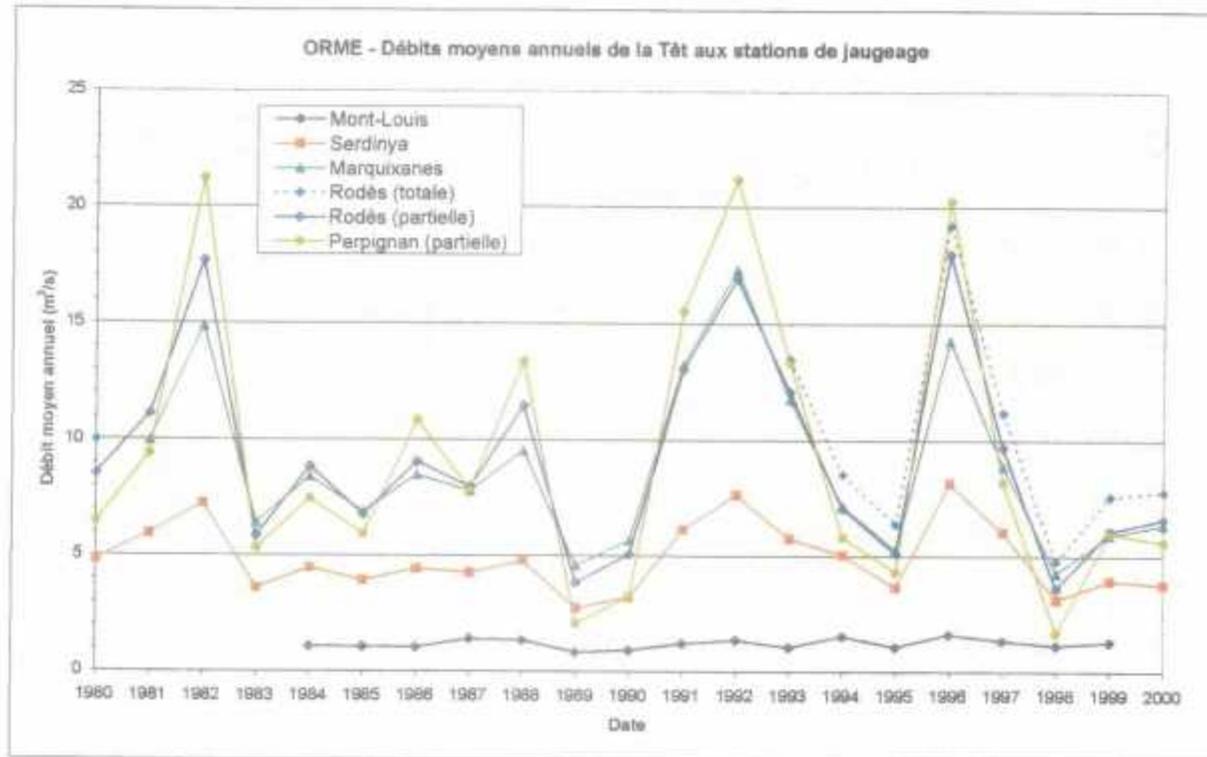


Figure 2 : Débits moyens annuels de la Têt aux stations de jaugeage

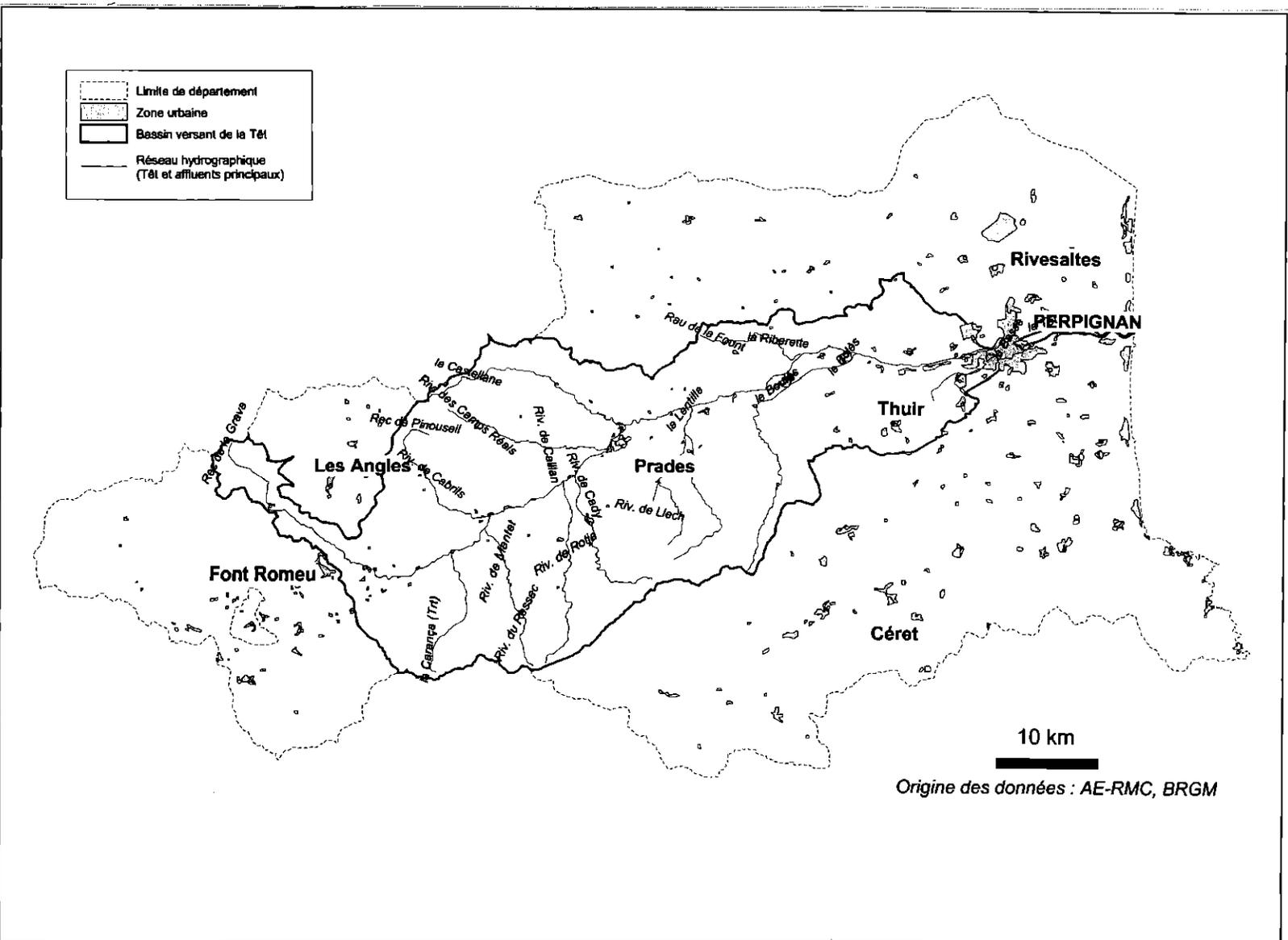


Figure 3 : Carte de situation du bassin versant de la Têt

3. Contexte géologique

3.1 STRUCTURE GEOLOGIQUE ACTUELLE

Du sud au nord, les Pyrénées (Figure 4) sont subdivisées en trois unités structurales : la Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP), La Haute-Chaîne Primaire Axiale, et la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP).

- La Haute Chaîne Primaire forme l'ossature des actuelles Pyrénées-Orientales. A l'affleurement apparaissent le socle anté-paléozoïque et paléozoïque (I), et des reliques de sa couverture mésozoïque (II). La Haute Chaîne Primaire est séparée de la Zone Nord Pyrénéenne par la Faille Nord Pyrénéenne, au nord du massif granitique de Quérigut-Millas.
- La Zone Nord Pyrénéenne (Pyrénées Septentrionales) est complexe, et associe des terrains anciens comparables à ceux de la Chaîne Primaire, et des terrains mésozoïques plissés(II).
- La Zone Sud-Pyrénéenne (Pyrénées Méridionales), du versant sud de la Haute Chaîne Primaire jusqu'au bassin de l'Ebre, est constituée de terrains sédimentaires plissés, mésozoïques (II) et cénozoïques (III).

Schématiquement (Figure 4, Figure 5, et Figure 6), le bassin de la Têt se répartit sur deux grands domaines géologiques distincts :

- Le domaine de socle, constitué essentiellement de roches magmatiques et métamorphiques (granites, gneiss, orthogneiss, paragneiss, schistes et micaschistes), et de terrains de la couverture sédimentaire du Primaire (I) et du Secondaire (II), que la Têt traverse de sa source à Vinça,
- Le domaine plio-quadernaire du bassin du Roussillon de Vinça à la Méditerranée.

Le bassin du Roussillon, bassin sédimentaire de remplissage plio-quadernaire, est séparé :

- Des Pyrénées au sud par le faisceau des failles de Albères,
- Des Corbières au nord par le faisceau des failles de Prades (ou failles de la Têt),
- Par le massif des Aspres à l'ouest.

Il est largement ouvert à l'est sur la Méditerranée.

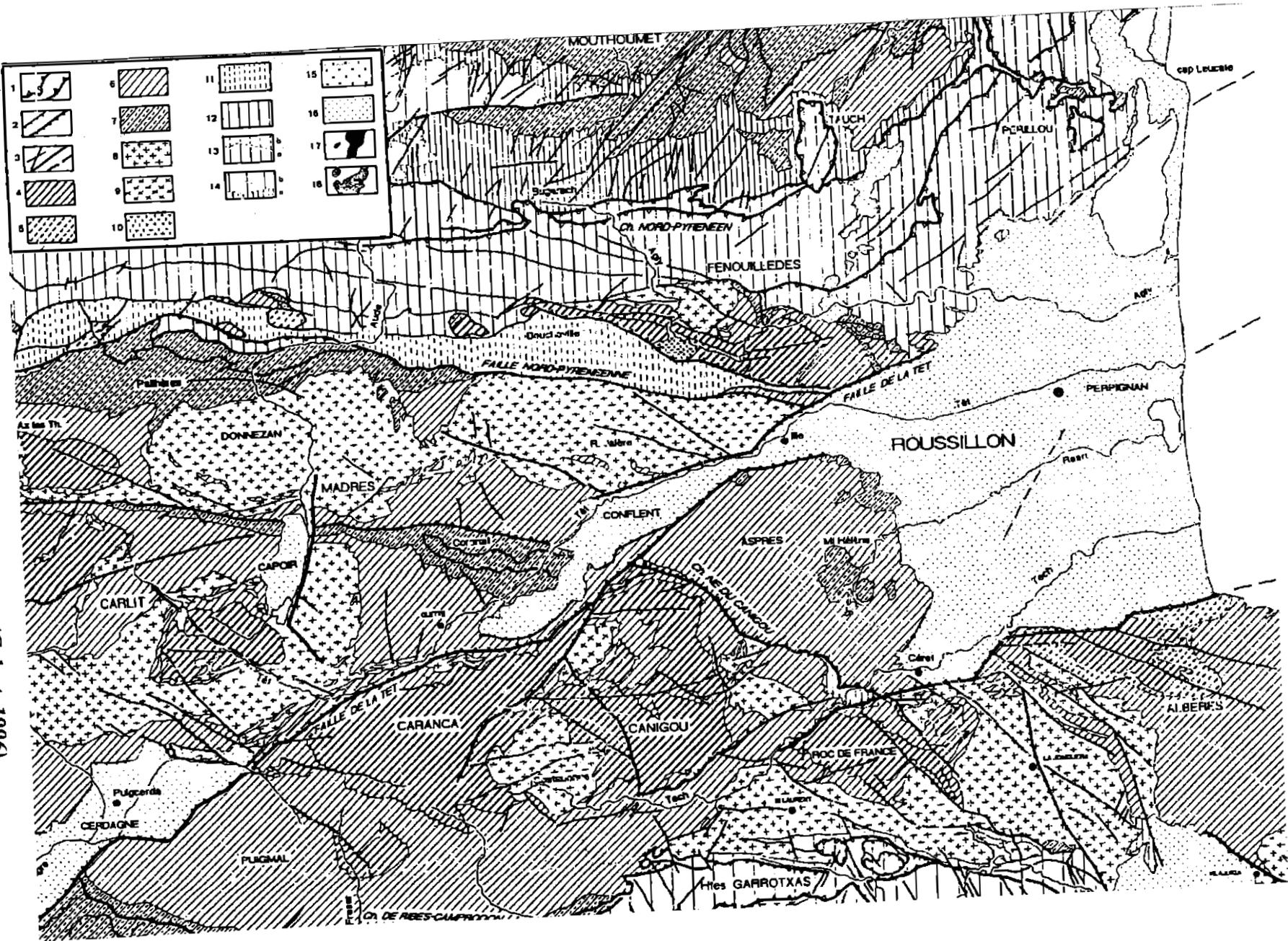


Figure 5 : Carte géologique schématique (Calvet, 1996)

	N°	Légende
Tectonique	1	- Chevauchements pyrénéens dans la couverture sédimentaire - Chevauchements et failles inverses dans le socle (hercyniens ou pyrénéens)
	2	Faille normale néogène
	3	Autres failles ; failles probables ou masquées
Socle hercynien	4	Ortho- et paragneiss précambriens
	5	Migmatites dans le socle précambrien et la base du Paléozoïque
	6	Paléozoïque inférieur (Cambro-ordovicien)
	7	Paléozoïque moyen et supérieur (Caradoc, Silurien, Dévonien, Carbonifère)
	8	Granitoïdes en massifs supérieurs
	9	Granites intermédiaires
Couverture plissée	10	Granites profonds catazonaux
	11	Mésozoïque métamorphique nord-pyrénéen
	12	Série nord-pyrénéenne et zone des flyschs (Mésozoïque carbonaté et marneux puissant et peu lacunaire)
	13	Série mésozoïque décollée ou charriée sud-pyrénéenne, surmontée de Paléogène (b)
	14	- Séries sous-pyrénéennes et couverture sud de la zone axiale base mésozoïque très lacunaire (Trias, Crétacé sup.,...) - Séquence éocène marine (b) base continentale
	15	Conglomérats syntectoniques et molasses continentales paléogènes des bassins flexuraux bordiers
Volcanisme	16	Remblaiement détritique des fossés orientaux (Oligocène, Miocène, Pliocène) et molasses néogènes de l'Aquitaine
	17	Volcanisme basaltique et trachylique du Néogène (11 à 2 Ma)
	18	Volcanisme basaltique quaternaire de la Garroixa (0,4 à 0,02 Ma)

Tableau 1 : Légende de la Figure 5 (Calvet, 1996)

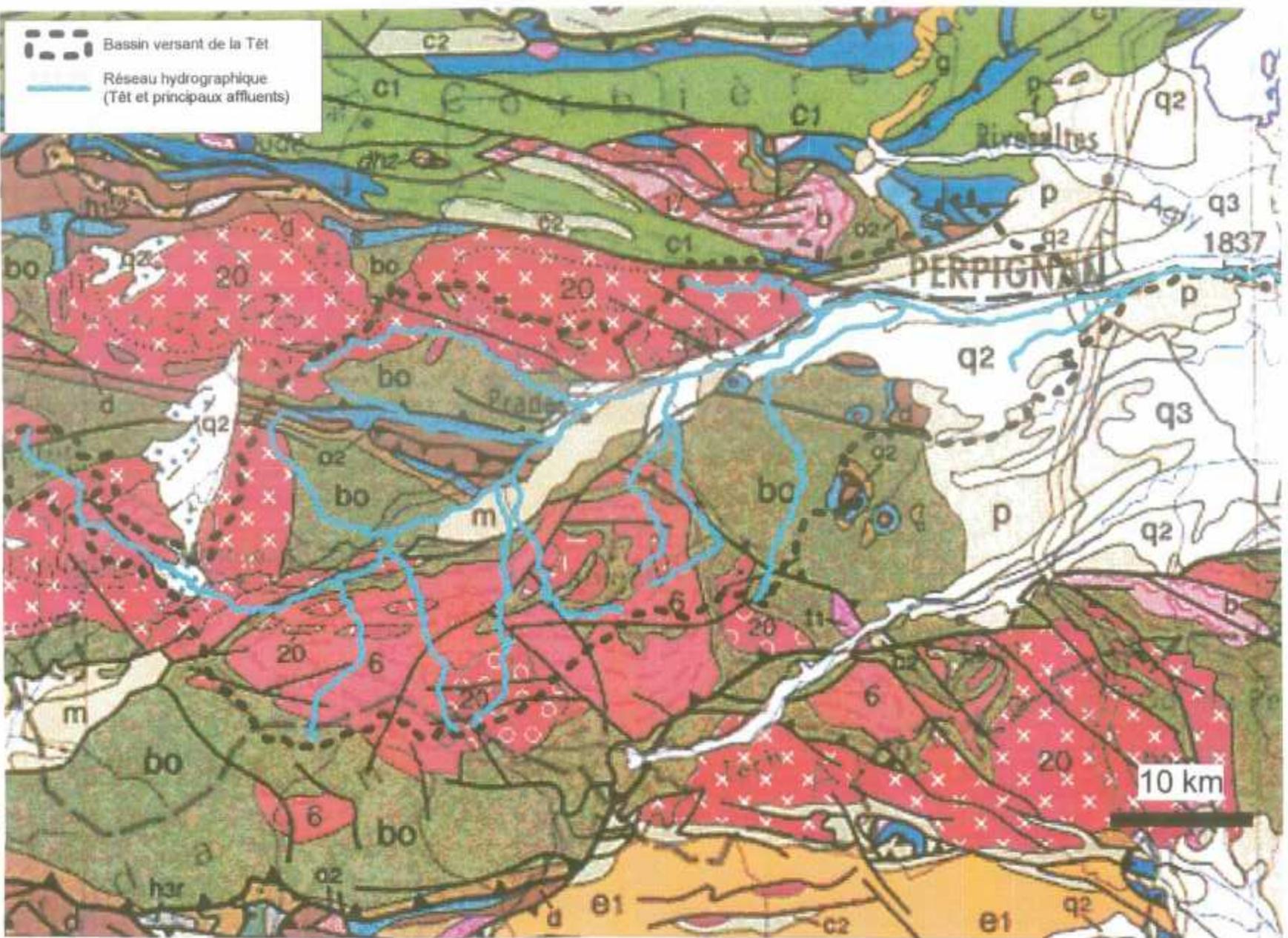


Figure 6 : Situation géologique du bassin versant de la Têt (sur fond de carte géologique au 1/1000000^{ème})

3.2 DE L'OROGENESE HERCYNIENNE A L'OROGENESE PYRENEENNE

La succession et l'évolution des chaînes de montagne et des bassins sédimentaires sur les actuelles Pyrénées-Orientales sont des résultats plus ou moins directs de la tectonique des plaques.

3.2.1 Orogenèse hercynienne (I)

A l'ère Primaire, au Cambrien et au Silurien, dans la zone axiale des Pyrénées occupée par la mer, se déposent essentiellement des sédiments argileux (sédimentation en eau profonde) qui formeront des schistes (schistes de part et d'autre du synclinal de Villefranche).

A partir du Dévonien, les faciès sont essentiellement calcaires (calcaires et dolomies du synclinal de Villefranche, cause de Thuir), ce qui est signe d'une sédimentation marine en eau moins profonde. Ce changement de condition de sédimentation est dû au début de l'orogénèse hercynienne induite par la tectonique des plaques, et qui sera maximale à la fin du Carbonifère. Pendant l'orogénèse, les terrains anciens subissent des déformations (plissements, charriage...) et/ou du métamorphisme (gneiss et orthogneiss du Canigou).

Au Permien, la mer ayant complètement disparu, se produit un phénomène d'intense érosion continentale qui rabote les montagnes hercyniennes, et se poursuit jusqu'au début du secondaire (Permo-Trias). Les faciès sont continentaux et lagunaires (Dazy, 1965).

3.2.2 Régimes marins (II)

Au Lias, se produit une avancée de la mer (transgression marine), avec phase de sédimentation. Dans le bassin de la Têt, cet épisode est représenté par le massif calcaire au Nord-Est de Millas.

Au Jurassique, l'avancée de la mer s'affirme, avec une nouvelle période de sédimentation, qui se traduira par d'importants dépôts calcaires dans l'est des Pyrénées, les Corbières, et jusqu'aux Grands Causses.

A la fin du Jurassique, et au Crétacé inférieur, l'Atlantique commence à s'ouvrir à l'ouest de l'Europe, ce qui annonce le futur espace océanique du Golfe de Gascogne.

Au Cénomaniens (début du Crétacé supérieur), se produit une transgression marine pourtant généralisée au Languedoc-Roussillon, mais qui n'atteint pas le bassin de la Têt.

3.2.3 Orogenèse Pyrénéenne (II, milieu III)

A la fin du Crétacé inférieur, l'Ibérie et l'Europe se séparent pour donner naissance au Golfe de Gascogne (Figure 7). Dans les zones de contrainte, de grandes fractures parallèles de direction Est-Ouest se créent, qui délimitent des compartiments dont certains s'affaissent, et sur lesquels vont s'accumuler des séries alternées de niveaux sableux et argileux, épaisses de plusieurs centaines de mètres, voire de kilomètres.

A partir du milieu du Crétacé, poussée par la plaque africaine, la plaque ibérique entre en collision avec la plaque européenne, ce qui entraîne l'orogénèse pyrénéenne. Pris en étau, les terrains pyrénéens s'empilent pour donner naissance à des reliefs. Cette phase de plissement pyrénéen connaîtra son apogée à l'Eocène (milieu du tertiaire).

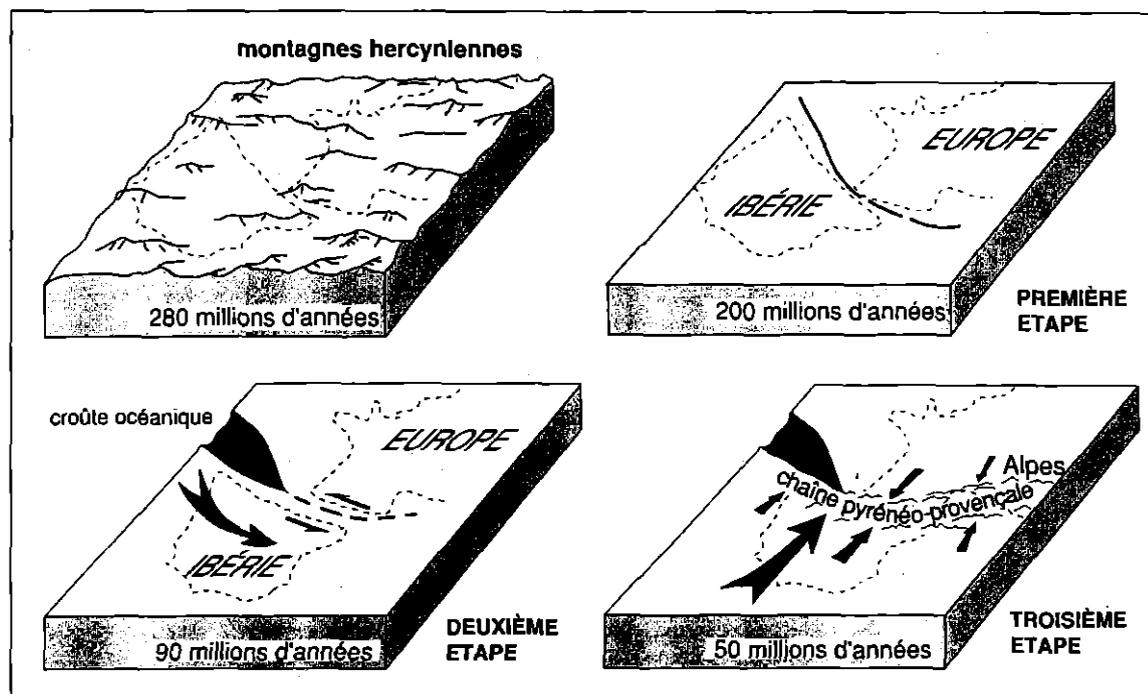


Figure 7 : Collision de la plaque Ibérie avec la plaque Europe (Bousquet, 1997)

3.3 LE REMPLISSAGE NEOGENE (III) DU BASSIN DU ROUSSILLON

Au Néogène (25-1,8 Ma), l'histoire géologique de la chaîne pyrénéo-provençale se poursuit différemment d'Ouest en Est :

- A l'Ouest, dans les Pyrénées Centrales et Occidentales, les reliefs continuent de monter, et subissent des phénomènes d'érosion,
- A l'Est, l'histoire est liée à celle de la Méditerranée.

3.3.1 L'ouverture du Golfe du Lion (Miocène inférieur)

A partir de -30 millions d'années (Oligocène, fin du secondaire), de grandes failles, de Nîmes et de la Camargue aux Pyrénées Orientales, et dans l'actuel Golfe du Lion, provoquent l'affaissement des reliefs dans la partie Est de la chaîne pyrénéo-provençale. Les fossés se remplissent au fur et à mesure de leur formation par accumulation de séries continentales arrachées par l'érosion (torrents,...).

Les effondrements deviennent suffisamment importants pour permettre l'entrée de la Méditerranée, et c'est l'ouverture du Golfe du Lion à l'Aquitainien (Miocène inférieur). Suivant les secteurs (bassins nord montpelliérains), il est certain que cette ouverture débute dès l'Oligocène.

3.3.2 La création du bassin du Roussillon (Miocène et Pliocène)

Le bassin du Roussillon est un fossé d'effondrement (graben), bordé par deux failles majeures : la faille de Prades au nord, et la faille des Albères au sud, qui recoupent les structures éocènes. Sa formation est étroitement liée aux variations du niveau de la mer (variations eustatiques) au Miocène et au Pliocène.

Le bassin du Roussillon se crée en quatre étapes majeures (Figure 8).

- Au début du Miocène (-20 Ma), la mer, dont le niveau est plus élevé que l'actuel (+100m), envahit les terres. De faible profondeur, elle laisse des dépôts de sables, d'argiles et de calcaires.
- Vers -6 millions d'années, la mer se retire (chute du niveau de -1500m par rapport à l'actuel). Pour rejoindre la mer, les cours d'eau s'encaissent, et creusent de profonds canyons dans les sédiments : c'est la phase d'incision messinienne.
- Vers -5 millions d'années (Pliocène), c'est une nouvelle phase de transgression marine (+80 m environ par rapport au niveau actuel). Des argiles sédimentent dans les grandes profondeurs, et des sables dans les profondeurs moindres. Les rivières qui arrivent à la mer construisent des deltas avec les matériaux continentaux arrachés aux reliefs. Le remplissage pliocène des vallées incisées au Messinien a fait l'objet d'études particulières (cf. la partie 3.3.3 sur les Gilbert Deltas).
- Au niveau de la plaine du Roussillon, avec le dépôt des éléments continentaux pliocènes, la disparition du domaine marin est progressive, pour être totale vers -4 à -3,5 millions d'années, à la fin du Pliocène inférieur. A cette époque, la plaine du Roussillon est constituée. Ensuite, au Quaternaire et encore actuellement, les rivières, qui prennent leur source dans la partie montagneuse, creusent leurs vallées dans les sédiments pliocènes, en formant des terrasses alluviales successives et étagées, les plus anciennes étant généralement les plus élevées.

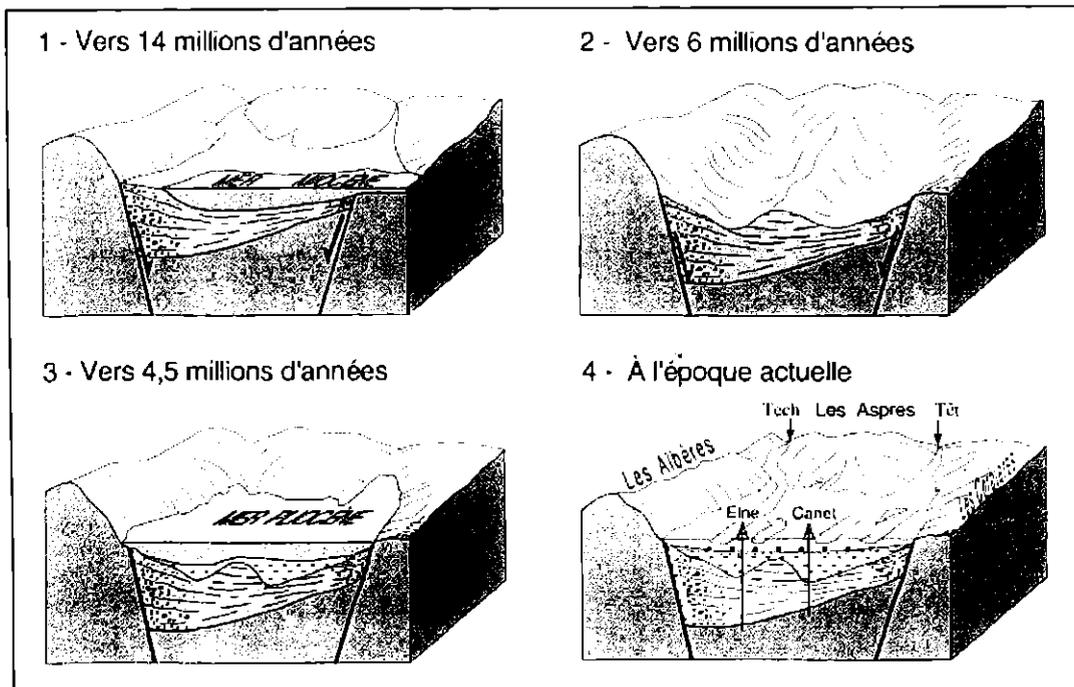


Figure 8 : Quatre étapes de la formation du Roussillon (Bousquet, 1997)

3.3.3 La formation des Gilbert Deltas (Pliocène)

Les formations plio-quadernaires du Roussillon ont fait l'objet d'une étude cartographique récente (Duvail & Le Strat, 2001), basée sur l'analyse de coupes géologiques de forages. Les séries pliocènes occupent, en surface, la plus grande partie du remplissage du bassin du Roussillon (Figure 9).

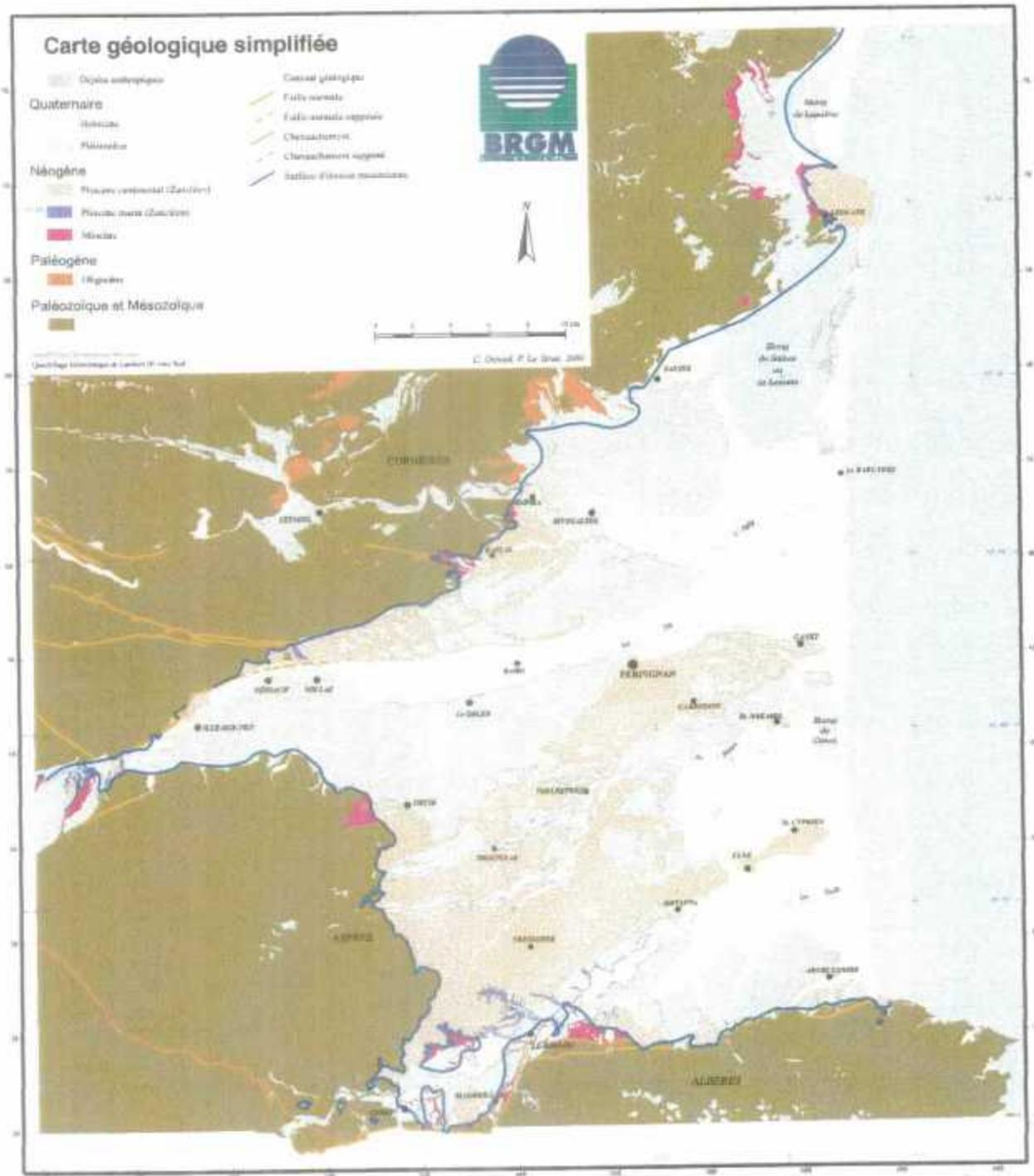


Figure 9 : Carte géologique simplifiée du bassin du Roussillon (Duvail, 2001)

Au Pliocène, le niveau de la mer remonte à environ +80m, alors qu'il était tombé à -1500m au Messinien, entraînant un profond encaissement des cours d'eau et la formation de véritables canyons. Le modèle génétique de remplissage pliocène de ces vallées incisées au Messinien est celui des Gilbert deltas mis en évidence par Clauzon (Clauzon, 1990).

Les caractères distinctifs des deltas de type Gilbert sont les suivants (Figure 10) :

- Une structure en trois parties bien différenciées,
- Un matériel constitutif de granulométrie assez grossière,
- Un angle de progradation très supérieur à celui d'un delta classique ($<2^\circ$) et même d'un fan delta de plateforme ($<5^\circ$) puisqu'il dépasse généralement 10° (les fore set beds peuvent atteindre 35° de pendage).

Les Gilbert deltas sont fréquents dans les lacs d'origine glaciaire, et également au fond de baies marines très encaissées (pour des rivières à fort gradient débouchant d'un arrière-pays montagneux). Ils s'observent systématiquement lorsqu'il y a rupture de pente très marquée au débouché de la rivière.

Les trois parties constitutives des Gilbert deltas se mettent en place de façon synchrone, et progradent vers le plan d'eau (mer ou lac) :

- Des top set beds faiblement pentés, en partie sous-aquatiques, constitués de matériel grossier,
- Des fore set beds sous-aquatiques très inclinés (de 10 à 35°), dont la hauteur varie de quelques mètres à quelques centaines de mètres, formés de matériel grossier (sables et conglomérats),
- Des bottom set beds, généralement argileux, dont la pente diminue graduellement jusqu'à l'horizontale. Vers l'amont, la variation de faciès avec les fore sets est très rapide.

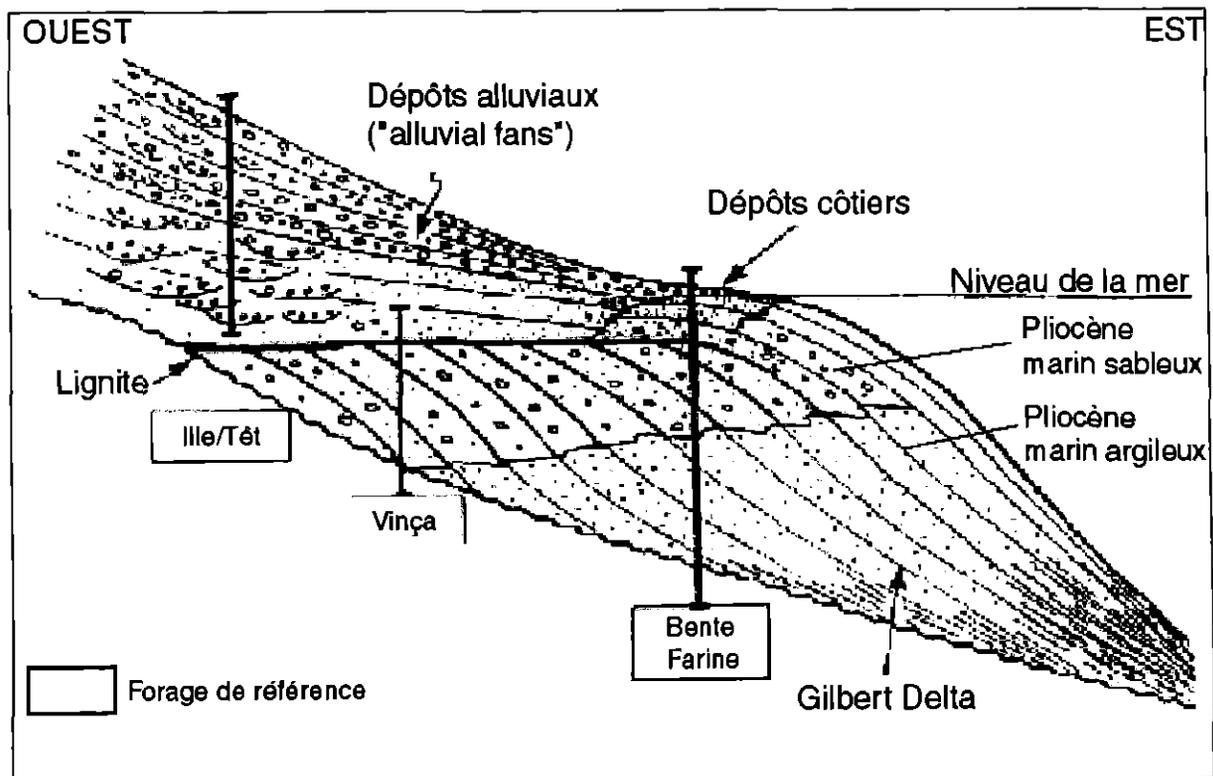


Figure 10 : Le modèle génétique des Gilbert deltas, exemple du Roussillon (Clauzon, 1990)

Dans les Gilbert deltas créés au Pliocène inférieur dans le Roussillon, les trois formations qui se distinguent, et qui se sont mises en place de façon synchrone, sont, du bas vers le haut : le Pliocène marin argileux, le Pliocène marin sableux, et le Pliocène continental.

- Le Pliocène marin argileux (bottom set beds) s'est déposé dans les zones de plus fortes profondeurs, suivant de grandes obliques de 10° de pendage.
- Le Pliocène marin sableux (fore set beds) s'est déposé dans les profondeurs moindres. Il est essentiellement constitué d'éléments fluviaux bien arrondis non cimentés, qui créent par « système d'avalanches » de grandes obliques qui peuvent atteindre 35° de pendage. Ces éléments ont été apportés par les ancêtres de la Têt et du Tech.
- Le Pliocène continental (top set beds) s'est déposé en amont, dans la partie émergée. Il regroupe un ensemble de formations qui sont d'amont en aval : des cônes alluviaux avec des blocs arrachés par l'érosion dans l'arrière-pays, des faciès palustres, des faciès sableux alluviaux de structure plane, et des faciès marins sableux qui correspondent à d'anciens niveaux de plages.

La Figure 11 montre la carte de répartition de l'épaisseur totale du Pliocène dans le bassin du Roussillon. Elle est caractéristique du remplissage en Gilbert delta de vallées incisées au cours de l'épisode d'intense érosion messinienne. Cette épaisseur augmente de l'amont (paléo-vallées des ancêtres des rivières actuelles, telles que la Têt) vers la mer. Elle est de l'ordre de 800 m aux environs de Canet.

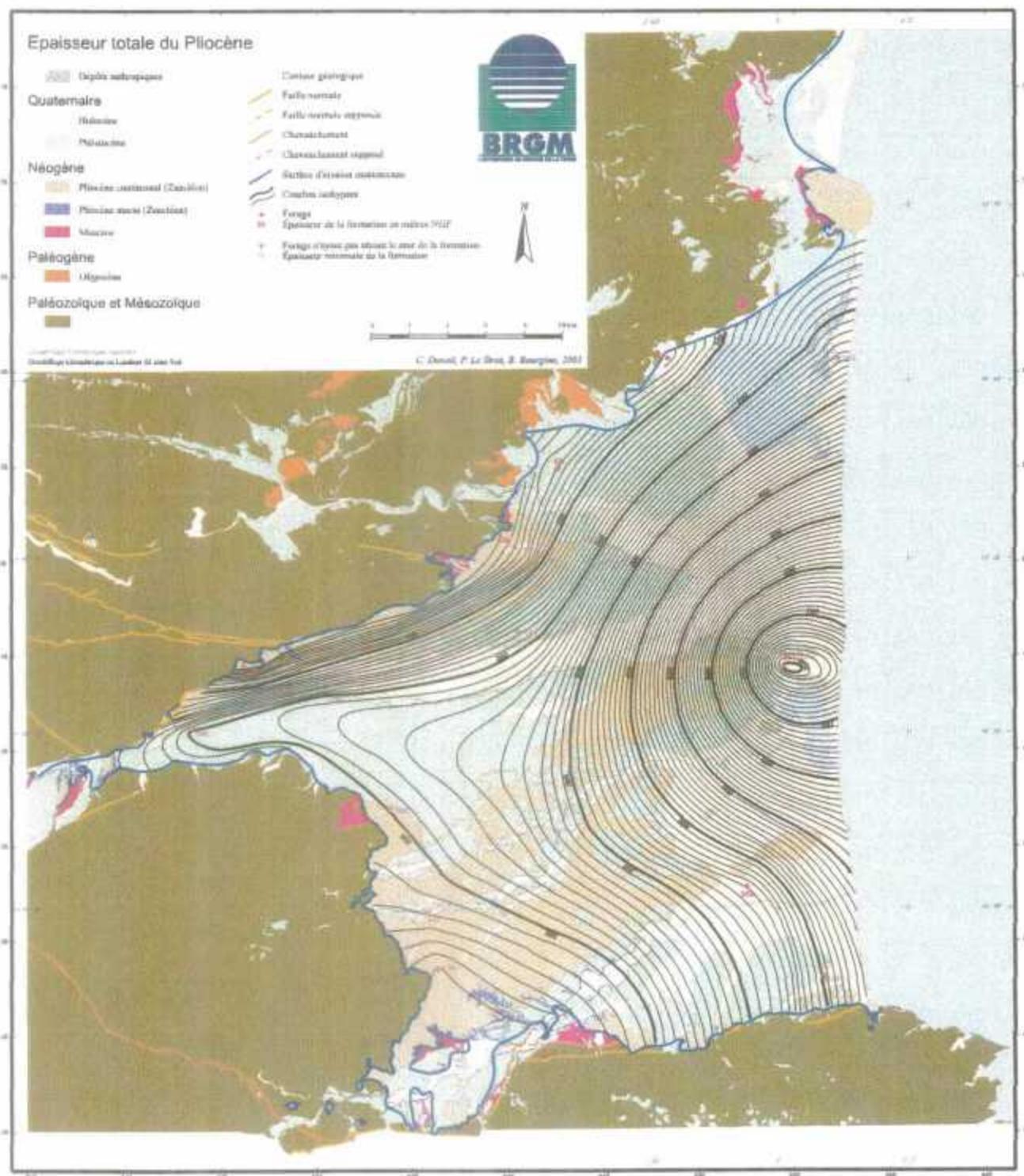


Figure 11 : Carte de l'épaisseur totale du Pliocène (Duvail, 2001)

3.4 LES FORMATIONS QUATERNAIRES (IV)

Dans le bassin du Roussillon, le quaternaire est représenté par de larges terrasses alluviales étagées au-dessus des cours d'eau, et par des alluvions modernes déposés dans les vallées.

3.4.1 Le Pléistocène

Le Pléistocène correspond à un ensemble de terrasses étagées visibles au-dessus des cours d'eau tels que la Têt et le Tech. Elles sont issues de l'enfoncement du réseau fluvial dans les dépôts pliocènes, conséquence du creusement et du remblaiement des vallées à la suite des variations du niveau marin liées aux épisodes glaciaires (qui ont une extension maximum vers -18000 ans, avec un niveau marin situé à -120 mètres sous l'actuel).

On peut distinguer 6 niveaux de terrasses emboîtées, d'autant plus élevées qu'elles sont plus anciennes, par assimilation de la chronologie définie dans les Alpes (Figure 15) :

- Une très haute terrasse attribuée au Günz,
- Une haute terrasse attribuée au Mindel,
- Une terrasse attribuée au Riss,
- Une terrasse attribuée au Würm ancien,
- Une terrasse attribuée au Würm récent,
- Une terrasse attribuée au tardiglaciaire.

Les trois premières terrasses sont essentiellement composées de galets essentiellement siliceux, et très éolisés.

Les trois dernières terrasses sont composées de galets moins altérés, de natures plus variées que les précédentes, qui sont représentatifs des différents terrains de l'arrière-pays de socle dont ils sont issus : galets siliceux, granitiques, gneissiques et schisteux.

3.4.2 L'Holocène

Comme au Pliocène, l'Holocène voit un maximum de remontée du niveau marin (transgression Flandrienne, entre -7000 et -6000 ans), avec mise en place de deltas en eau profonde. Au sens lithostratigraphique, trois formations se distinguent : l'Holocène marin argileux, l'Holocène marin sableux, et l'Holocène continental.

Ces trois formations peuvent être décrites de la façon suivante (Duvail, 2001) :

- L'Holocène marin argileux correspond à des vases ou des silts argileux,
- L'Holocène marin sableux est composé d'arénites bien classées (issues du transport et de l'érosion d'éléments continentaux par les rivières),
- L'Holocène continental correspond soit à des faciès fluviaux de sables et de conglomérats (apportés par les rivières côtières comme la Têt), soit à des faciès palustres à lagunaires d'argilites verdâtres.

Le modèle génétique de l'Holocène est présenté figure suivante (Figure 12).

La carte de l'épaisseur totale de l'Holocène est donnée en Figure 13 Elle montre un accroissement des épaisseurs en bordure du littoral actuel.



Modèle génétique holocène

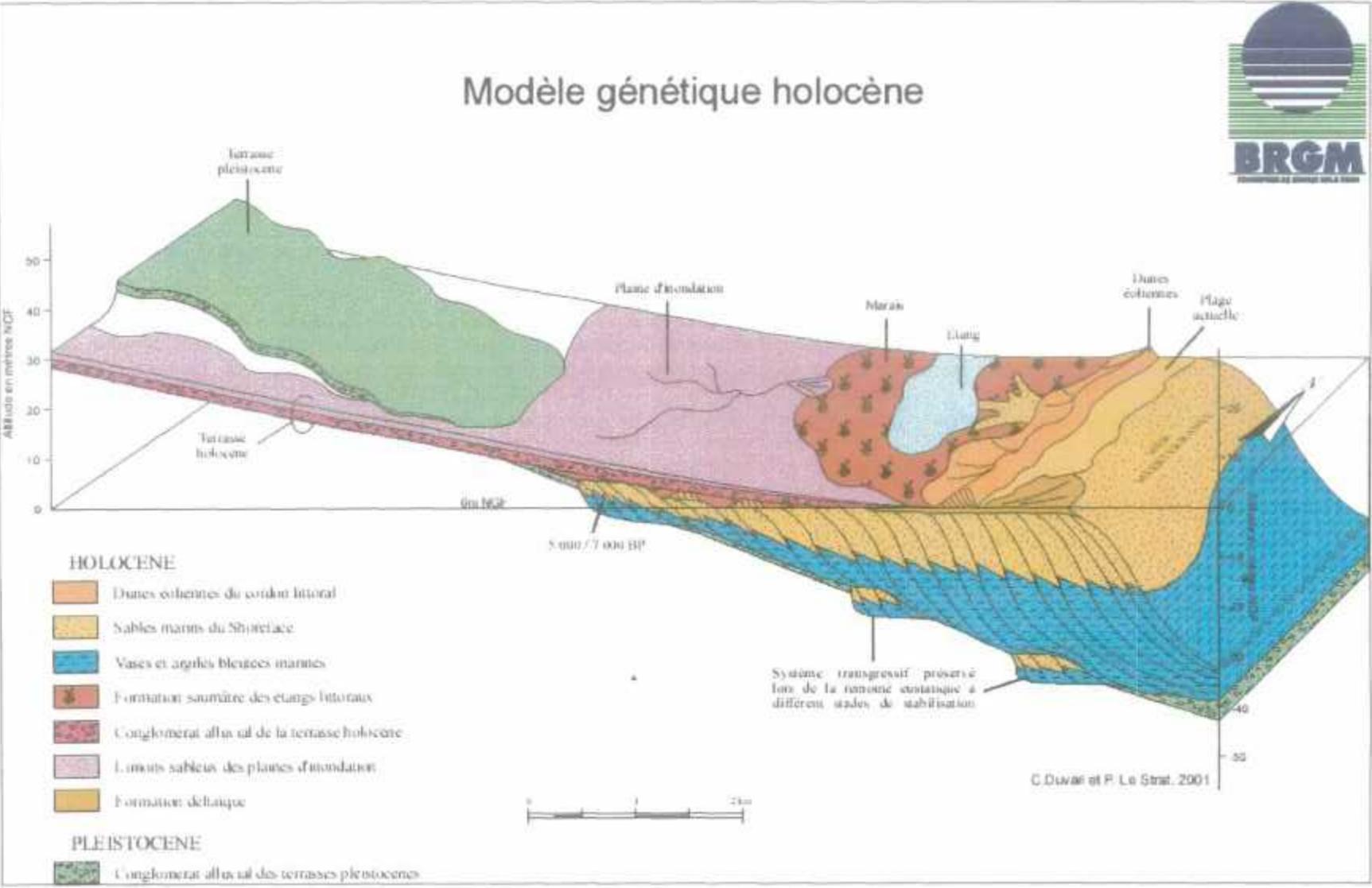


Figure 12 : Modèle génétique de l'Holocène dans le bassin du Roussillon (Duval, 2001)

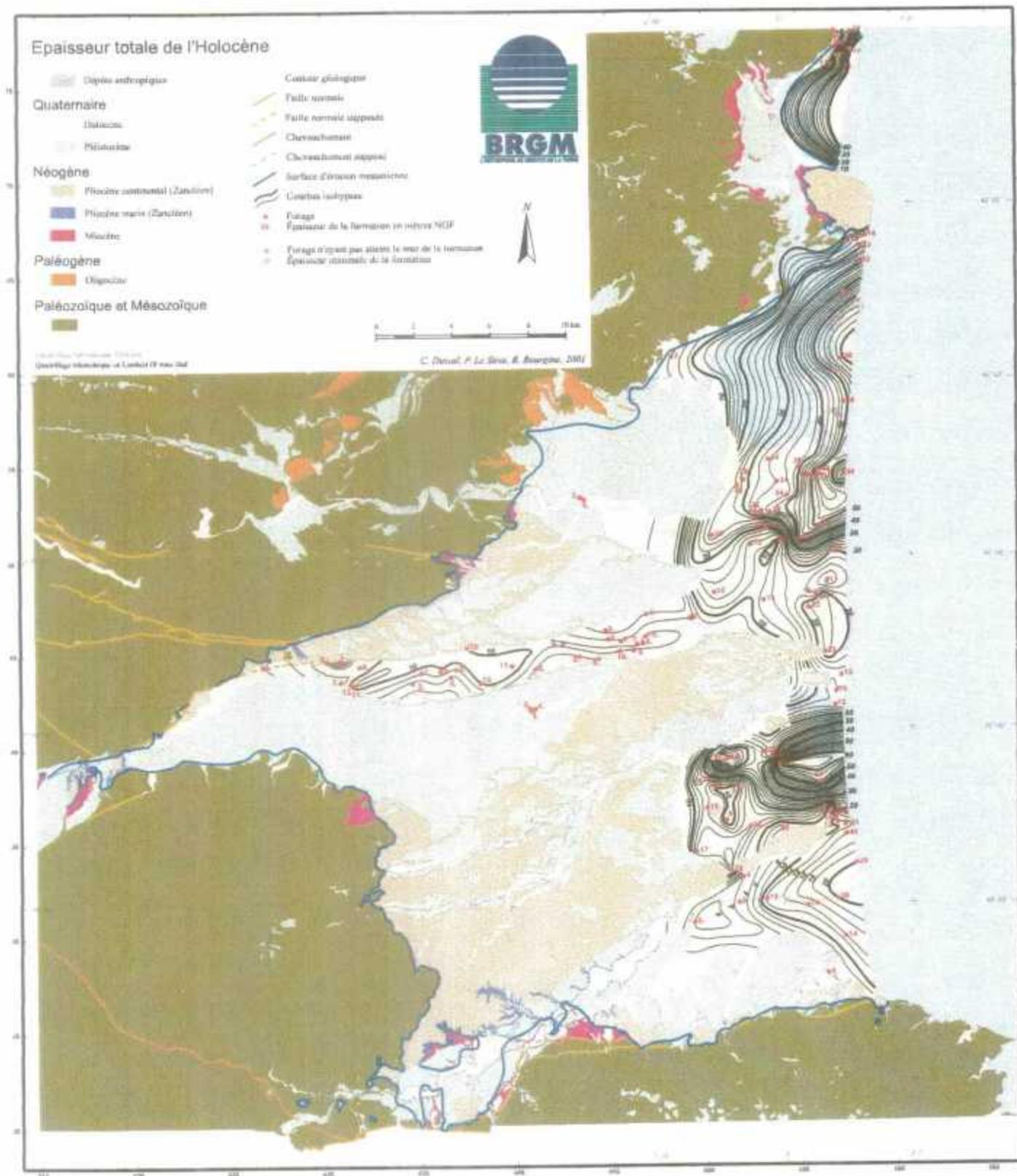


Figure 13 : Carte de l'épaisseur totale de l'Holocène (Duval, 2001)

La remontée de la mer (transgression post-glaciaire) s'est accompagnée par la mise en place de diverses constructions littorales comme les dunes, formant des cordons littoraux, et par la formation d'une zone lagunaire s'étendant de Leucate à Argelès. Les plans d'eau, isolés de la mer par le cordon littoral, sont plus sensibles aux effets des facteurs climatiques, et se comblent progressivement (vases, et dépôts plus ou moins grossiers).

L'étang de Canet-Saint-Nazaire correspond à la lagune la plus méridionale de la côte méditerranéenne française qui subsiste encore à l'heure actuelle. Elle est pratiquement colmatée par les apports du cours d'eau Le Réart, à l'Ouest. Sous l'action des vents soufflant de la mer, le niveau d'eau dans les étangs peut s'élever jusqu'à un mètre au-dessus du niveau de la mer, ce qui provoque un envahissement temporaire des basses plaines littorales par les eaux salées (Clauzon, 1989).

3.5 CONCLUSIONS

Le bassin versant de la Têt se répartit en deux domaines géologiques très différents : un domaine de socle, de nature montagneuse, et un domaine plio-quadernaire particulier, celui du bassin du Roussillon.

Le modèle de remplissage néogène et quadernaire du bassin du Roussillon est schématisé sur la Figure 14. Il montre la structure de ce bassin, surimposé sur les formations de socle plus anciennes, et limité au nord et au sud respectivement par les failles de Prades et des Albères. La nature ainsi que la géométrie des formations pliocènes et quadernaires ont été étroitement contrôlées par les variations du niveau de la mer. Il s'agit de remplissage de vallées incisées selon le modèle génétique des Gilbert Deltas.

La Figure 15 montre le profil longitudinal de la vallée du Tech. Celui de la Têt présenterait globalement les mêmes caractéristiques. Ce profil fait apparaître les niveaux des différentes terrasses Pléistocène, ainsi que les formations de remplissage des vallées incisées du Pliocène et de l'Holocène. Dans la configuration géologique actuelle, les formations marines du Pliocène et de l'Holocène se prolongent en mer avec des géométries qui sont à l'étude (L. Lofi, communication orale, à paraître).

Cette configuration peut avoir une incidence sur l'hydrogéologie des formations aquifères du Pliocène et de l'Holocène, notamment sur les relations entre ces différents aquifères, et sur les possibilités d'intrusion du biseau salé à proximité de la côte.

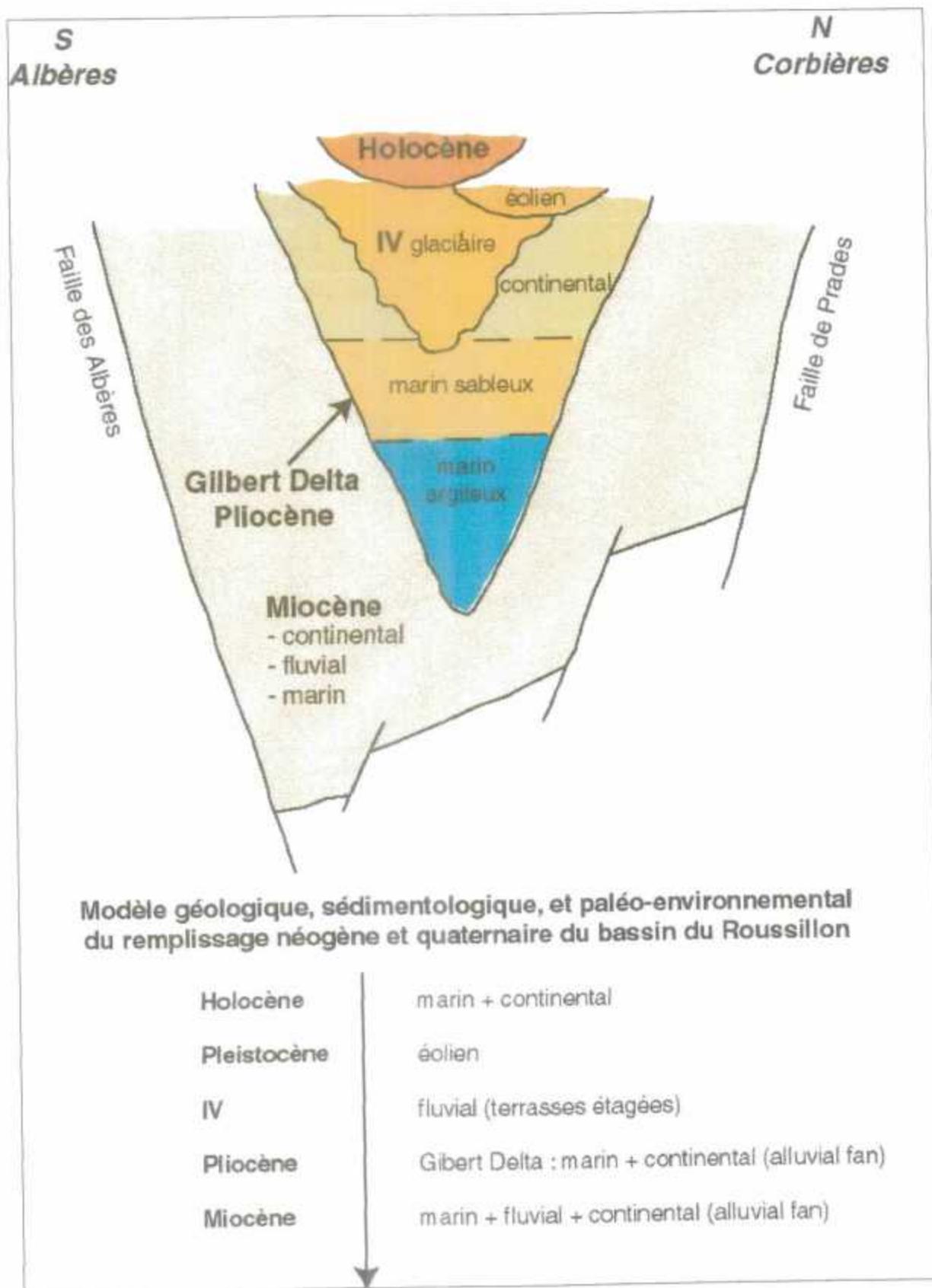


Figure 14 : Modèle sédimentaire du remplissage néogène et quaternaire du Roussillon

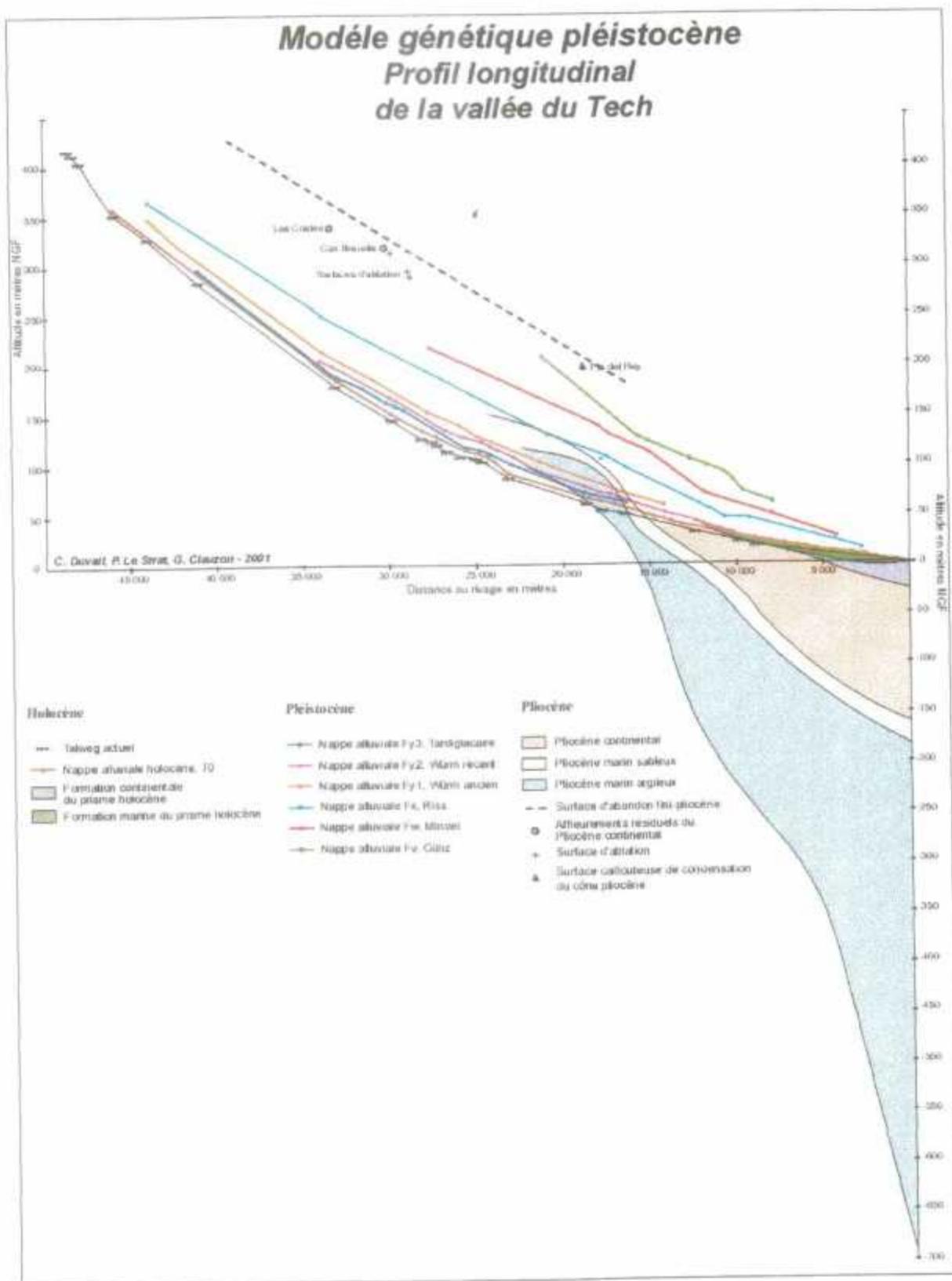


Figure 15 : Modèle géométrique du Pléistocène. Profil longitudinal de la vallée du Tech (Duval, 2001)

4. Contexte hydrogéologique

4.1 SYSTEMES AQUIFERES DES PYRENEES ORIENTALES

4.1.1 Systèmes aquifères recensés

La figure suivante (Figure 16) montre les différents systèmes aquifères des Pyrénées Orientales (Marchal, 1991). Pour le bassin versant de la Têt, 6 systèmes aquifères sont répertoriés, dont les noms et les principales lithologies sont donnés dans le tableau ci-dessous (Tableau 2).

N°	Nom	Lithologies principales
146	Quaternaire du Roussillon	- Terrasses caillouteuses, plus ou moins limoneuses - Sables et argiles (Deltas en eau profonde holocènes)
225	Pliocène du Roussillon	Sables et argiles (Gilbert delta)
371	Alluvions de la Têt (Moyenne vallée)	- Terrasses étagées caillouteuses, et plus ou moins limoneuses - Alluvions récentes grossières (galets, graviers et sables)
372a	Alluvions fluvio-glaciaires du Capcir	- Formations sablo-argileuses du Pliocène - Moraines glaciaires
620a	Pyrénées Axiales	Terrains de socle : schistes, micaschistes, granites, gneiss,...
620b	Synclinal de Mérens-Villefranche	Calcaires et dolomies karstifiés

Tableau 2 : Systèmes aquifères du bassin versant de la Têt

Ces systèmes aquifères peuvent être classés en trois grandes catégories : les formations alluviales, les formations calcaires, et les formations de socle.

- Les formations alluviales quaternaires et pliocènes du Roussillon constituent le système aquifère le plus important, par ses ressources et leur exploitation pour les besoins en eau potable, en eau industrielle, et pour l'agriculture. En dehors de la plaine du Roussillon, les formations alluviales sont représentées par les alluvions de la moyenne vallée de la Têt (région de Conflent, en amont de Vinça) et celles du Capcir. Elles peuvent receler des ressources aquifères, toutefois leur extension reste limitée.
- Les formations calcaires sont représentées par les calcaires et les dolomies du synclinal de Villefranche, à l'Ouest de Prades. Ces formations sont plissées, fissurées et karstifiées. Elles peuvent receler des réserves aquifères assez importantes, mais qui restent difficiles à exploiter par la nature discontinue des réservoirs.
- Les formations dites de socle, roches magmatiques et métamorphiques constitutives des Pyrénées Axiales, représentent la majeure partie du bassin versant de la Têt. S'ils sont fissurés et altérés, les granites et les gneiss peuvent contenir des ressources aquifères, mais difficiles à exploiter car les réservoirs sont généralement discontinus et cloisonnés.

4.1.2 Vulnérabilité des eaux souterraines

La Figure 18 montre les différentes classes de vulnérabilité des eaux souterraines, calculées en prenant en compte plusieurs critères intrinsèques à l'aquifère qui sont :

- La perméabilité (ou conductivité hydraulique), qui définit la capacité de l'aquifère à laisser transiter l'eau,
- La présence d'une couverture superficielle comme protection (épaisseur, et nature).

Cette carte sera commentée au fur et à mesure de la description des différents systèmes aquifères.

4.2 AQUIFERES DE SOCLE

4.2.1 Ressources

Les formations de socle représentent une surface importante du bassin versant de la Têt. Les roches massives qui les composent sont généralement considérées comme très peu perméables. Ces formations peuvent cependant être aquifères moyennant certaines conditions (Figure 17) :

- Présence d'une couverture d'altérites, roches issues de l'altération météorique de la roche mère massive, qui sont poreuses et peuvent donc faire office de réservoir pour les eaux d'infiltration (fonction capacitive),
- Présence de systèmes de fractures/fissures, qui permettent le drainage du réservoir d'altérites superficiel (fonction conductrice).

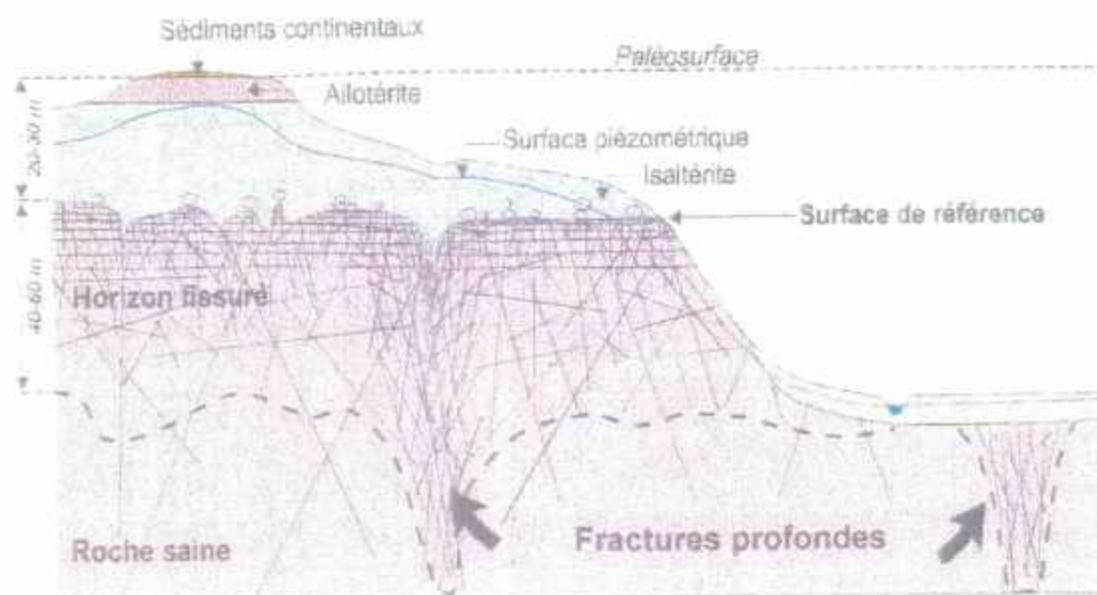


Figure 17 : Modèle conceptuel des altérations en domaine granitique (Wyns, 1999)

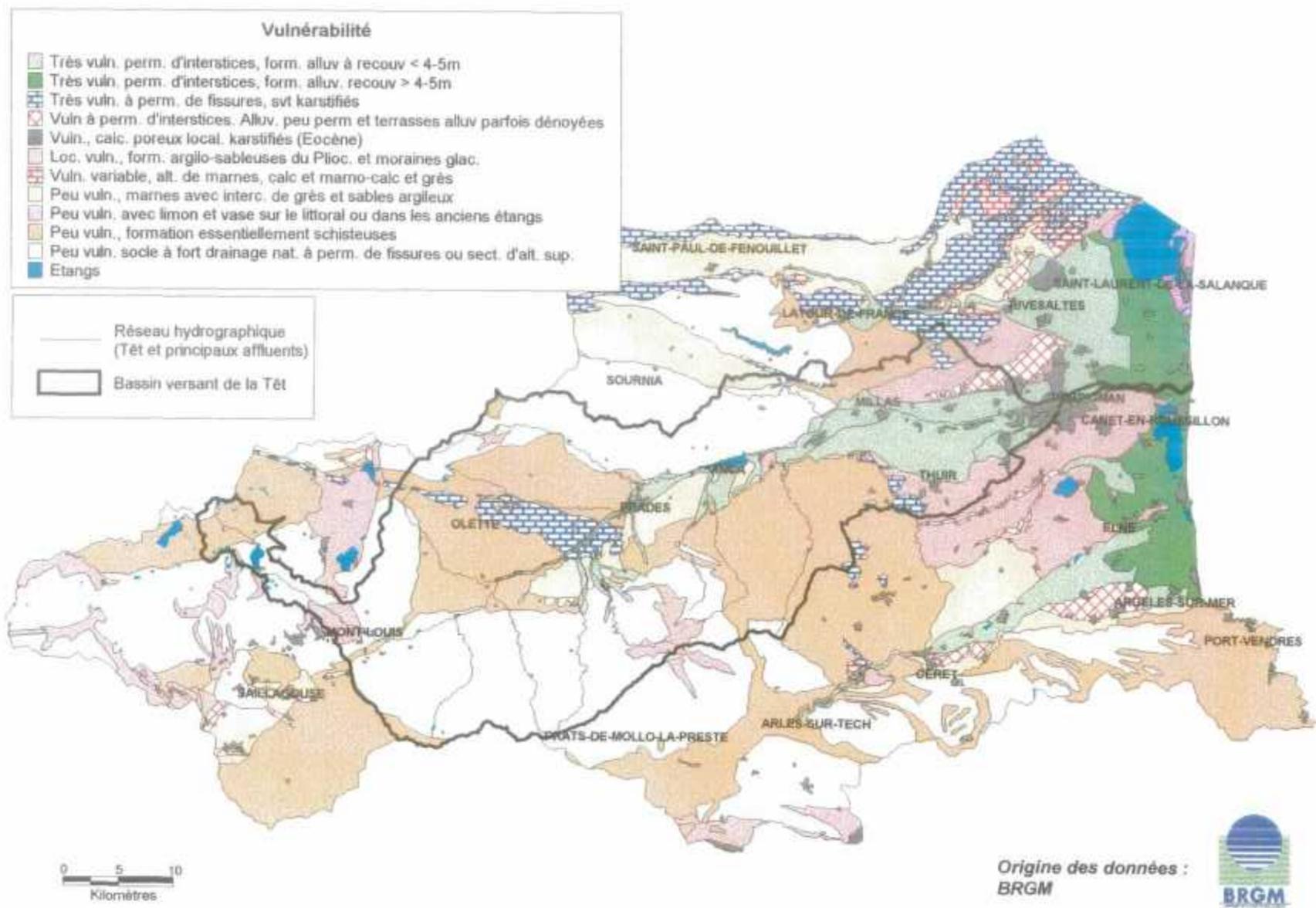


Figure 18 : Carte de vulnérabilité des eaux souterraines des Pyrénées Orientales

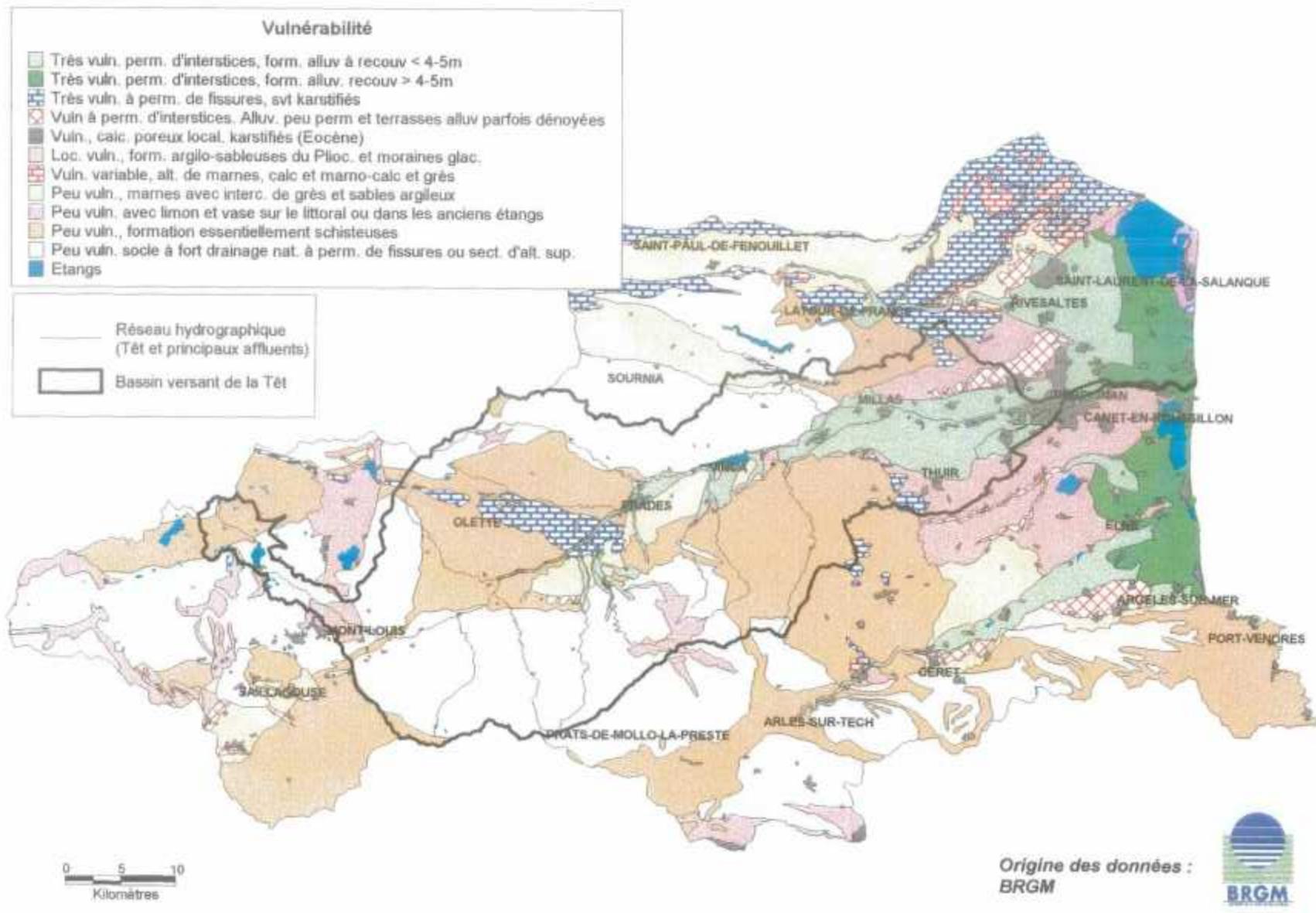


Figure 18 : Carte de vulnérabilité des eaux souterraines des Pyrénées Orientales

Si ces deux conditions sont réunies, certains gneiss, granites et diorites peuvent contenir des ressources en eau souterraine non négligeables : orthogneiss et paragneiss des massifs du Canigou, et de Carança, granites des massifs du Carlit et de Madres. La zone altérée permet l'alimentation de nombreuses sources qui sont captées pour fournir de l'eau potable aux villages et hameaux. Le débit moyen des sources peut atteindre plusieurs mètres cubes par heure, et grâce à la recharge assurée par une pluviométrie importante, reste suffisant en étiage satisfaire les besoins en eau des collectivités.

Les formations schisteuses présentent des ressources en eau souterraine très limitées : il s'agit des formations schisteuses du massif des Aspres au sud-ouest de Thuir, et, de part et d'autre du synclinal de Villefranche, des schistes d'Urbanya, et de la série de Jujols et Canavelles. Des captages sont réalisés pour l'alimentation de petites collectivités, mais le débit d'étiage reste souvent inférieur à 10-20 l/min. Cependant, des niveaux calcaires du Cambrien peuvent localement constituer des drains privilégiés pour les eaux souterraines, et donner naissance à des sources de débit d'étiage supérieur à 10 l/s.

4.2.2 Qualité / vulnérabilité des eaux souterraines

Les aquifères des formations gneissiques et granitiques présentent en général des eaux de bonne qualité, de type bicarbonaté calcique, très peu minéralisées (moins de 50 à 100 mg/l), et le plus souvent agressives (dureté inférieure à 5°Français).

Les eaux des formations schisteuses peuvent être chargées en sulfates et en fer.

Les aquifères de socle sont répartis en deux classes de vulnérabilité faible (Figure 18) :

- Les formations schisteuses pour leur caractère globalement imperméable,
- Les autres formations de socle pour leur perméabilité de fissures, ou pour leur situation en altitude.

4.3 AQUIFERES KARSTIQUES

4.3.1 Ressources

Les calcaires dévoniens qui affleurent de Réal (à l'Ouest) à Villefranche-de-Conflent sont très karstifiés en surface, et sont le siège d'importantes circulations souterraines (Guitard, 1998). La Têt, et deux de ses affluents le Cady et la Rotja, traversent cette formation et se perdent partiellement dans les karsts.

La karstification se traduit par la présence de cavités horizontales très importantes, et de réseaux avec une circulation d'eau pérenne alimentée par les pertes des rivières. Les ressources aquifères potentielles peuvent être importantes (supérieures à 15 l/s, soit un peu plus de 50 m³/h), mais leur exploitation reste hypothétique de par leur nature discontinue (Marchal, 1977).

Le réseau d'En-Gorner correspond à un axe de drainage souterrain parallèle à la Têt, qui recueille les eaux des pertes du Cady, de la Rotja, de la Têt et du Gardé. Après un parcours

souterrain, ces eaux ressortent à la résurgence d'En-Gorner, dont le débit moyen est de 500 l/s environ, pour un débit de crue qui peut atteindre 2,5 m³/s.

Ces résurgences d'En-Gorner permettent l'alimentation en eau des communes de Prades, Codalet, Los Masos et Ria-Sirach.

4.3.2 Qualité / vulnérabilité des eaux souterraines

L'eau, de faciès bicarbonaté calcique, présente une minéralisation inférieure à 100-150 mg/l.

La qualité des eaux est globalement bonne (Marchal, 1985), mais la rapidité des écoulements dans les réseaux karstiques, et l'absence de filtration font que cet aquifère est classé comme très vulnérable aux éventuelles pollutions (Figure 18).

4.4 MILIEUX POREUX D'EXTENSION LIMITEE

Deux systèmes aquifères sont concernés : les alluvions fluvio-glaciaires du Capcir, et les alluvions de la moyenne vallée de la Têt.

4.4.1 Alluvions fluvio-glaciaires du Capcir

Dans le Capcir, les dépôts morainiques peuvent localement donner naissance à des sources dont le débit d'été reste inférieur à 30 m³/h.

4.4.2 Alluvions de la moyenne vallée de la Têt (Conflent)

Dans la région de Conflent, les alluvions quaternaires sont peu développés, sauf pour la Têt en aval de Prades. La basse terrasse, située à une altitude de 2 à 10 m au-dessus du lit actuel de la Têt et de ses affluents est assez étendue dans le bassin de Prades. Celle de La Lentilla est très caillouteuse, les autres sont plus limoneuses et propices aux cultures et vergers.

La Têt ayant un régime torrentiel, ses alluvions récentes sont constituées de matériaux grossiers, tels que blocs, galets, graviers et sables, qui sont remaniés lors des crues. La très basse terrasse de la Têt, située de 0 à 2 m au-dessus du lit actuel, est inondable, et partiellement cultivée.

Les dépôts quaternaires de la Rotja, la Castellane, le Cady et la Lentilla peuvent être localement aquifères, notamment dans les méandres. Ces aquifères sont souvent en relation hydraulique directe avec les eaux de surface, ce qui assure une partie de leur réalimentation. Ces eaux, très peu minéralisées, sont exploitées par des captages, dont le débit dépasse rarement 15 m³/h (Guitard, 1998), exception faite des captages du Syndicat Intercommunal de la Lentilla, exploités à 30 m³/h environ.

4.5 AQUIFERE PLIO-QUATERNAIRE « MULTICOUCHES » DU ROUSSILLON

4.5.1 Description de l'aquifère « multicouches »

Les formations de remplissage du bassin du Roussillon représentent le système aquifère de loin le plus important, et le plus sollicité. C'est un aquifère « multicouches » constitué par différentes formations d'âges pliocène et quaternaire.

a) Formations quaternaires

Les formations quaternaires reposent sur le substratum pliocène du bassin du Roussillon (cf. Figure 12).

- Les formations pléistocènes (quaternaire ancien) sont représentées par les anciennes terrasses alluviales de la Têt, formées d'épandages de galets et graviers enrobés dans une matrice plus ou moins argileuse, très découpées par l'érosion, et en position perchée. Elles peuvent contenir des aquifères d'extension limitée.
- Les alluvions de la Têt déposées pendant l'Holocène constituent un aquifère libre de grande importance et très exploité dans le Roussillon. L'épaisseur des galets, graviers et sables d'origine cristalline peut atteindre les 15 mètres (dans le secteur d'Ille-sur-Têt). La nappe contenue dans ces alluvions récentes est en liaison hydraulique directe avec la rivière (Berger, 1993).
- L'épaisseur des alluvions quaternaires croît en direction de la mer. Sur la frange littorale, dans la plaine de la Salanque, elles sont recouvertes de limons superficiels d'inondation, qui peuvent atteindre une épaisseur de 5 mètres. La nappe des alluvions est captive sous cette couche imperméable.

Les formations pléistocènes et holocènes recoupent les formations pliocènes vers l'amont des rivières (Figure 15).

b) Formations pliocènes

Les formations pliocènes ont été reconnues sous toute la surface du bassin du Roussillon, soit 850 km². Elles se sont mises en place selon le principe des Gilbert deltas (cf. la Figure 10), avec une série continentale au sommet, et une série marine à la base.

- Le Pliocène continental, fluvio-lacustre, montre la superposition de niveaux sableux et graveleux lenticulaires perméables, et de niveaux argileux moins perméables. La transition entre le faciès continental et le faciès marin est marquée par un niveau de sables à faunes continentales et d'argiles ligniteuses (Chabart, 1996).
- Le Pliocène marin présente une transition verticale de faciès, la base étant constituée de marnes noires imperméables, et le sommet de sables jaunes plus ou moins consolidés, qui constituent de bons aquifères.

Les niveaux les plus perméables se rencontrent dans le Pliocène continental, et le sommet du Pliocène marin. Du point de vue hydrogéologique, il n'y a pas de distinction faite entre aquifère du Pliocène continental et aquifère du Pliocène marin. On parle globalement d'aquifère pliocène, les différents niveaux perméables étant en relation.

Ces formations pliocènes sont généralement recouvertes par les alluvions quaternaires, sauf localement entre Millas et Rivesaltes, et au sud et à l'est de Perpignan où elles affleurent largement (cf. Figure 9).

4.5.2 Caractéristiques hydrauliques

a) Aquifère quaternaire

La nappe contenue dans les alluvions quaternaires est une nappe libre, excepté sur la frange littorale où elle devient captive sous une couche de limons d'inondation argileux (plaine de la Salanque).

Globalement, les transmissivités sont élevées dans les alluvions récentes, et peuvent être plus faibles au niveau des terrasses, plus limoneuses. Plusieurs zones de caractéristiques hydrauliques différentes se distinguent (Chabart, 1996) :

1. Vallée de la Têt

- en rive droite de la Têt, en amont de Orles et dans la zone du Crest, la transmissivité¹ est comprise entre 4.10^{-3} et 2.10^{-2} m²/s. L'exploitation par forages peut être localement intense : de 100 à 200 m³/h, comme les forages de Mas Conte qui assurent 40 à 50% de l'alimentation en eau potable de la ville de Perpignan. Dans cette zone, la méthode d'irrigation encore en cours joue un rôle primordial dans la réalimentation de l'aquifère.
- en rive droite de la Têt, en aval d'Orles, et sur les terrasses de Llabanère, la transmissivité est moindre, de 10^{-4} à 10^{-3} m²/s, et les débits restent inférieurs à 50 m³/h.
- dans la vallée en aval de Perpignan, et en rive gauche de Pézilla-la-Rivière à Baho, la transmissivité est bonne, comprise entre 5.10^{-3} et 10^{-2} m²/s, et les débits sont voisins de 50 à 100 m³/h.

2. Frange littorale - Salanque

Dans le secteur de Torreilles, l'aquifère quaternaire est captif, et la transmissivité est comprise entre 5.10^{-3} et 2.10^{-2} m²/s.

b) Aquifère pliocène

L'aquifère pliocène présente des transmissivités comprises généralement entre 10^{-3} et 3.10^{-3} m²/s (Chabart, 1996). Une zone à perméabilité élevée se superpose à la vallée de la Têt en amont de Perpignan, entre Saint-Féliu d'Avall et Saint-Estève-Orles, avec des transmissivités supérieures à 5.10^{-3} m²/s à Pézilla-la-Rivière et Toulouges. Les captages peuvent alors fournir plus de 100 m³/h (Berger, 1993).

¹ La transmissivité est le produit du coefficient de perméabilité K (exprimé en m/s) par l'épaisseur des formations aquifères. Elle traduit globalement la productivité de l'aquifère, et s'exprime en m²/s.

Entre Saint-Estève et Llabanère, les dépôts pliocènes sont plus argileux, et les transmissivités restent inférieures à 10^{-3} m²/s.

4.5.3 Ressources et prélèvements

C'est dans la plaine du Roussillon que se concentre la majeure partie des activités agricoles et industrielles des Pyrénées Orientales. La demande en eau y est particulièrement forte :

- pour l'alimentation en eau potable avec l'agglomération de Perpignan, et les stations touristiques littorales,
- pour l'irrigation des nombreuses cultures maraîchères et fruitières (Figure 19),
- pour l'industrie, en particulier agroalimentaire (distillerie de Saint-Féliu d'Avall, conserverie de Saint-Estève,...)

L'aquifère quaternaire est intensément exploité pour l'agriculture et pour l'alimentation en eau potable de Perpignan. Pour irriguer les basses plaines du Roussillon, de nombreux canaux ont été construits, qui sont alimentés de façon gravitaire par des prises directes dans les rivières. Pour la Têt, les principaux canaux d'irrigation sont ceux d'Ille-sur-Têt, de Thuir, de Perpignan, de Millas et Néfiach, de Corneilla-la-Rivière, de Pézilla-la-Rivière et des Quatre-Cazals. Ces canaux, et l'irrigation intensive sur les alluvions ont une influence directe sur les variations piézométriques de la nappe (Berger, 1993).

L'aquifère pliocène est exploité de façon de plus en plus intense. Il alimente en eau potable de nombreuses agglomérations et les stations touristiques du littoral. Il est de plus en plus exploité pour les besoins en eau de l'agriculture, notamment pour les serres lorsque la nappe alluviale n'a pas une productivité suffisante.

La consommation en eau potable a doublé depuis 1970, et elle augmente toujours régulièrement. Les prélèvements dans les formations pliocène pour l'alimentation en eau potable ont triplé en 30 ans.

Le tableau suivant (Tableau 3) donne une évaluation des prélèvements actuels dans l'aquifère plio-quaternaire du Roussillon.

Aquifère	Quaternaire	Pliocène	Total
Usages			
Eau potable	15,5	23,6	39,1
Irrigation	30	6	36
Industrie	2	2	4
Divers	1	0,5	1,5
Total	48,5	32,1	80,6

Tableau 3 : Evaluation des prélèvements actuels exprimés en millions de mètres cubes par an, dans la plaine du Roussillon (chiffres CG66)

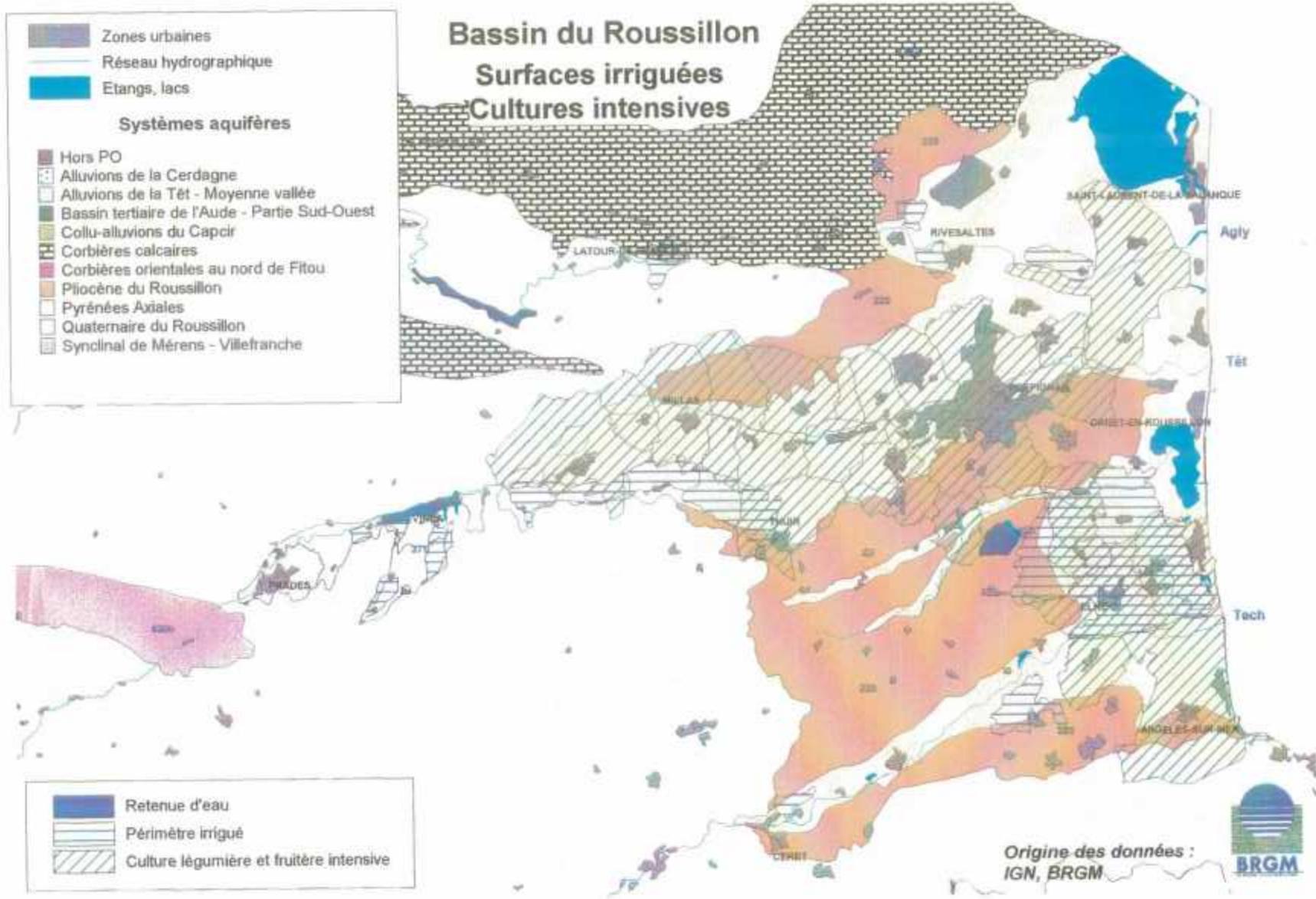


Figure 19 : Surfaces irriguées et cultures intensives dans la plaine du Roussillon

4.5.4 Mesures piézométriques

L'aquifère plioquaternaire du Roussillon fait l'objet d'un suivi régulier, avec un réseau de piézomètres de surveillance des niveaux en continu (Figure 20).

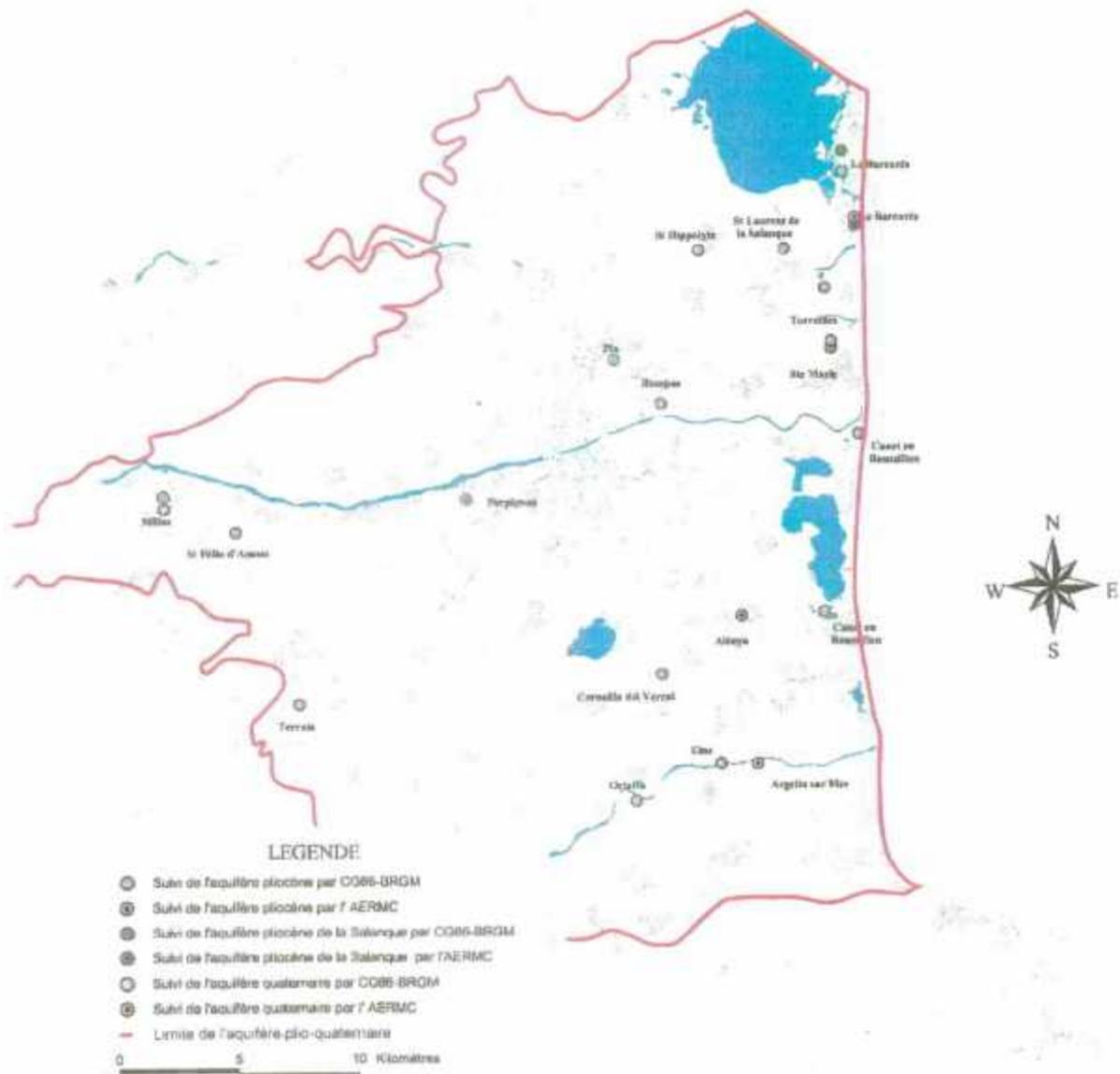


Figure 20 : Localisation des piézomètres du réseau de surveillance (source : www.cg66.fr/Brgm)

a) Aquifère quaternaire

La nappe des alluvions récentes est en relation hydraulique directe avec la rivière. La surface piézométrique de la nappe se situe en général à une cote supérieure à celle de la rivière.

L'aquifère quaternaire se caractérise par une période de basses eaux et de hautes eaux, qui varient en fonction du type d'alimentation de l'aquifère (Chabart, 1996) :

- hors zone de retour d'irrigation à partir des canaux, la période de hautes eaux se situe de Décembre à Mars, et celles des basses eaux en Août. Les variations atteignent 1 à 2 m.
- dans la zone d'irrigation intense (alluvions récentes de la Têt, terrasses d'Ille-sur-Têt / Millas), la période de hautes eaux se situe de Mai à Juillet, et celle de basses eaux en Janvier et Février.

Globalement, la charge hydraulique est plus faible dans les alluvions récentes de la Têt et de la terrasse d'Ille-sur-Têt que dans les formations pliocènes sous-jacentes : il se produit un phénomène de drainance du bas vers le haut, au détriment de l'aquifère profond pliocène. Ce n'est cependant pas toujours le cas, notamment dans le secteur de Bompas. De plus, en raison de l'augmentation des prélèvements dans les formations pliocènes, les différences de charge entre le quaternaire et le pliocène s'estompent, et les échanges se font de plus en plus du haut vers le bas

Sur la terrasse de Toulouges, la charge hydraulique est sensiblement égale, voire supérieure à celle de l'aquifère pliocène.

En Salanque, la nappe devient captive, et en période de recharge, certains forages peuvent encore devenir artésiens.

b) Aquifère pliocène

La direction générale des écoulements dans le pliocène est WSW-ENE, avec un gradient hydraulique voisin de 5‰, et qui diminue vers la mer. Si l'on considère l'ensemble de la plaine du Roussillon, depuis les affleurement en amont jusqu'à Canet et le littoral, soit une distance de 25 km environ, la vitesse moyenne de l'eau dans l'aquifère pliocène est estimée à 4 m/an (Marchal, 1995).

La période de hautes eaux est de Décembre à Mars, et celle de basses eaux en Août. Les variations sont de l'ordre de 2 à 3 m, et peuvent atteindre 5 à 10 m dans les cônes de rabattement des zones de fort pompage (Figure 21).

L'aquifère pliocène est semi-captif à l'ouest, et devient captif en se rapprochant du littoral. En rive gauche de la Têt, près de Thuir et Toulouges, et vers Canet, le caractère artésien de l'aquifère a disparu du fait des pompages importants dans ce secteur. L'artésianisme a d'ailleurs pratiquement totalement disparu, sauf en quelques rares secteurs en Salanque, hors de la période d'exploitation intensive estivale.

La charge hydraulique de l'aquifère pliocène est généralement supérieure à celle de l'aquifère quaternaire, ce qui provoque une alimentation des niveaux supérieurs par drainance. En bord de mer, près de Canet notamment, du fait des pompages intensifs, la charge hydraulique dans l'aquifère pliocène est plus faible que celle de l'aquifère quaternaire, et les échanges, s'ils existent, se font des formations supérieures vers les formations profondes (Marchal, 1995).

Les prélèvements de plus en plus importants dans l'aquifère pliocène font diminuer la charge hydraulique, et augmentent les risques d'intrusion d'eau saumâtre à salée par drainance des formations supérieures : quaternaire éventuellement contaminé, étangs et mer.

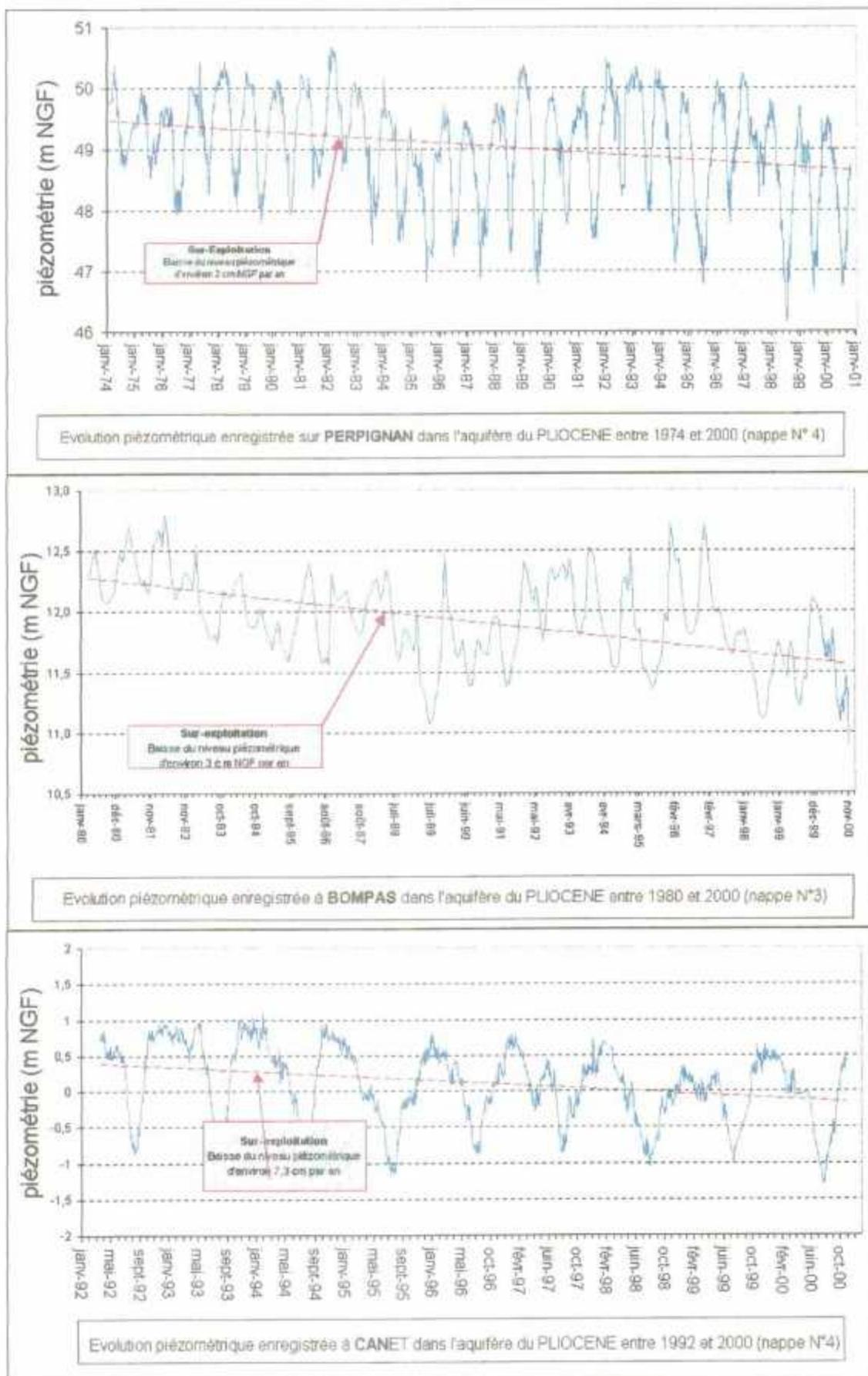


Figure 21 : Variations piézométriques dans l'aquifère pliocène

4.5.5 Qualité des eaux souterraines

a) Aquifère quaternaire

L'eau des formations quaternaires est globalement bicarbonatée calcique, mais la minéralisation varie dans l'espace. Dans les secteurs les plus perméables, l'infiltration des eaux de surface (cours d'eau et canaux d'irrigation) peu minéralisées provoque une diminution de la minéralisation des alluvions : la conductivité diminue de 550 à 280 $\mu\text{S}/\text{cm}$, voire 220 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à Thuir et Saint-Féliu d'Avall (Chabart, 1996). La minéralisation ne dépasse pas 0,25 g/l, avec des duretés inférieures à 20°F,

Plus en aval, et sur les terrasses, la minéralisation est plus importante et peut atteindre 0,5 g/l (Berger, 1993).

Les teneurs en nitrates sont généralement faibles, mais peuvent dépasser localement les 20 mg/l dans les zones de culture intensive, type maraîchage (Figure 19 et Figure 22). Dans la moyenne vallée de la Têt (captages de Mas Conte et de Millas pour l'eau potable de Perpignan), les teneurs sont comprises entre 20 et 25 mg/l (Chabart, 1996). En rive gauche de la Têt, en aval de Perpignan, et dans le secteur de Pia et Bompas, la teneur en nitrates peut localement dépasser les 50 mg/l.

Les eaux montrent une tendance chlorurée sodique vers l'est, avec l'influence de l'eau des étangs et de la présence de zones marécageuses. Des teneurs en chlorure comprises entre 100 et 150 mg/l se rencontrent autour de l'étang de Canet (Marchal, 1995).

b) Aquifère pliocène

Les eaux du pliocène de la Salanque sont bicarbonatées calciques, avec une minéralisation faible (conductivités de 500 à 670 $\mu\text{S}/\text{cm}$), et des teneurs en chlorures de 50 à 70 mg/l. (Chabart, 1996).

Les eaux de la partie supérieure du pliocène (pliocène continental) ont des caractéristiques chimiques voisines de celles des alluvions quaternaires, signe de l'influence de la chimie de la nappe quaternaire sur celle du Pliocène (Marchal, 1995).

Les teneurs en nitrates sont faibles, comprises généralement entre 3 et 6 mg/l. Localement, et notamment en aval de Perpignan, des teneurs élevées sont observées. Des études sont en cours actuellement pour déterminer l'origine de ces nitrates.

Les eaux bicarbonatées calciques des formations pliocènes profondes sont de bonne qualité, et d'une manière générale, la minéralisation diminue avec la profondeur. Une augmentation des carbonates et des sulfates est notable pour les secteurs où la minéralisation est plus élevée, comme à l'est de Perpignan où la présence de matériaux plus argileux fait diminuer la perméabilité, et accroît le temps de contact de l'eau avec le milieu.

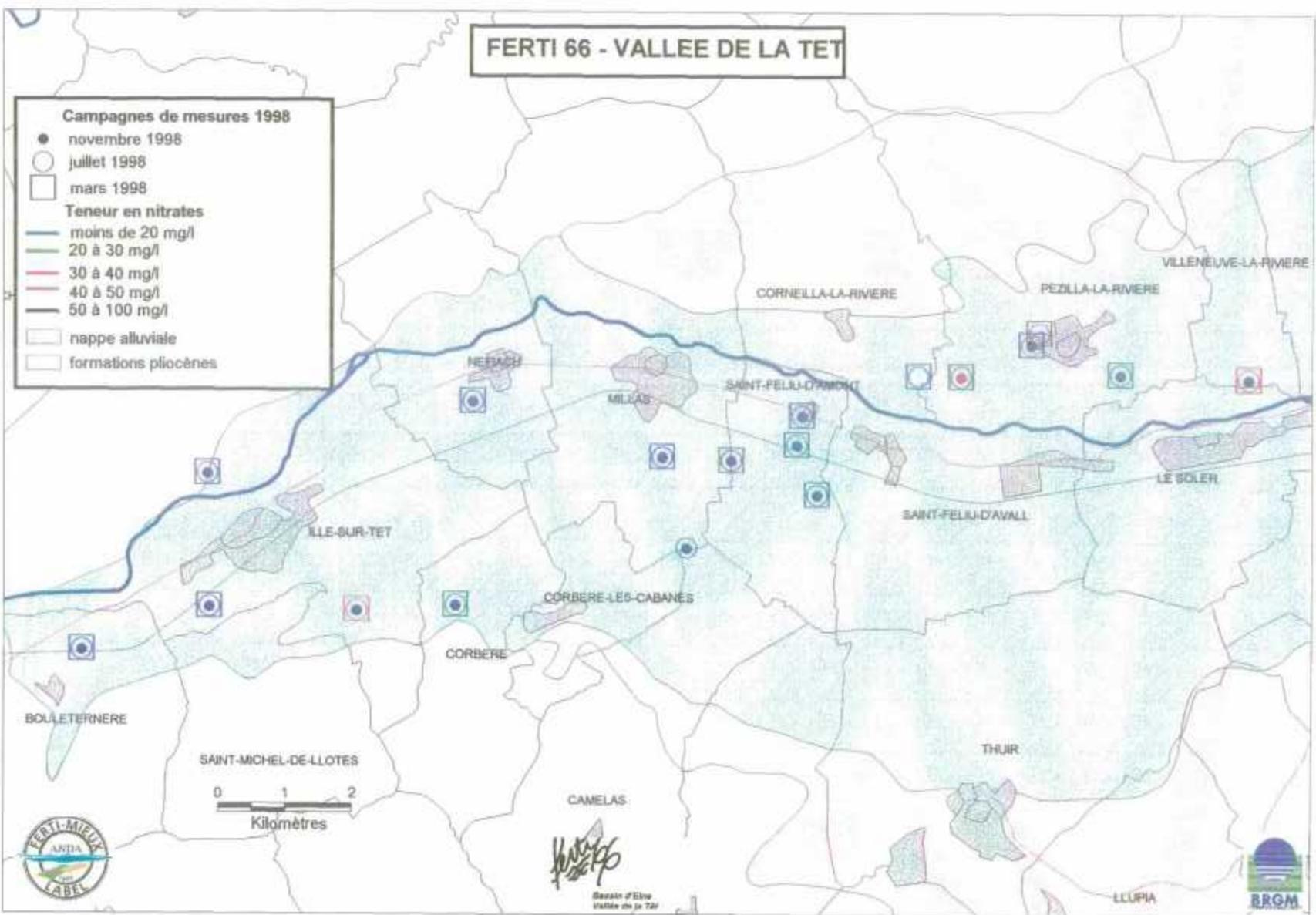


Figure 22 : Teneurs en nitrates mesurées en 1998 dans la vallée de la Têt (projet FERTI66)

Depuis la zone de recharge en amont jusqu'à la côte, la minéralisation totale du pliocène profond évolue de 300-400 mg/l à 400-480 mg/l, soit une légère augmentation, qui se décline de la façon suivante (Marchal, 1995) :

- tendance à une très légère diminution des teneurs en Ca (de 43-76 à 31-67 mg/l) et Mg (de 7-13 à 4-13 mg/l) ,
- augmentation des teneurs en Na (de 9-11 à 35-53 mg/l) et Cl (de 7-10 à 15-50 mg/l).

La diminution en Ca et Mg, associée à l'augmentation en Na de l'amont vers l'aval peut être liée à un mécanisme d'échange d'ions dans l'aquifère au niveau des argiles.

La légère augmentation en ions Cl⁻ de l'amont vers l'aval est semble-t-il à relier à la recharge par les pluies, plus chargées en chlorure à proximité de la mer. Pour les forages profonds qui exploitent des eaux à plus de 80 m, aucune contamination d'origine marine n'est constatée dans le bassin versant de la Têt. Ce phénomène existe en revanche dans la partie nord du réservoir pliocène, notamment dans le secteur du Barcarès.

4.5.6 Evolution dans le temps

L'augmentation des prélèvements est constante dans l'aquifère plioquaternaire du Roussillon, et d'autant plus marquée dans les formations pliocènes profondes, qui fournissent des ressources abondantes et de bonne qualité. Elle est tenue pour responsable en partie de la baisse régulière des niveaux piézométriques enregistrée dans les formations pliocènes (Figure 21).

La diminution de la charge hydraulique de l'aquifère pliocène, en particulier près du littoral où les prélèvements sont les plus importants, accroît les risques de pollution, notamment par les eaux salées. Bien que les formations pliocènes se prolongent en mer (cf. Figure 15), une intrusion directe d'eaux marines n'a pas été mise en évidence. Les pollutions surviennent généralement par drainance verticale des formations quaternaires à travers les couches semi-perméables permise par la baisse de charge hydraulique des formations pliocènes sous-jacentes (Marchal, 1995). Les formations quaternaires sont plus sujettes aux pollutions de diverses origines :

- eaux superficielles (ruissellement, échanges nappe-rivière,...),
- pollutions d'origine agricole,
- intrusion d'eau salée en bordure du littoral (mer, étangs, zones marécageuses).

Dans sa thèse effectuée dans le cadre du projet MEDALUS (MEDiterranean Desertification And Land USE), Muriel Chabart (Chabart, 1996) a testé sur un modèle numérique de l'aquifère plioquaternaire du Roussillon différents scénarios prospectifs qui prennent en compte à la fois l'évolution des besoins en eau dans les années à venir, et les conséquences d'un éventuel changement climatique. Elle élabore ainsi différentes hypothèses de prélèvements, et de recharge, et met en lumière la sensibilité de l'aquifère aux facteurs environnementaux et anthropiques. Il ressort de cette analyse qu'une gestion à long terme est nécessaire, qui prenne en compte à la fois la couverture des besoins et la protection de la quantité et de la qualité de la ressource, pour éviter une situation apparentée à la désertification².

² Ce terme est employé dans le sens d'une dégradation du sol et du couvert végétal résultant de processus d'origines climatiques et/ou anthropiques. Toute dégradation de la ressource en eaux superficielles ou souterraines, et des milieux naturels au sens large, peut conduire à un déséquilibre qui sera assimilé à de la désertification.

5. Conclusions

Depuis les montagnes jusqu'à la mer qu'elle rejoint après la traversée du bassin du Roussillon, la vallée de la Têt présente une grande variété de faciès géologiques. Elle fournit en eau, et en énergie bon nombre d'habitants. Avec l'augmentation des besoins en eau, pour l'agriculture, pour l'industrie, et surtout pour la consommation des habitants et celle de plus en plus importante au fil des années, des touristes, ses ressources sont exploitées de manière de plus en plus intensive.

Les contraintes anthropiques croissantes sur l'environnement, et plus spécialement sur les ressources en eau de la vallée ont des impacts qui sont déjà visibles à l'heure actuelle. Dans la plaine du Roussillon, elles se traduisent par une baisse des charges hydrauliques, et une augmentation associée de la vulnérabilité des eaux souterraines aux pollutions.

Les impacts à venir des contraintes anthropiques et d'éventuels changements climatiques restent à cerner et quantifier, pour aider à une gestion qui soit plus respectueuse de l'environnement, et ce à l'échelle du bassin méditerranéen.

Bibliographie

- Berger G.M., Fonteilles M., Leblanc D., Clauzon G., Marchal J.P., Vautrelle C. (1993) – Notice explicative de la feuille de Rivesaltes au 1/50000^{ème} (carte géologique n°1090).
- Bousquet J.C., (1997) – Géologie du Languedoc-Roussillon. Les Presses du Languedoc & Editions du BRGM. 142 pp. Septembre 1997.
- Calvet M. (1986) – Les terrasses alluviales de la Têt : étude granulométrique et pétrographique des galets. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Tome 57, Fasc. 2, pp. 231-246.
- Calvet M. (1996) – Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne, Les Pyrénées Orientales. Thèse de Doctorat d'Etat ès lettres de l'Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, soutenue en 1994. Presses universitaires de Perpignan & Editions du BRGM. Documents du BRGM 255.
- Carozza J.M., Delcaillau B. (1999) – L'enregistrement géomorphologique de la tectonique quaternaire par les nappes alluviales : l'exemple du bassin de la Têt (Roussillon, France). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 329, pp. 735-740.
- M. Chabart (1996) – La recharge de l'aquifère multi-couche du Roussillon et les conséquences d'un éventuel changement climatique sur la gestion de la ressource en eau (Pyrénées Orientales). Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI, soutenue en 1995. Editions BRGM. Documents BRGM 257.
- Clauzon G., Berger G., Aloïsi J.C., Marchal J.P., Monaco A., Got H., Augris C., Michaux J., Suc J.P., Gadel F., Martin-Buscail R. (1989) – Notice explicative de la feuille de Perpignan au 1/50000^{ème} (carte géologique n°1991).
- 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, XVII, 1990, pp. 125-155.
- Dazy J. (1965) – Etude hydrogéologique du bassin inférieur de la Têt (Roussillon), Thèse de la Faculté des Sciences de Montpellier. Octobre 1965.
- Desailly B. (1990) – L'aménagement du lit de la Têt à Perpignan, un exemple de travaux de protection contre les crues au dix-huitième siècle. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, Paris, pp. 23-34.
- Duvail C., Le Strat P., Bourguine B. (2001) – Atlas géologique des formations plio-quaternaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées-Orientales). Rapport BRGM/RP-51197-FR. Septembre 2001.
- Guitard G., Laumonier B., Autran A., Bandet Y., Berger G.M. (1998) – Notice explicative de la feuille de Prades au 1/50000^{ème} (carte géologique n°1095).

- Lofi J., Gorini C., Berné S., Clauzon G., De Clarens P., Dos Reis T., Fouchet C., à paraître, - Plio-Quaternary reconstruction of Western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) : prograding clionform wedges fill the accomodation space created during the Messinian Slinity crisis.
- Marchal J.P. (1977) – Atlas des eaux souterraines des Pyrénées-Orientales. BRGM.
- Marchal J.P., Bérard P., Camus A. (1985) – Synthèse hydrogéologique de la région Languedoc-Roussillon, Quantité – Qualité. Rapport BRGM 85 SGN 349 LRO. Août 1985.
- Marchal J.P., Baudon-Juvet A. (1991) – Caractéristiques hydrodynamiques des systèmes aquifères du département des Pyrénées-Orientales. Rapport BRGM R 33735 LRO 4S 91. Octobre 1991.
- Marchal J.P., Chéry L. (1995) – Contamination marine de l'aquifère plio-quadernaire du Roussillon (Pyrénées-Orientales). Rapport BRGM R38604. Décembre 1995.
- Wyns R. (1999), Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine. Carte au 1/50000^{ème} PLABENNEC-EST (Finistère Nord). Rap. BRGM R 40519, 23 p..

Liste des figures

Figure 1 : Les zones-clés du programme ORME.....	5
Figure 2 : Débits moyens annuels de la Têt aux stations de jaugeage.....	9
Figure 3 : Carte de situation du bassin versant de la Têt	10
Figure 4 : Morcellement des reliefs dans l'est des Pyrénées (Calvet, 1996).....	12
Figure 5 : Carte géologique schématique (Calvet, 1996)	13
Figure 6 : Situation géologique du bassin versant de la Têt (sur fond de carte géologique au 1/1000000 ^{ème}).....	15
Figure 7 : Collision de la plaque Ibérie avec la plaque Europe (Bousquet, 1997)	17
Figure 8 : Quatre étapes de la formation du Roussillon (Bousquet, 1997).....	18
Figure 9 : Carte géologique simplifiée du bassin du Roussillon (Duvail, 2001).....	19
Figure 10 : Le modèle génétique des Gilbert deltas, exemple du Roussillon (Clauzon, 1990).....	20
Figure 11 : Carte de l'épaisseur totale du Pliocène (Duvail, 2001)	22
Figure 12 : Modèle génétique de l'Holocène dans le bassin du Roussillon (Duvail, 2001).....	24
Figure 13 : Carte de l'épaisseur totale de l'Holocène (Duvail, 2001)	25
Figure 14 : Modèle sédimentaire du remplissage néogène et quaternaire du Roussillon.....	27
Figure 15 : Modèle géométrique du Pléistocène. Profil longitudinal de la vallée du Tech (Duvail, 2001).....	28
Figure 16 : Systèmes aquifères des Pyrénées Orientales	30
Figure 17 : Modèle conceptuel des altérations en domaine granitique (Wyns, 1999).....	31
Figure 18 : Carte de vulnérabilité des eaux souterraines des Pyrénées Orientales	32
Figure 19 : Surfaces irriguées et cultures intensives dans la plaine du Roussillon.....	38
Figure 20 : Localisation des piézomètres du réseau de surveillance (source : www.cg66.fr/Brgm).....	39
Figure 21 : Variations piézométriques dans l'aquifère pliocène	42
Figure 22 : Teneurs en nitrates mesurées en 1998 dans la vallée de la Têt (projet FERTI66)	44

Liste des tableaux

Tableau 1 : Légende de la Figure 5 (Calvet, 1996).....	14
Tableau 2 : Systèmes aquifères du bassin versant de la Têt	29
Tableau 3 : Evaluation des prélèvements actuels exprimés en millions de mètres cubes par an, dans la plaine du Roussillon (chiffres CG66)	37