

Macrozonage sismique des Pyrénées-Orientales

Rapport final

BRGM/RP-62994-FR

Décembre 2013



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Macrozonage sismique des Pyrénées-Orientales

Rapport final

BRGM/RP-62994-FR
Décembre 2013

B. Colas, A. Roullé, M. Terrier, E. Le Goff avec la collaboration de S. Auclair, E. Vanoudheusden

Vérificateur :

Nom : M. Belvaux

Date : 7/1/2014

Approbateur :

Nom : M. Audibert

Date : 19/1/2014

Mots-clés : aléa sismique – macrozonage sismique – effets de site lithologiques – failles actives, effets de site topographiques – liquéfaction – Eurocodes 8 – Pyrénées-Orientales.

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

B. Colas, A. Roullé, M. Terrier, E. Le Goff avec la collaboration de S. Auclair, E. Vanoudheusden (2013). Macrozonage sismique des Pyrénées-Orientales. Rapport final. BRGM/RP-62994-FR, 150 p., 108 ill., 5 ann., 1 CD.

Synthèse

Dans le cadre de sa mission de service public, le BRGM collecte et met à disposition des outils et des données nécessaires aux politiques publiques en matière de prévention des risques naturels et d'aménagement du territoire. L'absence actuelle de connaissance continue et homogène de l'aléa sismique local sur le département des Pyrénées-Orientales constitue un manque pour la mise en œuvre d'actions de prévention et de communication sur ces phénomènes. A cet égard, la DDTM des Pyrénées-Orientales et le BRGM ont mis en commun leurs moyens pour réaliser le macro-zonage sismique du département.

Le zonage réalisé consiste à l'évaluation de l'aléa sismique local en distinguant :

- les « effets de site » entraînant une modification du signal vibratoire à la surface d'un sol par rapport au signal observé sur un site de bonnes propriétés mécaniques (appelé également site rocheux), en fonction de la lithologie ou de la topographie ;
- le potentiel de liquéfaction des sols en fonction notamment de la nature des sédiments sensibles (matériaux pulvérulents sous nappe) et des données géotechniques disponibles ;
- la hiérarchisation des failles actives.

L'ensemble des approches développées se base sur une solide connaissance de la géologie de surface et profonde (en particulier au niveau des bassins tertiaires du Roussillon et de la Cerdagne) du territoire, appuyée sur des travaux de recherche ou des démarches spécifiques engagées dans le cadre du projet.

Au niveau structural, en particulier, chaque système de failles majeures a fait l'objet d'une description et d'une cartographie détaillée. La classification des failles majeures potentiellement actives obtenue pour les Pyrénées-Orientales identifie, parmi les 41 segments de failles majeures retenues, les failles suivantes classées comme les plus actives : segment sud de la faille de la Têt, faille d'Amer-Brugent, très probablement à l'origine des séismes de 1427 et 1428, faille de Cabrerès, subparallèle à la faille d'Amer-Brugent, faille de Nuria, dont l'extrémité nord se trouve dans le département, failles de Banyoles et d'Albanya auxquelles sont associées plusieurs indices d'activité tectonique récente. Ce travail fournit une image indicative et qualitative sur les failles potentiellement actives situées au niveau ou proche du département.

L'appréhension des effets de site lithologiques (ou géologiques) est basée sur l'établissement d'un zonage de secteurs de réponse sismique homogène intégrant leurs caractéristiques géologiques, géomécaniques et sismogènes. Ce « macrozonage », à l'échelle du département et au 1 :50 000 se base sur les classes de sol forfaitaires définies par les règles parasismiques EC8 et les spectres de réponse de la réglementation nationale associée. Il repose en particulier sur la compilation et l'analyse des données géologiques, géophysiques et géotechniques existantes en s'appuyant notamment sur les données de sondage de la banque de données du sous-sol (BSS) et sur une campagne de mesures H/V spécifiquement engagée dans le cadre du projet.

La prise en compte des effets de site topographiques est réalisée à partir des méthodes associées aux règles parasismiques PS92 adaptées au nouveau cadre réglementaire des EC8. Sur la base d'un zonage établi à l'appui d'un outil spécifique d'aide à la cartographie développé par le BRGM, il est proposé un zonage binaire des secteurs potentiellement soumis aux effets de site avec recommandation d'application d'un facteur multiplicatif forfaitaire sur les mouvements sismiques définis sous la forme de spectres en accélération.

La hiérarchisation de la susceptibilité à la liquéfaction pour les faciès affleurants ou présents en profondeur identifiés dans le département se décline suivant le degré de saturation des formations concernées, analyse menée à partir des données relatives à la piézométrie, à la lithologie des faciès identifiés et à la géométrie des formations jugées sensibles (profondeur notamment). La seule approche qualitative ne permettant pas une discrimination suffisante des zones susceptibles, une approche ponctuelle quantitative, à partir de l'analyse de données issues des sondages géotechniques existants dans les zones suspectées, a été mise en œuvre.

Les différentes composantes de l'aléa sismique local peuvent désormais être prises en compte dans l'aménagement afin de favoriser une aide à la décision en matière de contraintes liées à l'aléa sismique et ce dès la conception d'un projet. La proposition par zone de spectres forfaitaires de dimensionnement est réalisée mais au-delà de cet aspect, la compilation de l'ensemble des résultats doit pouvoir permettre, à l'échelle de chaque commune, de proposer, outre la diffusion des résultats des travaux, la mise à jour – ou la réalisation, des Porters à Connaissance (PAC) relatifs au risque sismique. Cette connaissance, en l'absence de PPR sismique spécifique existant, pourrait s'appuyer sur une doctrine orientant les décisions en matière d'aménagement.

Les résultats du programme ne s'affranchissent bien évidemment pas de la nécessité d'une meilleure cartographie à l'échelle locale des failles estimées « dangereuses » ou des zones soumises à effets de site ou à liquéfaction. Néanmoins ils constituent un outil d'aide à la décision pour fixer des priorités dans le choix des investigations à l'échelle locale et favoriser ainsi la prise en compte du risque sismique dans l'aménagement en intégrant en particulier les critères de vulnérabilité des constructions, existantes ou en projet.

Sommaire

1. Introduction	15
2. Contexte départemental et organisation du programme	17
2.1. CONTEXTE SISMIQUE REGLEMENTAIRE.....	17
2.2. RAPPEL DES NOTIONS RELATIVES AU SEISME	18
2.3. EFFETS DIRECTS ET INDUITS DES SEISMES.....	19
2.3.1. Les effets liés aux failles actives	20
2.3.2. Les effets de site géologiques.....	20
2.3.3. Les effets de site topographiques	20
2.3.4. La liquéfaction des sols.....	21
2.3.5. Les mouvements de terrain.....	21
2.4. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE DES PYRENEES ORIENTALES.....	22
2.5. RELATIONS ENTRE ENTITES GEOLOGIQUES ET GEOMORPHOLOGIQUES DES PYRENEES ORIENTALES	23
2.5.1. La zone pyrénéenne	23
2.5.2. La plaine du Roussillon.....	23
2.6. ORGANISATION DU PROGRAMME.....	25
3. Synthèse sismotectonique.....	29
3.1. CONTEXTE SISMOTECTONIQUE GENERAL.....	29
3.2. LES GRANDS TRAITs STRUCTURAUX DES PYRENEES ORIENTALES ET DU GOLFE DU LION.....	30
3.2.1. Les grands traits structuraux des Pyrénées orientales (s.l.)	31
3.2.2. Les grands traits structuraux du golfe du Lion	36
3.3. DEFORMATIONS TECTONIQUES RECENTES	39
3.3.1. La faille du Têt, bordure tectonique des bassins de Cerdagne et de Conflent	39
3.3.2. La faille du Tech, bordure sud du bassin du Roussillon.....	42
3.3.3. La FNP, faille nord pyrénéenne	44
3.3.4. Le système de failles NE-SW de Lézignan	44
3.3.5. Les failles NW-SE du bassin de l'Empordan.....	45
3.3.6. Enregistrement d'un soulèvement post orogénique et analyse de surfaces morphologiques étagées	46
3.3.7. Mesures géodésiques, soulèvement de la chaîne axiale, extension isostatique	48

3.4.	SISMICITE	50
3.4.1.	Localisation des séismes.....	50
3.4.2.	Mécanismes au foyer des séismes.....	56
3.5.	SYNTHESE SISMOTECTONIQUE.....	57
3.5.1.	Cartographie	57
3.5.2.	Résumé	58
4.	Classification des failles actives des Pyrénées-Orientales	63
4.1.	LA DEMARCHE	63
4.1.1.	Choix des critères pour la classification, synthèse des connaissances	64
4.1.2.	Evaluation factuelle du niveau d'activité	65
4.1.3.	Evaluation du niveau de connaissances.....	67
4.1.4.	Les différentes classes de failles	67
4.2.	LES RESULTATS POUR LES PYRÉNÉES ORIENTALES	68
4.2.1.	Classification des failles en 4 niveaux d'activité	68
4.2.2.	Estimation des magnitudes de séismes pour deux périodes de retour 69	
4.3.	PRISE EN COMPTE DES FAILLES ACTIVES DANS L'AMENAGEMENT	70
4.3.1.	Rappel sur la réglementation pour la prise en compte des failles actives dans les documents d'urbanisme français.....	70
4.3.2.	Ruptures en surface des failles et protection des bâtiments	71
4.3.3.	La classification des failles actives des Pyrénées orientales : une aide pour l'application de la réglementation.....	72
4.3.4.	Pour conclure.....	74
5.	Aléa sismique régional.....	77
5.1.	SISMICITE DEPARTEMENTALE	77
5.1.1.	Sismicité historique.....	77
5.1.2.	Sismicité instrumentale.....	78
5.2.	MOUVEMENT SISMIQUE DE REFERENCE AU ROCHER	79
5.2.1.	Caractéristiques de l'aléa sismique régional.....	79
5.2.2.	Confrontation avec la réglementation parasismique en vigueur	81
6.	Effets de site lithologiques	85
6.1.	METHODOLOGIE APPLIQUEE	85
6.2.	IDENTIFICATION DES FORMATIONS SUSCEPTIBLES DE PRESENTER UN EFFET DE SITE LITHOLOGIQUE	86
6.2.1.	Contexte lithologique des formations géologiques représentées	86
6.2.2.	Formations susceptibles de présenter un effet de site lithologique	86
6.3.	CAMPAGNE DE MESURES H/V.....	88

6.4.	ZONAGE SISMIQUE SELON LES EC8.....	92
6.4.1.	Typologie des formations superficielles	93
6.4.2.	Définition des colonnes de sol	95
6.4.3.	Classification des différentes zones selon les EC8.....	110
6.5.	PRISE EN COMPTE DES EFFETS DE SITE DANS L'AMENAGEMENT ...	111
7.	Effets de site topographiques.....	115
7.1.	DEFINITION	115
7.2.	REGLEMENTATION ET DOCUMENTS DE REFERENCE	115
7.3.	CARTOGRAPHIE.....	117
7.4.	PRISE EN COMPTE DE EFFETS DE SITE TOPOGRAPHIQUES DANS L'AMENAGEMENT	120
8.	Liquéfaction des sols.....	123
8.1.	DEFINITION	123
8.2.	REGLEMENTATION ET DOCUMENTS DE REFERENCE	123
8.3.	FACTEURS DE SENSIBILITE A LA LIQUEFACTION (APPROCHE QUALITATIVE)	124
8.3.1.	Facteur géomorphologique	124
8.3.2.	Facteur hydrologique	126
8.3.3.	Facteur géo-mécanique	127
8.3.4.	Facteurs lithologique et géotechnique	128
8.4.	EVALUATION DE LA SUSCEPTIBILITE A LA LIQUEFACTION	132
8.5.	LIMITES DE LA CARTOGRAPHIE	133
8.6.	PRISE EN COMPTE DE LA LIQUEFACTION DANS L'AMENAGEMENT ...	135
9.	Perspectives et valorisation potentielle des travaux de macrozonage sismique.....	137
9.1.	EVALUATION DU RISQUE SISMIQUE	137
9.2.	RENFORCEMENT DU NIVEAU D'INFORMATION PREVENTIVE	138
10.	Conclusions générales.....	139
11.	Bibliographie	141
12.	Glossaire.....	147
13.	Annexes	151

Liste des illustrations

illustration 1 – Zonage sismique de la France	17
illustration 2 – Zonage sismique réglementaire du département des Pyrénées-Orientales d'après la carte nationale.	18
illustration 3 – Conséquences des séismes : effets directs et effets induits	19
illustration 4 – Cadre géographique et morphologique (© DIREN LR, Atlas des Paysages du Languedoc-Roussillon)	22
illustration 5 – Présentation de la géologie des Pyrénées-Orientales (© DIREN LR d'après carte géologique de la France au 1/1 000 000 du BRGM)	24
illustration 6 – Schéma stratigraphique ordonné des terrains sédimentaires des Pyrénées-Orientales (BRGM, atlas des ressources du sous-sol)	25
illustration 7 – Définition des zones de travail	26
illustration 8 – Synthèse des actions	27
illustration 9 – Failles et sismicité historique	29
illustration 10 – Principales structures tectoniques dans le département (DDRM)	30
illustration 11 – Schéma structural du Golfe du Lion (Séranne et al., 1999)	31
illustration 12 – Coupe structurale des Pyrénées montrant la position des grandes zones structurales reconnues dans la partie centrale et orientale de la Chaîne (Canérot, 2009)	32
illustration 13 – Interprétation du profil ECORS-Pyrénées (d'après Anguy et al., 1991)	33
illustration 14 – Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer (d'après Arthaud et al., 1981)	33
illustration 15 – Coupe NNE-SSW à travers le bassin néogène de Prades (d'après Guitard et al., 1998)	35
illustration 16 – Les grandes unités structurales de la chaîne des Pyrénées (d'après Mattauer et Seguret, 1971)	36
illustration 17 – Coupe géologique à l'échelle crustale [modifiée par Mauffret et al. (2001) à partir de Viillard et Gorini, (1994)]	37
illustration 18 – Profil sismique (LRM02) réalisé au niveau de la marge continentale dans le prolongement NE de la faille du Tech (Mauffret et al., 2001)	37
illustration 19 – Cadre structural des Pyrénées orientales et du Golfe du Lion (Extrait de Mauffret et al., 2001)	38
illustration 20 – Croquis géologique des Pyrénées-orientales (d'après Briaïs et al., 1990, modifié Delcaillau et al., 2004)	40
illustration 21 – Failles inverses WNW-ESE affectant la terrasse alluviale du Quaternaire supérieur du Sègre en Cerdagne (d'après Combes et al., 1991)	42
illustration 22 – Carte géologique et morphologique le long de la faille du Tech et profil topographique à travers la faille (d'après Briaïs et al., 1990)	43
illustration 23 – Faille inverse du massif de l'Agly (d'après Philip et al., 1992)	44

illustration 24 – Fossile préhistorique (<i>Estephanorhinus etruscus</i> , -1,6 Ma) décalé par des petites failles dextres (Galobart, 1996).	45
illustration 25 – Carte géomorphologique le long de la faille d’Amer (Fleta et al., 2001).....	46
illustration 26 – Les surfaces étagées miocènes dans les Pyrénées orientales (Calvet, 2011)	47
illustration 27 – Exemple du Canigou, mise en place et décalage des surfaces d’aplanissement S0 (Miocène inférieur) et S1 (Miocène moyen), d’après Calvet (2011) et Calvet et Gunnell (2013)	48
illustration 28 – Champ de vitesses GPS dans les Pyrénées orientales dans l’intervalle 1992-1999 (d’après Tahayt, 2008)	49
illustration 29 – Haut : champ de vitesses et de contraintes déviatoriques induit par un taux d’érosion de 0.75 mm/an sur les reliefs et 0.5 mm/an de raccourcissement au travers de la chaîne. Bas : déformation et axes principaux du tenseur des déformations obtenus pour les paramètres indiqués plus haut. (d’après Vernant et al., 2013)	50
illustration 30 – Carte des épacentres de séismes historiques et instrumentaux (d’après Secanell et al., 2008).....	52
illustration 31 – Coupe interprétative nord-sud à travers le massif de l’Agly, localisation des foyers des séismes de 1996 et de 2004 (d’après Sylvander et al., 2007)	53
illustration 32 – Carte géologique schématique de l’extrême nord-est de la péninsule ibérique avec report des épacentres des principaux séismes de la crise catalane (Olivera et al., 2006)	54
illustration 33 – Cartes montrant l’évolution du champ de contraintes à 6 km de profondeur lors des crises sismiques de 1427 et 1428 (Perea, 2009).....	55
illustration 34 – Profondeur focale des séismes (d’après Perea, 2009).....	55
illustration 35 – Mécanismes au foyer des séismes (d’après Goula et al., 1999)	56
illustration 36 – Carte sismotectonique des Pyrénées Orientales.....	61
illustration 37 – Caractéristiques géologiques, géométriques et sismotectoniques des failles majeures dans les Pyrénées Orientales.....	62
illustration 38 – Principe de la démarche de classification des failles actives à l’échelle régionale	63
illustration 39 – Définition de poids spécifiques V_{cr} pour chaque type de critères retenus.	66
illustration 40 – Evaluation du niveau d’activité en fonction des valeurs pondérées des critères d’activité tectoniques, néotectoniques, morphologiques et sismiques retenus (cf illustration 37)	66
illustration 41 – Evaluation du niveau des connaissances en fonction de l’appréciation du tracé cartographique de la faille et de l’âge des observations de déformations tectoniques les plus récentes.	67
illustration 42 – Les différentes classes de failles actives retenues in fine	68
illustration 43 – Classification empirique des failles majeures identifiées potentiellement actives, avec 4 classes d’activité (élevée, moyenne, faible, négligeable à nulle) et 3 niveaux de connaissances C = bonne, B = moyenne, A=faible)	75
illustration 44 – Classification des failles majeures potentiellement actives dans ou à proximité des Pyrénées Orientales.	76
illustration 45 – Principaux séismes ressentis dans le département (d’après SisFrance, 2009)	78
illustration 46 – Epicentres des séismes situés dans le département ou en zone proche (BRGM d’après données SisFrance et ReNass).....	79
illustration 47 – Zonage sismotectonique unifié des Pyrénées (projet ISARD – BRGM ICPE)	80

illustration 48 – Probabilité de dépassement (%) correspondant aux périodes de retour des mouvements sismiques calculés	80
illustration 49 – Cartes d'accélération spectrale pour la période de retour 475 ans (valeur médiane)	81
illustration 50 – Expressions analytiques du spectre de réponse élastique au rocher horizontal affleurant, préconisé pour les Pyrénées-Orientales par la réglementation Eurocode 8.....	82
illustration 51 – Spectres de réponse EC8 au rocher horizontal affleurant selon la réglementation française actuelle pour les zones de sismicité 3 et 4	82
illustration 52 – Comparaison entre spectre réglementaire national (en rouge) et valeurs d'accélération dérivées de l'aléa probabiliste (en vert) pour la commune de Prats-de-Mollo.	83
illustration 53 – Classification des sols selon les EC8.....	87
illustration 54 – Introduction de la classe B' (hors classe EC8)	88
illustration 55 – Carte des formations susceptibles de présenter un effet de site lithologique.....	88
illustration 56 – Localisation des données géologiques, géotechniques et géophysiques disponibles pour l'étude des effets de site lithologiques sur les Pyrénées-Orientales.....	89
illustration 57 – Liste des stations sismologiques de la zone d'étude et fréquences de résonance associées.....	90
illustration 58 – Fréquences de résonance observées sur les mesures H/V de la plaine du Roussillon et de la vallée de la Têt.....	90
illustration 59 – Exemple de sondage géotechnique (très complet) valorisé (10912X005)	91
illustration 60 – Fréquences de résonance observées sur les mesures H/V en Cerdagne	92
illustration 61 – Classification des sols selon les PS92.....	94
illustration 62 – Typologie des formations superficielles pour le macrozonage des Pyrénées-Orientales	95
illustration 63 – Proondeur des sondages valorisés (total 1002).	96
illustration 64 – Niveau d'arrêt des sondages et coupes simplifiée des sondages valorisés (total 1002).....	96
illustration 65 – Coupes simplifiées résultant de l'analyse de l'ensemble des données géologiques, géotechniques et géophysiques disponibles sur la zone d'étude	97
illustration 66 – Exemple d'interprétation d'un profil SASW en termes de colonne de sol simplifiée.....	98
illustration 67 – Interprétation de profils sismiques profonds (LRM04) (d'après Duvail, 2010).....	98
illustration 68 – Coupe schématique des formations sédimentaires de la plaine du Roussillon et de leur architecture (Duvail, 2013)	99
illustration 69 – Géométrie de l'incision messinienne (Duvail et al., 2001)	100
illustration 70 – Coupe géologique dans la vallée de la Têt (Clauzon G., Rubino J-L., 2001, modifiée BRGM 2007)	101
illustration 71 – Coupe géologique Col de Ternère (vallée de la Têt) (Clauzon G., Rubino J-L., 2001, modifiée BRGM 2007)	102
illustration 72 – Coupe en Cerdagne (profil géologique de la zone de Martinet (Macau et al., 2006)	102
illustration 73 – Synthèse des données de sondages : épaisseurs de dépôts quaternaires (QUAT).....	103
illustration 74 – Synthèse des données de sondages : épaisseurs de dépôts tertiaires (SR)	103
illustration 75 – Estimation des épaisseurs des couches quaternaires sur la plaine du Roussillon à partir du modèle géologique 3D et de l'analyse des mesures H/V.	104

illustration 76 – Estimation des épaisseurs des couches tertiaires sur la plaine du Roussillon à partir du modèle géologique 3D et de l'analyse des mesures H/V	105
illustration 77 – Estimation des épaisseurs des couches tertiaires en Cerdagne à partir du modèle géologique et de l'analyse des mesures H/V (Macau et al. 2006).....	106
illustration 78 – Calcul de Vs30 (avec $\Sigma h_i = 30$ m).....	106
illustration 79 – Vs30 « mesurées » en Cerdagne (38 profils SASW) QUAT : dépôts quaternaires / SR : dépôts tertiaires / BR : bed-rock.....	107
illustration 80 – Augmentation de Vs en fonction de la profondeur pour des dépôts profonds appliquée au cas de la Cerdagne.....	107
illustration 81 – Exemple de classification EC8 à partir de corrélations sur plusieurs paramètres géotechniques (log de l'illustration 59).....	108
illustration 82 – Estimation des classes de sol EC8 au droit de sites disposant de données géologiques, géotechniques et/ou géophysiques	109
illustration 83 – Distribution des classes EC8 des sols quaternaires selon les lithologies à partir des données de sondage.....	109
illustration 84 – Zonage macrosismique du département des Pyrénées-Orientales en classes de sol EC8 modifiées (ajout d'une classe B').....	111
illustration 85 – Détermination du spectre de réponse réglementaire.....	112
illustration 86 – Accélération nominale selon les zones et la catégorie d'importance du bâtiment	112
illustration 87 – Spectre de réponse EC8 (zones de sismicité 3 et 4) en fonction des classes de sol	113
illustration 88 – Modification du signal sismique par la topographie	115
illustration 89 – Principe de calcul du coefficient τ pour l'évaluation des effets de site topographiques.....	116
illustration 90 – Choix des profils pour le calcul du coefficient τ	116
illustration 91 – Effets de site topographiques : méthode déployée pour cartographier les zones susceptibles.....	118
illustration 92 – Proposition de rendu de la qualification des effets de site topographiques à l'échelle communale	119
illustration 93 – Cartographie départementale des effets de site topographiques.....	119
illustration 94 – Proposition de prise en compte des effets de site topographiques à l'échelle communale	121
illustration 95 – Carte de prise en compte des effets de site topographiques (échelle départementale)	121
illustration 96 – Formations potentiellement sensibles à la liquéfaction	124
illustration 97 – Susceptibilité à la liquéfaction (selon âge et environnement de dépôt des formations géologiques)	125
illustration 98 – Cartographie de susceptibilité à la liquéfaction (selon âge et environnement de dépôt des formations géologiques)	126
illustration 99 – Susceptibilité à la liquéfaction (selon âge de dépôt des formations géologiques et profondeur de nappe)	126
illustration 100 – Profondeur des niveaux d'eau observés en sondage.....	127
illustration 101 – Critères de suspicion à la liquéfaction vis-à-vis de l'état de contrainte du sol.....	128
illustration 102 – Critères de suspicion à la liquéfaction vis-à-vis des critères géotechniques.....	129

illustration 103 – Carte des niveaux quaternaires du bassin du Roussillon et du Conflent (extrait Thèse Calvet, 1996)	130
illustration 104 – Sondages valorisés pour qualifier le potentiel de liquéfaction.	131
illustration 105 – Données ponctuelles du potentiel de liquéfaction (base de sondages).....	132
illustration 106 – Principe méthodologique du zonage de la susceptibilité à la liquéfaction	133
illustration 107 – Zonage de la susceptibilité à la liquéfaction des sols (potentiel de liquéfaction).....	134
illustration 108 – Principe de règlement pour la construction en cas de liquéfaction.....	135

Liste des annexes

- Annexe 1 Note technique : place des Pyrénées orientales dans le contexte tectonique régional
- Annexe 2 Description et cartographie détaillée des failles
- Annexe 3 Liste des formations lithologiques susceptibles de présenter des effets de site lithologiques
- Annexe 4 Enregistrement de bruit de fond, méthode H/V, implantation, traitement et valorisation des mesures
- Annexe 5 Catégories d'importance de bâtiments

1. Introduction

La récente révision du zonage sismique de la France (entrée en vigueur le 1er mai 2011) d'après l'annexe des articles R563-1 à R563-8 du Code de l'Environnement modifiés par les Décret n°2010-1254 et n°2010-1255 du 22 octobre 2010 ainsi que par l'Arrêté du 22 octobre 2010, situe le département des Pyrénées-Orientales dans les zones de sismicité 3 et 4 (sismicité définie comme « modérée » à « moyenne »).

A ce titre l'ensemble du département est concerné par la prise en compte du risque sismique et sont à ce titre soumis à la réglementation parasismique. Cette réglementation porte en particulier sur les constructions nouvelles et sur les modifications de l'existant, indépendamment des catégories de bâtiments envisagés (hors hangars agricoles).

Si la connaissance de l'aléa sismique « régional » est déterminée par le zonage sismique national, des variations locales de l'aléa (effets directs et induits), à la faveur de contextes géomorphologiques particuliers, peuvent être attendues. Les contextes géomorphologiques propices à cette manifestation sont liés principalement aux contrastes topographiques (zones de ruptures de pentes) ou à l'existence de contextes géologiques particuliers (contacts entre horizons géologiques de comportement géo-mécaniques différents, présence de certains types de sols) qui peuvent modifier de façon substantielle la propagation des ondes sismiques et le comportement des terrains d'assise de bâtiments.

Aujourd'hui, la connaissance de l'aléa sismique local (effets directs et induits) est fragmentaire alors qu'il peut modifier profondément les mouvements du sol et par conséquent les dommages aux ouvrages. La détermination et la cartographie à l'échelle du département des Pyrénées-Orientales de ces effets constituent l'objet du présent rapport :

- hiérarchisation des failles actives du département ;
- effets de site géologiques et topographiques ;
- zones potentiellement soumises à liquéfaction des sols.

L'évaluation de l'aléa sismique étant un préalable à toute étude de risque sismique, ces approches sont complétées par la prise en compte dans l'aménagement des contraintes liées à ces évaluations.

Le programme est réalisé dans le cadre de la mission d'appui aux politiques publiques du BRGM. Les modalités techniques et financières de réalisation du programme sont régies par une convention de recherche et développement partagés entre la DDTM des Pyrénées-Orientales et le BRGM.

2. Contexte départemental et organisation du programme

2.1. CONTEXTE SISMIQUE REGLEMENTAIRE

La France dispose depuis le 24 octobre 2010 d'une nouvelle réglementation parasismique, entérinée par la parution au Journal Officiel de deux décrets sur le nouveau zonage sismique national et d'un arrêté fixant les règles de construction parasismique à utiliser pour les bâtiments de la catégorie dite « à risque normal » sur le territoire national.

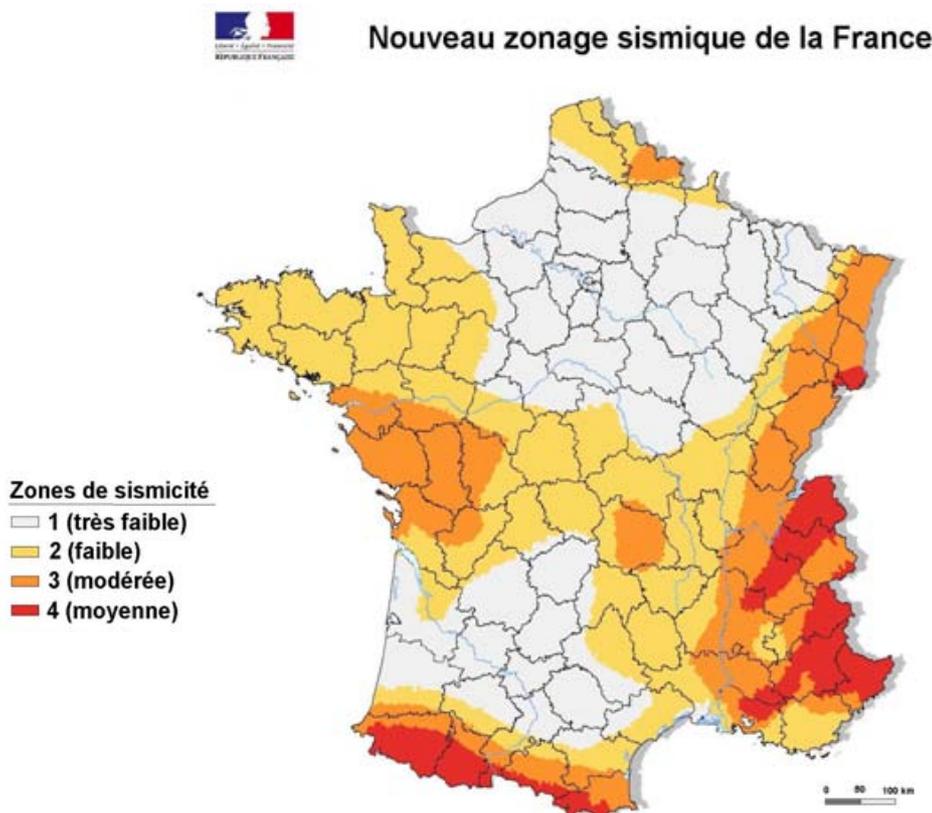


illustration 1 – Zonage sismique de la France

Ces textes permettent l'application de nouvelles règles de construction parasismique telles que les règles Eurocode 8. Ces nouveaux textes réglementaires sont applicables de manière obligatoire depuis le 1^{er} mai 2011.

Ce nouveau zonage apporte quelques changements notoires par rapport à l'ancien en vigueur depuis 1991 :

- nouvelle dénomination des zones de sismicité et des classes de bâtiment ;
- zonage sismique communal et non plus cantonal ;
- modification de l'étendue des différentes zones et de la réglementation associée ;

- modification des paramètres du spectre de réponse du sol ...

Le département des Pyrénées-Orientales, est intégralement concerné par la prise en compte du risque sismique et est à ce titre soumis à la réglementation parasismique (illustration 2). Le territoire est couvert par les zones de sismicité 3 (« modérée ») et 4 (« moyenne »). Les conséquences de cette prise en compte du risque sismique porte sur les constructions nouvelles et sur les modifications de l'existant pour l'ensemble des bâtiments et pour l'ensemble des communes du département.

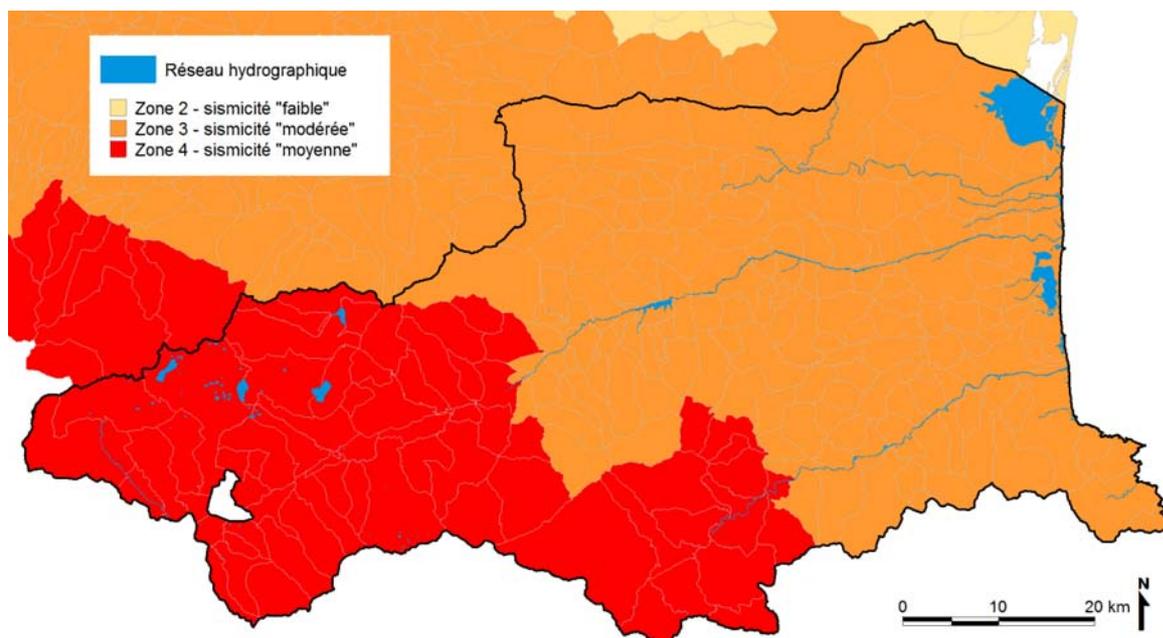


illustration 2 – Zonage sismique réglementaire du département des Pyrénées-Orientales d'après la carte nationale.

2.2. RAPPEL DES NOTIONS RELATIVES AU SEISME

Un séisme est une vibration du sol transmise aux bâtiments, causée par une fracture brutale des roches en profondeur le long d'une faille se prolongeant parfois jusqu'en surface. Les séismes sont, avec le volcanisme, l'une des manifestations de la tectonique des plaques.

L'activité sismique est concentrée le long de failles, en général à proximité des frontières entre ces plaques. Lorsque les frottements au niveau d'une de ces failles sont importants, le mouvement entre les deux plaques est bloqué. De l'énergie est alors stockée le long de la faille. La libération brutale de cette énergie permet de rattraper le retard du mouvement des plaques. Le déplacement instantané qui en résulte est la cause des séismes. Après la secousse principale, il se produit des répliques, qui correspondent à des petits réajustements des blocs au voisinage de la faille.

Les conséquences d'un séisme se traduisent par la dégradation ou la ruine des bâtiments, des décalages de la surface du sol de part et d'autre des failles, mais peut également provoquer des phénomènes induits (mouvement de terrain, liquéfaction, tsunami).

Un séisme est caractérisé par :

- son foyer (ou hypocentre) : c'est la région de la faille où se produit la rupture et d'où partent les ondes sismiques.

- son épicentre : point situé à la surface terrestre à la verticale du foyer et où l'intensité est généralement la plus importante.
- sa magnitude : identique pour un même séisme, elle traduit l'énergie libérée par le séisme. Elle est généralement mesurée par l'échelle ouverte de Richter. Augmenter la magnitude d'un degré revient à multiplier l'énergie libérée par 30.
- son intensité : elle témoigne des effets et dommages du séisme en un lieu donné. Ce n'est pas une mesure objective, mais une appréciation de la manière dont le séisme se traduit en surface et dont il est perçu. On utilise aujourd'hui l'échelle EMS'98 (European Macroseismic Scale), qui comporte douze degrés (Grünthal *et al.*, 1998). Le premier degré correspond à un séisme non perceptible, le douzième à un changement total du paysage.

L'intensité n'est donc pas, contrairement à la magnitude, fonction uniquement de la taille du séisme, mais également du lieu et de la distance où il est observé. En outre, les conditions topographiques ou géologiques locales (particulièrement des terrains sédimentaires reposant sur des roches plus dures) peuvent créer des effets de site qui amplifient l'intensité d'un séisme. Sans effet de site, l'intensité d'un séisme est maximale à l'épicentre et décroît avec la distance.

- la fréquence et la durée des vibrations : ces 2 paramètres ont une incidence fondamentale sur les effets en surface.
- la faille provoquée (verticale ou inclinée) : dans certains cas, la rupture peut se propager jusqu'en surface.

2.3. EFFETS DIRECTS ET INDUITS DES SEISMES

L'ensemble de ces considérations concourt à l'évaluation de l'aléa sismique (effets directs et effets induits) présentée sur l'illustration 3.

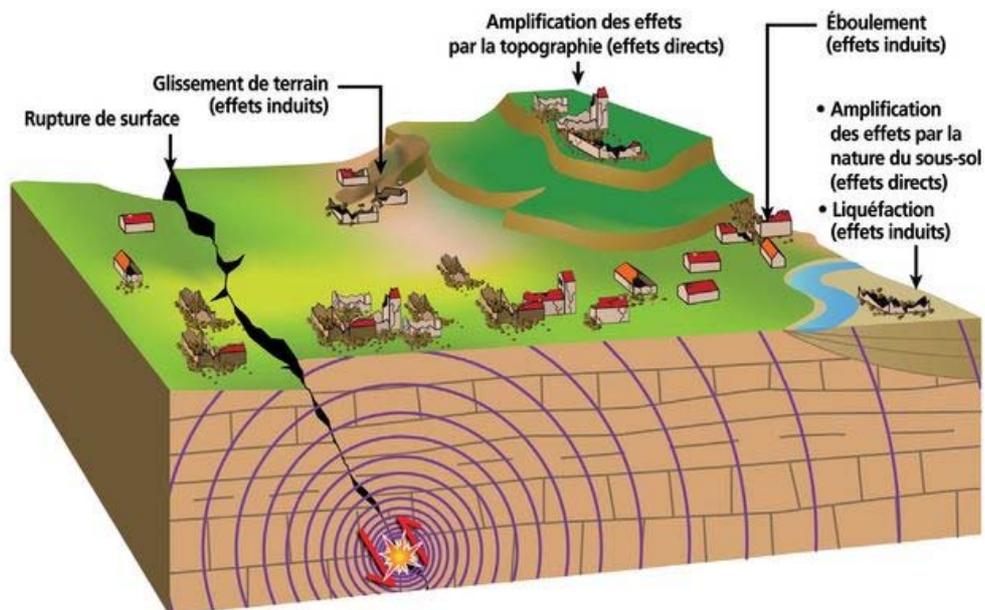


illustration 3 – Conséquences des séismes : effets directs et effets induits

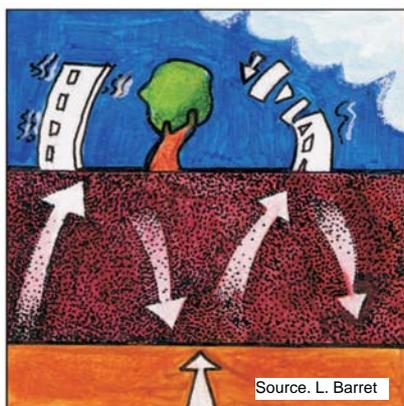
La détermination à l'échelle du département des Pyrénées-Orientales de ces effets constitue l'objet du présent rapport.

- Il est fait référence à un « effet de site » lorsqu'il y a modification du signal vibratoire à la surface d'un sol par rapport au signal observé sur un site de bonnes propriétés mécaniques (appelé également site rocheux). Seront détaillés les effets de site géologiques et les effets de site topographiques.
- Cette modification est évaluée par rapport à un mouvement de référence dit « mouvement au rocher », qui constitue l'aléa sismique régional.
- En outre, l'étude des failles actives et les effets induits de liquéfaction seront qualifiés.

2.3.1. Les effets liés aux failles actives

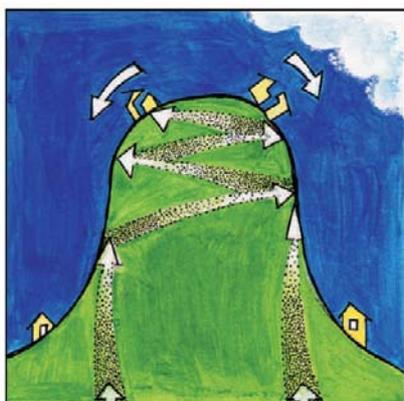
Les effets liés aux failles actives sont considérés dès lors que la dislocation des terrains donnant naissance à un séisme atteint la surface. Sur la période couverte par la sismicité historique et dans l'état actuel des connaissances, il n'y a pas a priori, en France, d'exemple de faille ayant produit de rupture en surface, suite à un séisme. Par contre, des déformations de surface d'âge plus ancien, ont été mises en évidence dans des terrains datés de plusieurs dizaines à centaines de milliers d'années. Il est généralement admis que, dans le contexte de sismicité modérée du territoire métropolitain, la probabilité d'occurrence d'une rupture en surface est faible et que le déplacement maximum serait de l'ordre de quelques dizaines de centimètres seulement. Il n'en demeure pas moins que l'analyse des failles potentiellement actives constitue une part essentielle de l'évaluation de l'aléa sismique. Mieux connaître les failles potentiellement actives d'une région, c'est disposer d'une meilleure estimation des magnitudes et des périodes de retour de séismes qui peuvent être générés par ces failles. C'est aussi avoir une meilleure localisation des sources sismiques.

2.3.2. Les effets de site géologiques



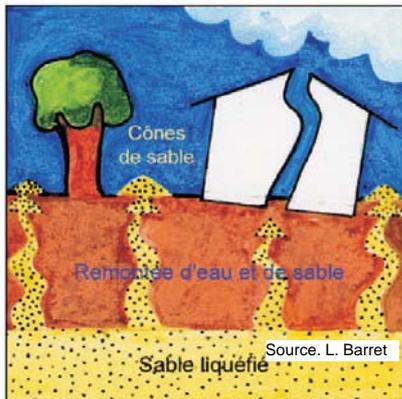
L'effet de site géologique en un point est dû principalement au contraste de rigidité entre le sol dont les propriétés mécaniques sont moyennes à mauvaises, et le rocher sous-jacent. Contrairement à l'idée que des sols meubles atténuent plus qu'un sol rigide, ce contraste provoque le piégeage des ondes sismiques dans les couches peu consolidées et l'apparition de réflexions multiples et de phénomènes de résonance. Cela peut entraîner une amplification et un allongement de la durée du mouvement du sol.

2.3.3. Les effets de site topographiques



L'effet de site topographique se traduit par l'amplification ou l'atténuation du signal vibratoire, provoqué par des phénomènes de réflexion ou de diffraction des ondes sismiques dans un relief. Le mouvement du sol est par exemple amplifié sur les sommets, ruptures de pente, crêtes, bordures de plateau, entraînant une augmentation locale de l'amplitude à certaines fréquences.

2.3.4. La liquéfaction des sols



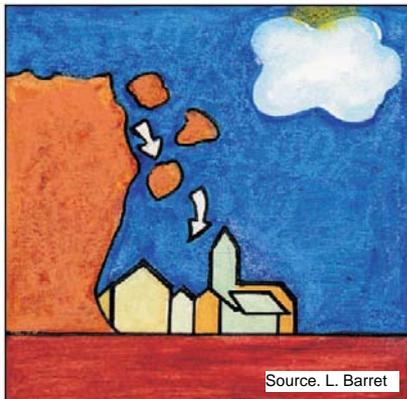
La liquéfaction correspond à une perte de résistance mécanique sous action sismique. Elle se traduit par la perte de la capacité portante des sols, des tassements, le plus souvent différentiels, ou des mouvements latéraux importants. De petits cônes de sable peuvent apparaître à la surface du sol et certaines structures peuvent s'enfoncer, voire basculer entièrement, du fait de l'absence d'assise.

Le phénomène peut se produire lorsque des couches à dominante sableuse, situées sous le niveau de la nappe phréatique et à moins d'une vingtaine de mètres de profondeur, perdent leur résistance au cisaillement et se comportent comme un liquide sous l'effet des sollicitations

sismiques. L'aléa liquéfaction résulte de la combinaison de deux facteurs :

- la susceptibilité du sol [à la liquéfaction], qui fait intervenir la granulométrie et l'état de compacité du sol, et le niveau de la nappe phréatique (exemple de sable ou de limons lâches saturés) ;
- les caractéristiques de l'action sismique (amplitude, durée, etc.). Certains auteurs parlent d'opportunité (à la liquéfaction), liée à la capacité des ondes sismiques à provoquer la liquéfaction.

2.3.5. Les mouvements de terrain



Enfin, les mouvements de terrain consécutifs à un tremblement de terre peuvent être de deux sortes/natures : des éboulements rocheux ou des glissements de terrain affectant généralement des étendues plus importantes. Les vibrations du sol provoquées par le séisme constituent un déclencheur qui met en mouvement des masses de rocher ou des terrains meubles dans un état initial proche de l'instabilité (effet de purge).

L'effet des séismes sur la stabilité des pentes dépend de nombreux facteurs tels que : la géologie, l'hydrogéologie, la topographie, les caractéristiques mécaniques des terrains et

les conditions préexistantes d'instabilité (susceptibilité). À ces facteurs viennent s'ajouter les paramètres de la sollicitation sismique (opportunité) : accélération maximale, fréquence des vibrations, durée.

Les déplacements induits par une instabilité des pentes peuvent être selon les contextes très rapides et catastrophiques, ou très lents. Une fois déclenché, le mouvement peut se propager sur des distances variables.

Ce volet n'est pas développé dans le cadre du présent programme (action en cours par ailleurs dans le département).

2.4. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE DES PYRENEES ORIENTALES

Le département des Pyrénées-Orientales est rattaché administrativement à la région Languedoc-Roussillon. Sa préfecture est Perpignan, ses sous-préfectures Prades et Céret. Le département, d'une superficie de 4 161 km², compte 226 communes et 432 112 habitants en 2006.

Le relief des Pyrénées-Orientales présente un contraste géographique important avec : la plaine du Roussillon et la montagne. L'amplitude des altitudes varie ainsi de zéro pour la mer à 2 921 mètres pour le sommet du massif du Carlit. Par ce contraste marqué entre plaine et montagne, le relief devient un facteur majeur de différenciation des paysages : une délimitation clairement définie de la plaine du Roussillon encadrée par les pentes abruptes des Albères au sud (1 256 m, Pic Neulos), des Aspres à l'ouest (2 784 m, Canigou) et des Corbières et des Fenouillèdes au nord (*illustration 4*).

Si le massif du Canigou caractérise l'image d'Epinal du département, c'est en partie grâce aux deux vallées qui l'isolent et renforcent sa présence : le Tech au sud et la Têt au nord. Ces deux fleuves s'écoulent dans deux grands fossés d'effondrement formés par deux failles orientées sud-ouest/nord-est :

- la faille de la Têt qui est à l'origine du bassin de Cerdagne et du Conflent ;
- la faille du Tech, faille plus modeste qui s'étend de Prats-de-Mollo à Argelès-sur-Mer.

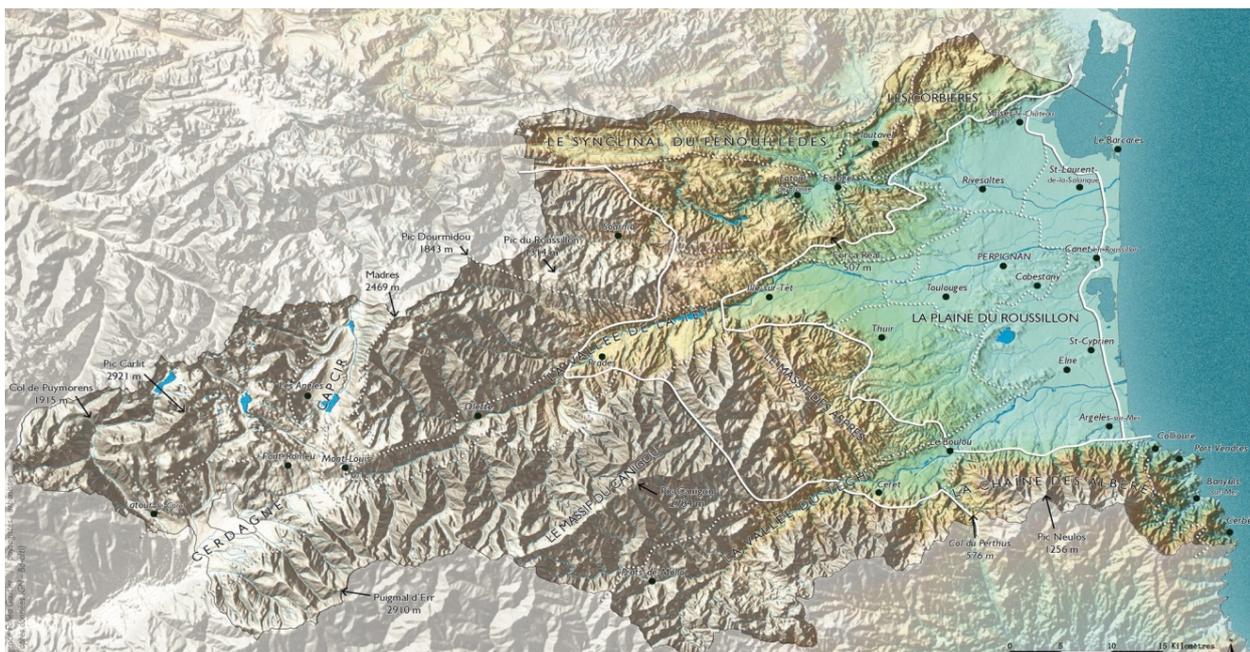


illustration 4 – Cadre géographique et morphologique (© DIREN LR, Atlas des Paysages du Languedoc-Roussillon)

Parmi les massifs montagneux délimitant l'ouest du département, deux vastes plateaux perchés dessinent de larges plaines :

- la Cerdagne ou le plateau Cerdan, situé entre 1200 et 1500 mètres d'altitude, est un fossé d'effondrement irrégulier, délimité au nord par le massif du Carlit (2921 m), à l'ouest par le Puig Pedros (2905 m) et au sud par le massif du Puigmal (2909 m). Il s'étend sur 40 km de

long et 7 km de large suivant un axe sud-ouest nord-est, entre l'Espagne et la France depuis Bellver-de-Cerdanya jusqu'à Mont-Louis ;

- le Capcir s'organisant comme une cuvette de 12 km de long sur 3 km de large environ, orientée nord-sud, et située à une altitude moyenne de 1 500 mètres, traversé par le fleuve Aude.

2.5. RELATIONS ENTRE ENTITES GEOLOGIQUES ET GEOMORPHOLOGIQUES DES PYRENEES ORIENTALES

Les ensembles morphologiques décrits (§ 2.4) sont associés à deux domaines géologiques bien distincts (illustration 5), la zone pyrénéenne et la plaine du Roussillon.

2.5.1. La zone pyrénéenne

Elle couvre les parties sud, ouest et centre du département et englobe les Albères, les Aspres, le Vallespir, la Cerdagne, le Capcir, le Conflent, les Fenouillèdes et la partie méridionale des Corbières. On y rencontre pour l'essentiel, des formations plutoniques et métamorphiques du socle (granite, gneiss, micaschistes et schistes), localement recouvertes d'alluvions fluviales de la Têt, du Tech, de l'Aude et du Sègre ou d'alluvions glaciaires en Capcir (région de Puyvalador, les Angles) et en Cerdagne (région de Latour-de-Carol, Saillagouse).

Les rivières entaillent profondément les formations de socle (vallées du Tech, de la Têt) et les altitudes restent supérieures à 1 500 m dans la partie ouest du département, sauf au centre de la Cerdagne (Saillagouse, Latour-de-Carol) où l'on rencontre des dépôts tertiaires (bassin sédimentaire) et quaternaires importants (moraines glaciaires notamment).

Au sein de cet ensemble de roches plutoniques et métamorphiques, plusieurs entités se distinguent :

- des calcaires dévoniens (entre Roc Nègre et Villefranche-de-Conflent) forment une structure synclinale. Il s'agit d'une zone montagneuse à altitude parfois élevée s'élevant depuis la vallée de la Têt jusqu'à Roc Nègre (2459 m).
- au nord du département, les synclinaux de Boucheville, de l'Agly et de Saint-Paul de Fenouillet, constitués pour l'essentiel de formations calcaires et marneuses mésozoïques forment des ondulations entre les altitudes de 300 à 600 m et enclavent le socle et sa couverture métamorphique du massif de l'Agly.
- entre les Aspres et le Vallespir, le synclinal d'Amélie-les-Bains constitue un témoin de la couverture sédimentaire mésozoïque sur le socle ancien.

2.5.2. La plaine du Roussillon

Située à l'extrémité est du département, la plaine du Roussillon représente la partie occidentale d'un fossé de subsidence limité au Sud et à l'Ouest par des formations métamorphiques et plutoniques paléozoïques et au Nord-Ouest par des calcaires jurassiques et crétacés.

Le remplissage de ce bassin est constitué par des terrains tertiaires lacustres et marins datés du Miocène et du Pliocène et par des alluvions quaternaires déposées par les rivières Agly, Têt, Réart-Canterrane et Tech. Les formations pliocènes sont constituées d'une alternance de sables à graviers et d'argiles.

Les alluvions quaternaires forment différentes terrasses superposées et perchées par rapport aux lits des rivières. Sur la frange littorale, les limons d'inondation recouvrent les sables et graviers sous-jacents et constituent d'excellentes terres agricoles supportant les cultures maraîchères et fruitières intensives. Sur le littoral, les sables dunaires s'intercalent entre la mer et les basses plaines et parfois les étangs, tels ceux de Canet-Saint-Nazaire et Leucate-Salses.

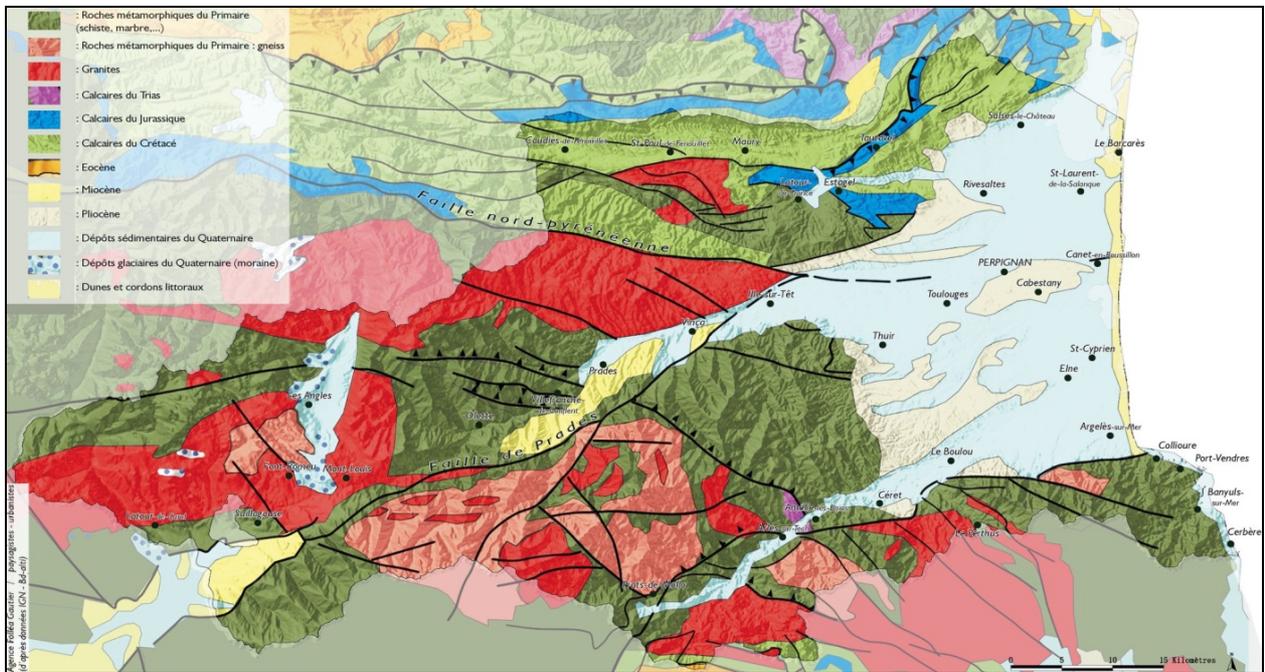


illustration 5 – Présentation de la géologie des Pyrénées-Orientales (© DIREN LR d'après carte géologique de la France au 1/1 000 000 du BRGM)

Le département rassemble une grande variété de paysages et de formations géologiques puisque les formations présentes couvrent la quasi-totalité de l'échelle des temps géologiques (illustration 6) :

Etage ou sous-étage	Formations lithologiques	Période	Ere
	Alluvions anciennes et récentes et dépôts glaciaires		QUATERNAIRE
ASTIEN - PLAISANCIEN	Cailloutis, argiles sableuses et sables	PLIOCENE	TERTIAIRE
PONTIEN	Marnes	MIOCENE	
LUTETIEN INFERIEUR	Calcaires et marnes	EOCENE MOYEN	
YPRESIEN	Calcaires marneux, marnes schisteuses	EOCENE INFERIEUR	
MONTIEN, DANIEN	Marnes, sables, argiles rutilantes		
MAESTRICHTIEN	Marnes, grès, calcaires lacustres (couches à huîtres)	CRETACE SUPERIEUR	SECONDAIRE
CAMPANIEN	Marnes, calcaires marno-gréseux (couches à radiolites)		
SANTONIEN	Grès et marnes gréseuses	CRETACE INFERIEUR	
ALBIEN (Gault)	Marnes schisteuses		
APTIEN	Calcaires à faciès urgonien avec intercalations de marnes	JURASSIQUE	
NEOCOMIEN	Calcaires		
MALM	Calcaires, dolomies		
DOGGER	Calcaires, dolomies	TRIAS	
LIAS SUPERIEUR ET MOYEN	Calcaires, calcaires gréseux et marnes		
LIAS INFERIEUR	Calcaires, dolomies	PERMIEN	
KEUPER	Marnes		
MUSCHELKALK	Calcaires, dolomies, marnes	CARBONIFERE	PRIMAIRE
SAXONIEN, AUTUNIEN	Poudingues, grès, marnes		
DINANTIEN	Schistes, grès, conglomérats, lydienes, calcaires	DEVONIEN	
FAMENNIEN, FRASNIEN, GIVETIEN, COBLENCIEN	Calcaires, calcschistes, dolomies		
GOTHLANDIEN	Schistes, calcaires	SILURIEN	
ORDOVICIEN SUPERIEUR	Pélites, schistes, conglomérats, quartzites, grès, calcaires		
ORDOVICIEN MOYEN ET INFERIEUR	« Schistes de Jujois », schistes, grès, quartzites, calcaires		
POSTDAMIEN, ACADIEN, GEORGIEN	« Série de Canavèlles », schistes, micaschistes, calcschistes, grès, marnes, calcaires	CAMBRIEN	

illustration 6 – Schéma stratigraphique ordonné des terrains sédimentaires des Pyrénées-Orientales (BRGM, atlas des ressources du sous-sol)

2.6. ORGANISATION DU PROGRAMME

Les méthodes de cartographie de l'aléa sismique évoluent naturellement avec l'échelle de restitution (précision relative de la donnée valorisée). Le guide méthodologique « Plan de Prévention des Risques Naturels – Risque sismique » (Fabriol et Garry, 2002) précise cet effet d'échelle et normalise les niveaux d'étude et leur précision respective, de complexité croissante, de A à C.

Le choix du niveau de zonage dépend de la complexité, de la précision, du coût et de l'incertitude des études ainsi que de la nature des enjeux potentiellement concernés.

Compte tenu de l'échelle départementale, et en accord avec la DDTM, les travaux de zonage sismique engagés sont de niveau A et limités spatialement à 5 zones correspondant aux bassins de population principaux du département (illustration 7). En dehors de ces zones, le macrozonage n'est pas réalisé.

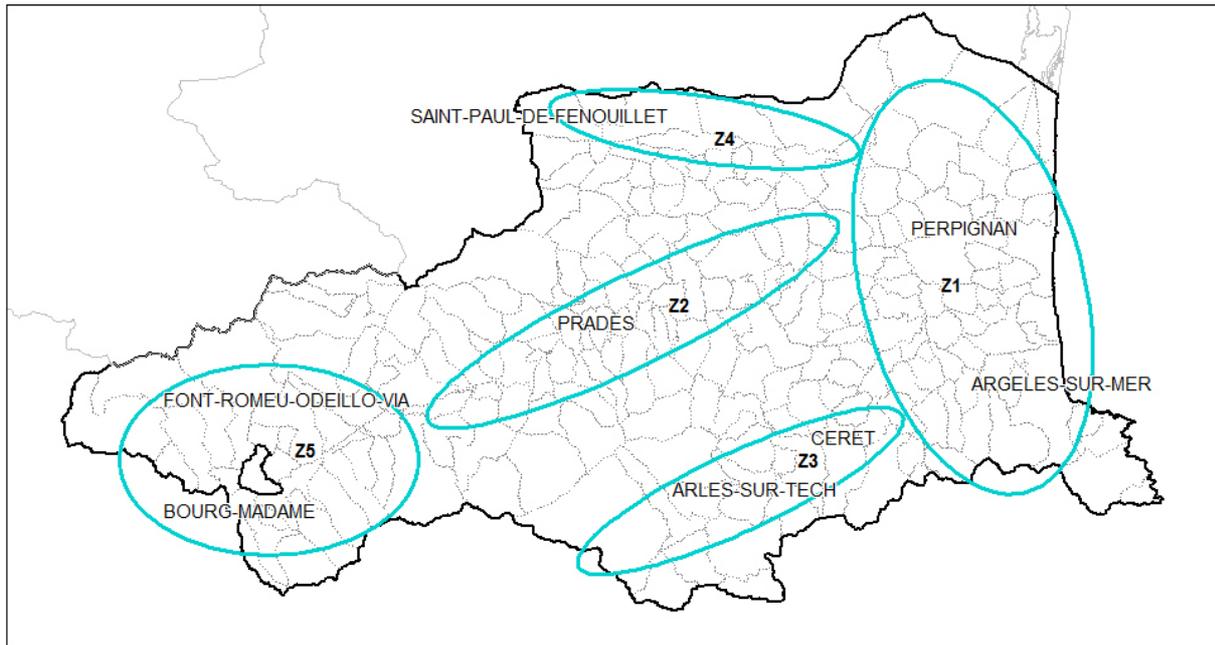


illustration 7 – Définition des zones de travail

Le guide méthodologique « PPR Sismique » identifie le niveau de complexité des différents niveaux de zonage sismique. Pour le niveau A considéré, les objectifs suivants sont définis :

« Aléa régional (séisme de référence) : le zonage sismique national et les accélérations nominales (ou accélération à période nulle) fixées par arrêté constituent le cadre de référence nécessaire pour caler les spectres de réponse appropriés à chaque type de sol. »

Effets de site géologique et topographique : l'étude consiste en un inventaire qualitatif des zones où les effets de site géologique ou topographique sont probables. Les différents types de sol, au sens de la réglementation en vigueur, sont cartographiés en fonction de leur nature géotechnique et de l'épaisseur des couches, déduite de la carte géologique ou des forages disponibles. Le coefficient d'amplification topographique est calculé à partir de la carte topographique ou fixé, par exemple à 1,4.

Failles actives : les failles sont déclarées actives s'il y a, au regard des études existantes, présomption de déformation tectonique au quaternaire récent et/ou activité sismique actuelle. Elles sont reportées sur la carte d'aléas d'effets liés au site, en trait continu si le tracé est établi avec précision, en tireté dans le cas contraire.

Liquéfaction : les règles PS 92 décrivent les caractéristiques des sables, des vasards et des sols argileux suspects de liquéfaction. Le guide AFPS présente deux tableaux portant sur la susceptibilité des dépôts sédimentaires à la liquéfaction en fonction de la nature et de l'âge du dépôt et de la profondeur de la nappe phréatique (annexe 4). La cartographie des zones susceptibles d'être liquéfiées est établie à partir de l'exploitation des données géologiques, hydrogéologiques ou géomorphologiques existantes. »

La restitution cartographique sera le 1:50 000, conditionnée en partie par la disponibilité de la donnée source constituée par la carte géologique à cette échelle. En complément, des investigations locales ont été engagées sur les bassins sédimentaires profonds, pour lesquels la réponse des sols est mal connue.

Niveau	Restitution	Effets lithologiques	Effets topographiques	Liquéfaction	Rupture en surface
Niveau A Z1 → Z5	1/50 000	Zonage : spectres forfaitaires EC8 avec mesures locales	Zonage (MNT IGN 50 m)	Zonage (géotechnique piézométrie)	Caractérisation sismogénique des failles

illustration 8 – Synthèse des actions

Dans les faits, compte tenu des ambitions du programme, des développements ont été menés sur l'ensemble des aspects étudiés. Au final le zonage, bien que réalisé à l'échelle 1 :50 000, serait plutôt qualifié de type A-B ou A+ (illustration 8).

3. Synthèse sismotectonique

La caractérisation géologique est essentielle dans la réalisation d'un zonage sismique que ce soit, à l'échelle locale, pour l'étude des effets de site lithologiques et de l'aléa liquéfaction ou, aux échelles locale et régionale, pour la qualification des structures tectoniques (ou failles) potentiellement actives. Concernant les failles potentiellement actives, en préalable à leur classification, il est nécessaire de les situer dans le contexte tectonique régional et d'apprécier leur évolution au cours des différentes phases tectoniques qui ont donné lieu à la structure actuelle des Pyrénées orientales.

3.1. CONTEXTE SISMOTECTONIQUE GENERAL

La région Languedoc-Roussillon est, à l'échelle de la France Métropolitaine, une région sismiquement active. Même si les séismes de grande ampleur sont rares dans la région, elle est entourée par trois contextes sismotectoniques distincts : le massif pyrénéen, l'arc alpin et enfin le massif central. La présence de failles actives ainsi que les mouvements que subissent ces massifs forment un contexte régional exposé à l'aléa sismique (illustration 9).

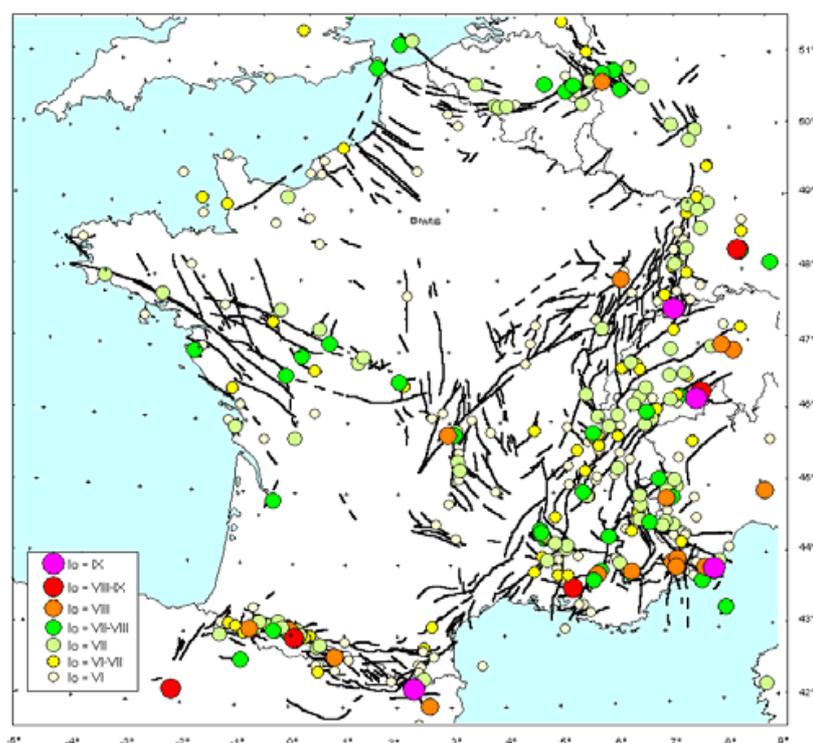


illustration 9 – Failles et sismicité historique

La tectonique pyrénéenne est liée à la convergence des plaques Eurasie et Afrique induisant ainsi la collision entre l'Espagne et la France et formant la chaîne des Pyrénées. La cinématique récente et actuelle résulte de cette convergence de direction globalement nord-sud. L'amplitude totale du rapprochement depuis le Crétacé supérieur (-65 millions d'années) est d'au moins 150 km. Ce mouvement est à l'origine des séismes de cette région qui à l'échelle nationale constitue une zone sismiquement active.

Très schématiquement, la chaîne pyrénéenne peut être subdivisée en plusieurs grands domaines structuraux caractérisés par une séquence sédimentaire et un style de déformation tectonique spécifique et, eux-mêmes limités par des accidents majeurs (illustration 10) :

- la faille Nord-Pyrénéenne (FNP), accident de direction est-ouest qui affecte et sépare sur plusieurs kilomètres de profondeur la croûte continentale européenne au Nord, de la croûte continentale ibérique, au Sud ;
- la zone des chevauchements nord et sud pyrénéens de part et d'autre de la zone axiale ;
- enfin plusieurs indices de déformation tectonique récente ont été décrits dans les Pyrénées. Ils montrent le caractère actif des grands accidents pyrénéens.

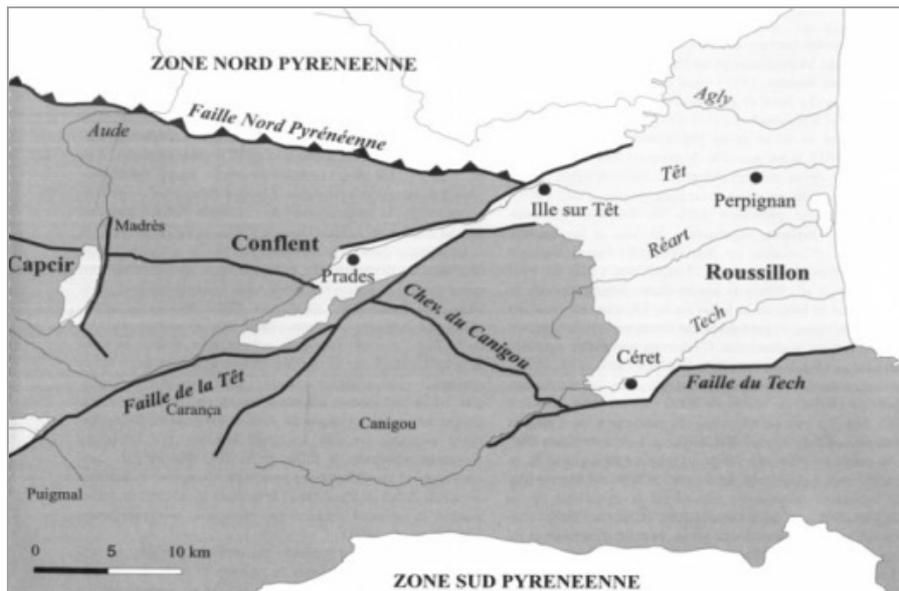


illustration 10 – Principales structures tectoniques dans le département (DDRM)

3.2. LES GRANDS TRAITs STRUCTURAUX DES PYRENEES ORIENTALES ET DU GOLFE DU LION

La structuration des Pyrénées Orientales s'intègre dans un contexte tectonique global avec des structures héritées de l'histoire hercynienne (cycle hercynien), des structures associées à l'orogénèse alpine (cycle alpin) avec en particulier la collision Europe-Ibérie du Crétacé supérieur à l'Eocène (orogénèse pyrénéenne) à l'origine des grandes failles pyrénéennes, l'ouverture du golfe du Lion et la rotation du bloc corso-sarde (de l'Oligocène à l'actuel). D'un point de vue géographique, ces structures dépassent le département des Pyrénées orientales et vont à terre du bassin de l'Emporda en Espagne à la Provence et en mer de la marge catalane à la marge provençale (illustration 11). Cette structuration actuelle des Pyrénées orientales résulte par conséquent d'une histoire tectonique et sédimentologique complexe, qui débute il y a plus de 500 millions d'années (Ma), au Paléozoïque, et qui se poursuit encore aujourd'hui.

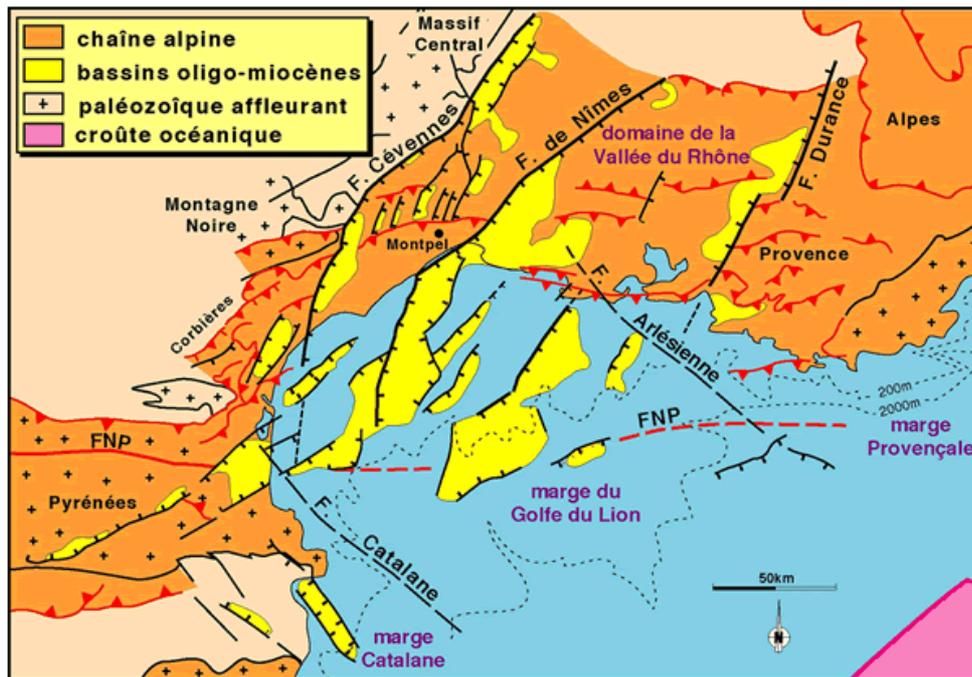


illustration 11 – Schéma structural du Golfe du Lion (Séranne et al., 1999)

3.2.1. Les grands traits structuraux des Pyrénées orientales (s.l.)

Dans sa partie orientale, s'étendant du bassin de Carcassonne jusqu'au bassin de l'Emporda, la chaîne des Pyrénées est classiquement subdivisée en cinq grandes zones structurales, orientées globalement EW, héritées de l'orogénèse pyrénéenne d'âge fini-Crétacé-Eocène avec du nord au sud (illustration 12) :

- **La zone sous-pyrénéenne**, non représentée dans le département des Pyrénées Orientales, forme l'avant pays-plissé. Limitée par les Corbières audoises, cette zone s'étend vers l'Ouest jusqu'à l'Atlantique. En Languedoc-Roussillon, elle est constituée pour l'essentiel de terrains du Crétacé supérieur et du Paléogène reposant en discordance sur des pointements de socle paléozoïque (Massif du Mouthoumet) et est limitée au sud et à l'est par le chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP).
- **La zone nord-pyrénéenne (ZNP)** est limitée au nord et au sud respectivement par le chevauchement frontal nord-pyrénéen et la faille nord-pyrénéenne. Elle est constituée de terrains mésozoïques plissés et chevauchant vers le nord les terrains secondaires et tertiaires du bassin molassique d'avant-chaîne (Bassin d'Aquitaine).
- **La zone axiale primaire (ZA)**, également appelée Haute chaîne – Elle forme l'ossature actuelle des Pyrénées et est pour l'essentiel constituée de formations protérozoïques et paléozoïques. A Amélie-les-Bains, affleurent des reliques de sa couverture mésozoïque. Elle est séparée de la zone nord-pyrénéenne par la faille nord pyrénéenne (FNP) à fort pendage et vergence nord. Vers le sud, les chevauchements sont à vergence sud.
- **La zone sud-pyrénéenne (ZSP)** – peu représentée dans le département des Pyrénées Orientales, cette zone constitue le versant sud de la chaîne. De relief plus doux que le versant nord pyrénéen, elle s'étend vers le sud jusqu'au bassin de l'Ebre. Elle est constituée de terrains sédimentaires plissés mésozoïques et cénozoïques représentant la couverture sédimentaire décollée de la ZA. La ZSP chevauche les molasses du bassin de l'Ebre par l'intermédiaire du Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen.

- L'avant-pays de l'Ebre, en Espagne, forme un bassin comblé par des sédiments cénozoïques syn à post-tectoniques.

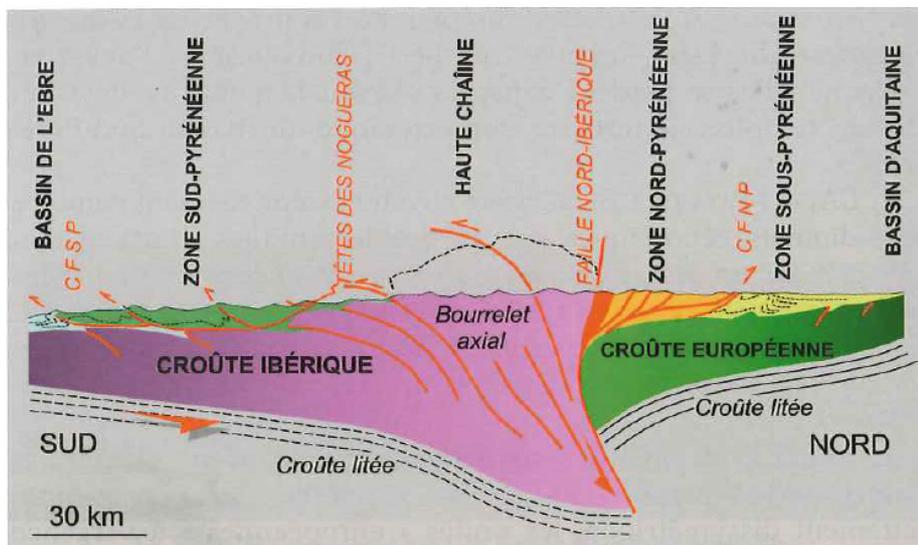


illustration 12 – Coupe structurale des Pyrénées montrant la position des grandes zones structurales reconnues dans la partie centrale et orientale de la Chaîne (Canérot, 2009)

Les principales structures de la partie orientale des Pyrénées à terre sont celles associées (§ 2.5 et annexe 1) :

- à la tectonique hercynienne : chevauchements du Puigmal, de Villefranche de Conflent, décrochevauchements de Mérens, de l'Hospitalet, des Albères.
- aux épisodes compressifs pyrénéens : faille nord-pyrénéenne, faille sud-pyrénéenne, chevauchement frontal nord-pyrénéen
- aux épisodes extensifs associés à l'ouverture du golfe du Lion : failles bordières des bassins du Roussillon, de Prades, de Cerdagne, du Capcir, de l'Emporda.

Certaines de ces structures ont joué un rôle important depuis le cycle alpin jusqu'à l'actuel. Elles sont présentées ci-dessous ; les autres font l'objet d'une fiche spécifique en annexe.

La faille nord-pyrénéenne (FNP)

Située à la bordure septentrionale de la zone axiale, la FNP est une structure majeure ancienne remobilisée au cours de la tectonique pyrénéenne. Les données géophysiques et plus particulièrement le profil sismique ECORS Pyrénées montrent une asymétrie de la structure crustale des Pyrénées (illustration 13). La croûte passe d'une épaisseur normale (± 30 km) sous la ZNP et le bassin aquitain, à une croûte épaissie ($\pm 55-60$ km) sous la ZA. A la verticale de la FNP, on note un décalage du Moho (Daignières et al., 1981 ; Anguy et al., 1991). En outre, un plongement du Moho ibérique sous la ZNP a pu être mis en évidence. Il indique la subduction de la lithosphère ibérique (au sud) sous la plaque européenne (au nord).

Cartographiquement, la FNP est reconnue à terre depuis les Pyrénées atlantiques jusqu'au bassin du Roussillon. Selon Mauffret et al. (2001), les données sismiques et gravimétriques (illustration 14) tendent à démontrer qu'elle se prolonge sous le bassin du Roussillon et en constitue la limite septentrionale.

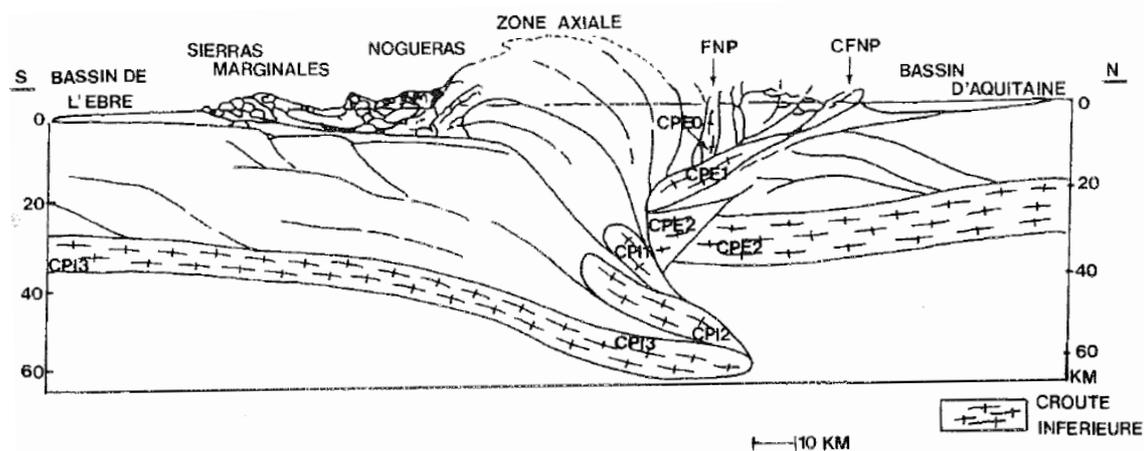


illustration 13 – Interprétation du profil ECORS-Pyrénées (d'après Anguy et al., 1991)

La FNP est aujourd'hui active avec un mouvement décrochant senestre. Ce mouvement est attesté par les mécanismes au foyer des séismes de l'Agly localisés le long de la faille. Les failles normales NE-SW localisées le long de la FNP et le tracé en zigzag de la faille confirmeraient son mouvement senestre.

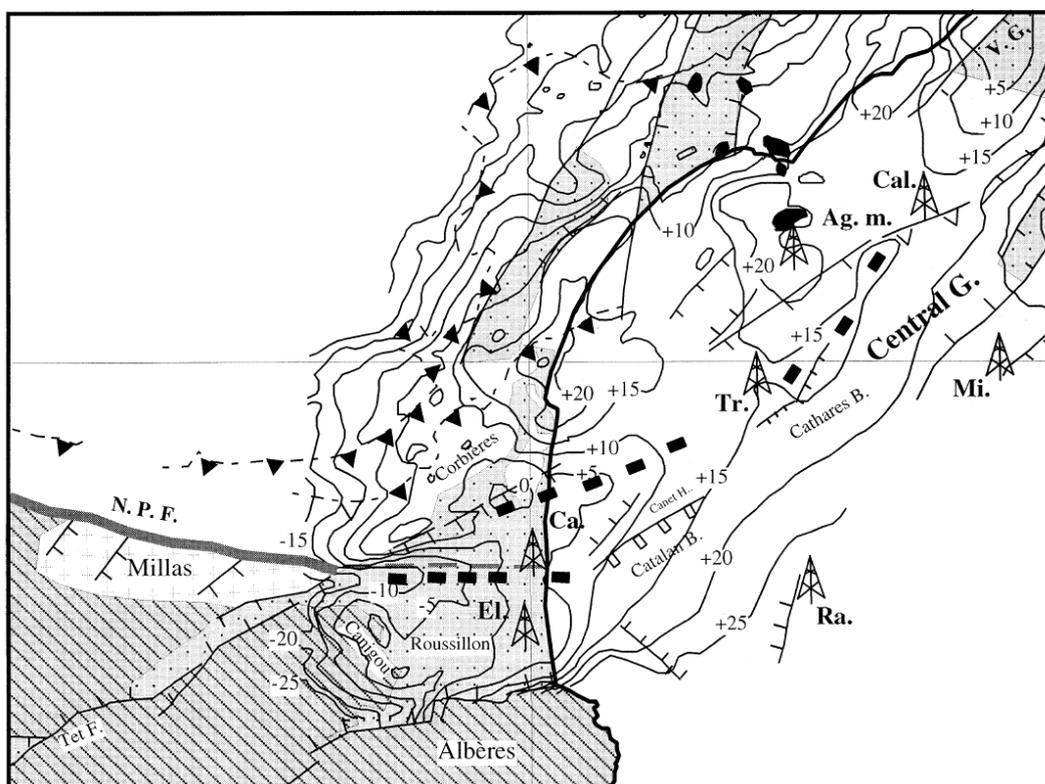


illustration 14 – Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer (d'après Arthaud et al., 1981)

La faille sud-pyrénéenne

Sur le versant espagnol, la zone sud-pyrénéenne est affectée par des décollements. Les unités autochtones éocènes sont chevauchées par les unités mésozoïques, à la faveur du Trias. Au front de ces décollements, émerge au niveau de la Sierra Marginale, le chevauchement sud-pyrénéen ou faille sud-pyrénéenne, à vergence sud qui en constitue la rampe basale. Ce chevauchement s'enracine profondément (illustration 12) sous la zone axiale pyrénéenne (Choukroune et al., 1999).

Le bassin du Roussillon

Le Bassin du Roussillon se situe dans la partie la plus à l'est de la chaîne pyrénéenne. Il est limité au nord par les massifs cristallins de l'Agly et de Millas. Au Sud, il vient buter sur les contreforts des massifs cristallophylliens des Albères et de Roc-de-France. A l'Ouest, les séries mio-pliocènes du bassin recouvrent les flancs du massif paléozoïque d'Aspres. Au NNE, il s'ouvre sur les bassins oligo-miocènes de l'arrière-pays du Narbonnais.

Au sud, la présence de faille est discutée. Selon Calvet (1996), deux systèmes de failles existent :

- des failles inverses post-miocènes font chevaucher le Paléozoïque sur le Miocène. Cette cinématique permettrait l'accommodement de mouvement décrochant le long de la faille du Tech ;
- des failles normales à composante décrochante responsables du soulèvement du massif des Albères. Le rejeu estimé est de l'ordre de 1,6 km (Maurel et al., 2008).

Selon Mauffret et al. (2001), la présence d'une faille bordière au nord du massif des Albères est peu sûre. Les failles mineures associées à la **faille du Tech** correspondraient à des failles antithétiques d'un détachement profond dont le compartiment inférieur se situerait au nord du bassin du Roussillon. Ce détachement¹ serait un ancien chevauchement mis en place à l'Eocène, réactivé en faille normale lors de l'extension oligo-miocène. Selon les profils sismiques (Mauffret et al., 2001), le mouvement normal principal de la faille est daté Miocène inférieur, néanmoins, elle a rejoué au cours du Miocène, jusqu'au début du Pliocène. L'absence de déformation des terrains fini-Pliocènes et Quaternaires indiquerait par contre que cette faille ne serait plus active aujourd'hui.

Au centre du bassin du Roussillon, les formations éocènes et oligocènes sont atteintes entre 4 et 6 km de profondeur. Elles reposent sur les formations mésozoïques ou directement sur le paléozoïque. Leur épaisseur est en moyenne de 3 km, mais peut atteindre par endroit 6 à 7 km. Le Miocène affleure au voisinage des grands accidents, limitant le front nord des Albères ou structurant le bassin du Céret. La séquence Pliocène correspond à la fois à des faciès marins, lacustres, palustres et fluvio-torrentiels. La série marine correspond à des marnes bleues puis sables jaunâtres, de 200 à 600 m d'épaisseur au centre du bassin. Hormis les zones côtières, le Quaternaire correspond à des séquences alluviales, avec des terrasses étagées qui se raccordent aux systèmes de glacis et de cônes torrentiels. Généralement, les terrasses quaternaires reposent sur les formations pliocènes. Leur matériel constitutif provient des terrains mésozoïques, paléozoïques (sédimentaires, métamorphiques et cristallins) environnants.

1 Un détachement est une faille normale de grande extension et de faible pente.

Le bassin néogène de Prades

Situé dans la vallée de la Têt, au nord du massif du Canigou, le **bassin néogène de Prades** est un bassin intra montagneux qui prolonge le bassin du Roussillon. De forme très allongée (27 km de longueur pour 5,5 km de largeur), son orientation est guidée par des failles d'effondrement, le système de **failles de la Têt**, orientées N60°E, illustration 15. Les formations sédimentaires néogènes du bassin présentent une forme synclinale dissymétrique, avec des pendages plus importants pour les couches situées au sud du bassin (pendage de 30 à 50° vers le NW) que celles situées au nord du bassin (pendage 5 à 10°SE). Au Nord, le rejet des accidents bordiers paraît plus faible.

Le fossé de Cerdagne

Ce fossé se situe dans le prolongement du fossé de Prades. Il est limité dans sa partie méridionale par la faille de la Têt d'orientation moyenne NE-SW. Contrairement au bassin du Roussillon, son remplissage d'âge néogène (mio-pliocène) et quaternaire est exclusivement à caractère continental (détritique ou lacustre). Le Miocène supérieur repose directement sur le socle paléozoïque. Son épaisseur varie de 300 m à 700 m. Le Pliocène n'est présent qu'au sud du bassin ; son épaisseur y est de 200 m environ. L'épaisseur maximale du Néogène est atteinte près des failles bordières méridionales. Le long de ces structures, le Néogène présente des déformations syn et post- néogènes. Au nord du bassin, les séries recouvrent en discordance progressive le socle paléozoïque. Dans le fossé de Cerdagne, le jeu normal de la faille de la Têt marque l'activité tectonique majeure du fossé.

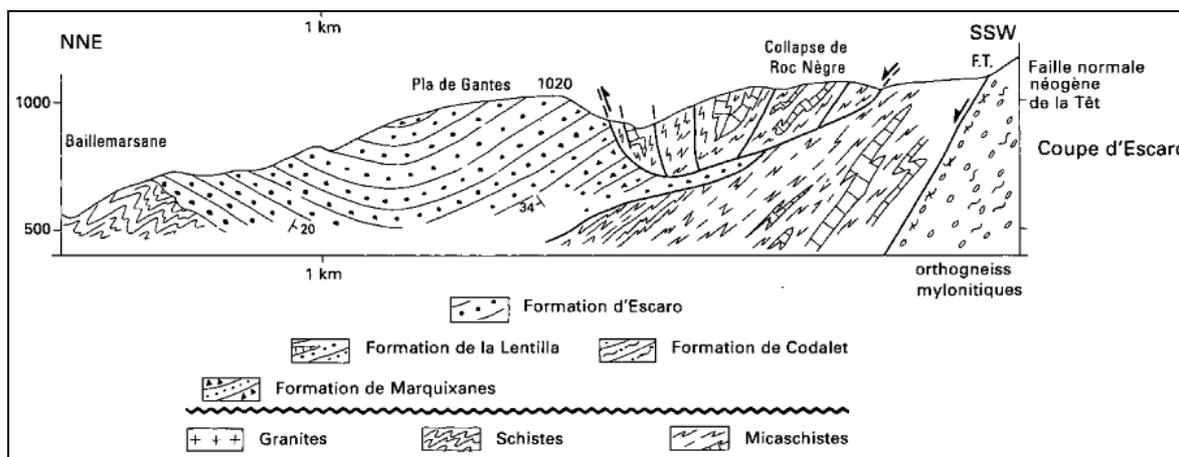


illustration 15 – Coupe NNE-SSW à travers le bassin néogène de Prades (d'après Guitard et al., 1998)

Le fossé du Capcir

Ce fossé forme un demi-graben de 6 km d'orientation NS. Il est limité vers l'est par une faille normale (jeu estimé de 300-400 m). Le remplissage du bassin est constitué d'argiles avec galets d'origine fluviolacustres ou deltaïque (Calvet, 1996) d'âge probable Miocène. Ces remplissages sont masqués par les épandages fluvioglaciers et les moraines.

Le fossé de l'Emporda

La dépression ou fossé de l'Emporda est située à l'extrémité orientale du bassin de l'Ebre. La dépression comblée par des sédiments néogènes et quaternaires d'épaisseur maximale

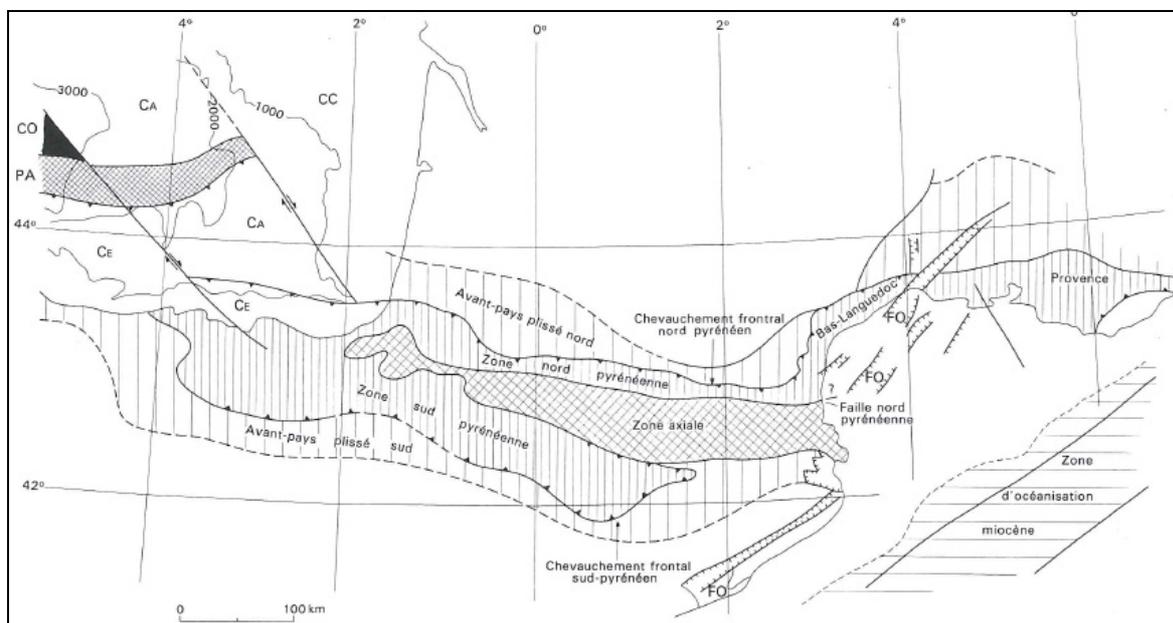
1000 m est associée à des failles d'orientation NW-SE. La dépression est le siège d'une activité volcanique depuis le Néogène (10 Millions d'années) jusqu'au Quaternaire (région d'Olot).

3.2.2. Les grands traits structuraux du golfe du Lion

De l'oligocène supérieur au Miocène inférieur, les Pyrénées orientales ont été affectées par la phase extensive dite « méditerranéenne » (Oligocène supérieur – Miocène inférieur) en relation avec l'ouverture du bassin de la Méditerranée occidentale. Cette phase a fortement modifié les structures de la partie orientale de la chaîne pyrénéenne, par l'effondrement de la chaîne au niveau du Golfe du Lion, le découpage du bâti hercynien et la formation des bassins néogènes.

La marge continentale du Golfe du Lion, bordure nord-ouest du bassin provençal (Méditerranée occidentale), s'étend depuis la mer ligurienne, entre la Corse et la Provence, jusqu'au fossé de Valencia, entre les Baléares et la Catalogne. L'ouverture du bassin provençal est associée au système de rifts développé pendant le Tertiaire dans l'ouest de l'Europe, depuis l'Ibérie jusqu'à la Mer du Nord. La marge du golfe du Lion est limitée (illustration 11 et illustration 16) :

- à l'ouest et au nord-ouest par le Massif Central, la Montagne Noire et les Corbières. La faille des Cévennes, de direction NE-SW, constitue l'accident bordier principal ;
- au nord-est, elle est séparée de la Vallée du Rhône et de la marge provençale par la zone transverse de l'Arlésienne (Gorini, 1993) ;
- au sud-ouest, la zone transverse catalane constitue la limite avec la marge catalane ;
- au sud-est, elle s'étend jusqu'au domaine de croûte océanique dans le centre du bassin liguro-provençal.



Golfe de Gascogne : CC : croûte continentale ; E : croûte continentale épaissie ; CA : croûte continentale amincie ; CO : croûte océanique ; PA : prisme d'accrétion tectonique. Golfe du Lion : FO : fossés oligocènes et miocènes.

illustration 16 – Les grandes unités structurales de la chaîne des Pyrénées (d'après Mattauer et Seguret, 1971)

La coupe NW-SE (illustration 17) entre le massif des Corbières et le Golfe du Lion montre une succession de **demi-grabens et horsts** au-dessus de failles listriques² ou de détachements.

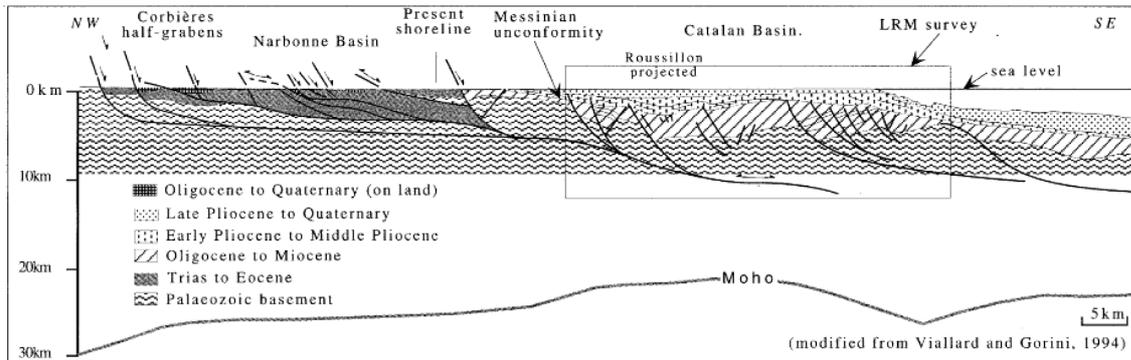


illustration 17 – Coupe géologique à l'échelle crustale [modifiée par Mauffret et al. (2001) à partir de Viallard et Gorini, (1994)]

Ces grandes failles crustales ont un enracinement de plus en plus profond des Corbières vers le centre du Golfe du Lion. La plupart des failles de détachement sont apparues durant la compression pyrénéenne à l'Eocène, avec un jeu alors chevauchant. Ces failles listriques crustales ont ensuite joué en failles normales lors de l'extension de l'Oligocène supérieur – Miocène inférieur. Elles sont associées à des failles antithétiques ou des plis de type roll-over. Ces structures sont par endroit délimitées par des **failles de transfert**, de direction perpendiculaire, à jeu néogène décrochant dextre.

La formation du bassin méditerranéen date de l'Oligocène – début Miocène, néanmoins les dépôts syn-rifts déposés dans les demi-grabens et identifiés par les forages et profils sismiques (illustration 18) montrent que l'extension tectonique s'est poursuivie activement pendant tout le Miocène, et, de façon plus modérée, au Pliocène inférieur.

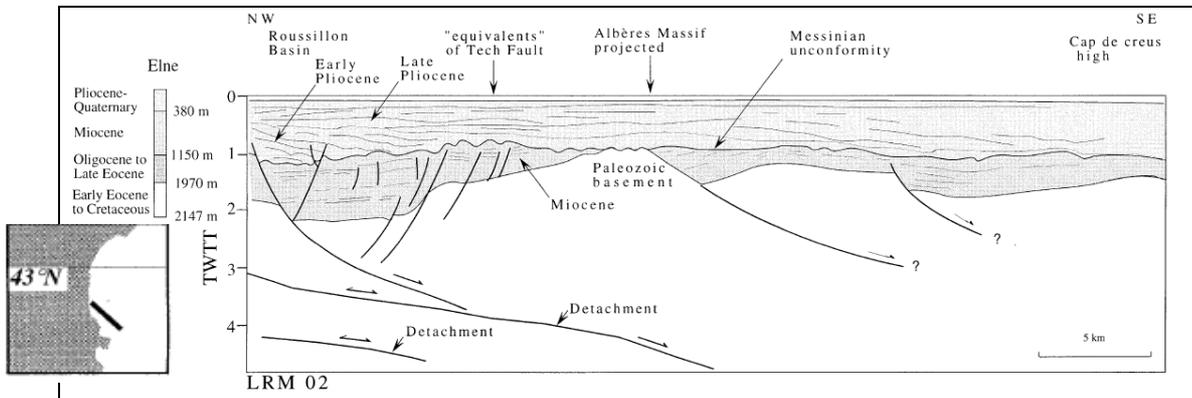
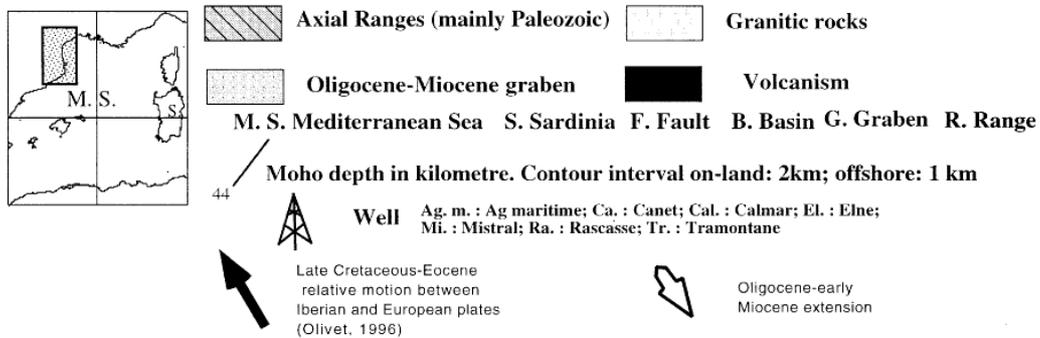
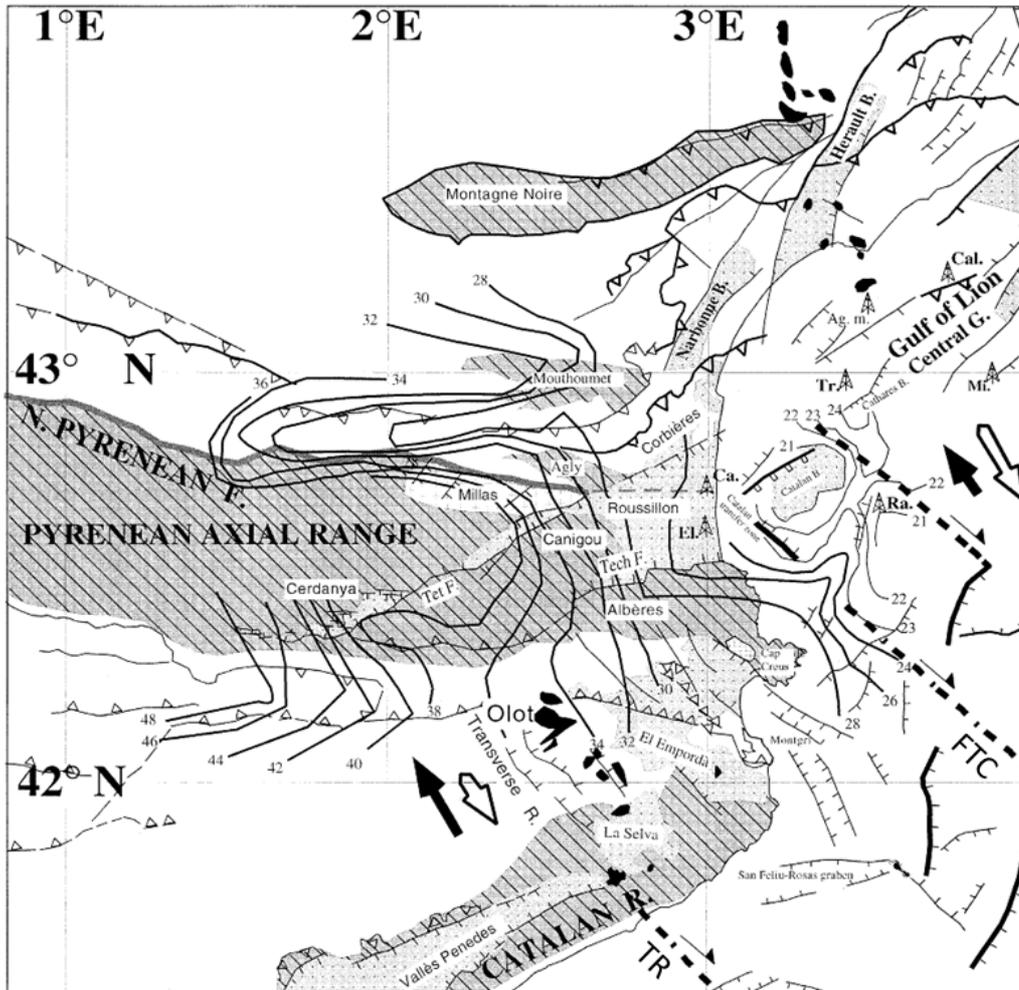


illustration 18 – Profil sismique (LRM02) réalisé au niveau de la marge continentale dans le prolongement NE de la faille du Tech (Mauffret et al., 2001).

Parmi les principaux grabens ou demi-grabens formés lors de l'extension Néogène, il s'agit notamment (illustration 19) :

2 Une faille normale **listrique** est une faille de grande extension spatiale (plusieurs kilomètres) qui est concave en profondeur, son fonctionnement implique une rotation du bloc supérieur.

- dans le Golfe du Lion, des bassins Catalan et de Cathares, de direction NE-SW et dans l'alignement l'un de l'autre.
- au niveau des Pyrénées orientales, du bassin du Roussillon, du fossé de Prades et du fossé de Cerdagne ; ils sont limités eux-aussi par des failles de direction NE-SW.
- en Catalogne espagnole, il s'agit du bassin de l'Empordan, par contre, les failles bordières de ce bassin ont une direction NW-SE.



FTC : Faille de Transfert Catalane ; TR : faille de transfert, Transverse Ridge

illustration 19 – Cadre structural des Pyrénées orientales et du Golfe du Lion (Extrait de Mauffret et al., 2001)

A partir de la construction de coupes équilibrées, Mauffret et al. (2001) déduisent que les terrains actuels constituant le massif des Corbières auraient été initialement déposés dans un bassin mésozoïque formé lors de la distension Jurassique ou de type pull-apart liés aux mouvements crétacés. Ces terrains étaient localisés dans le bassin Catalan avant la compression pyrénéenne, de même que les terrains chevauchants localisés au niveau du forage Rascasse dans le bassin Catalan se trouvaient en arrière plus au Sud-Est. Durant l'extension, le horst Rascasse a été à nouveau déplacé jusqu'à sa position actuelle, en arrière du bassin Catalan, par la faille de détachement qui le supportait. Ainsi, selon Mauffret et al. (2001), les terrains constituant le massif des Corbières auraient subi une compression de 25 km puis une extension de 10 km.

Au niveau de **la faille de transfert Catalane (FTC)**, de direction N120 -140°, les isobathes du Moho présentent une direction NW-SE entre la zone axiale et le Golfe du Lion (illustration 19). Sous le bassin Catalan, le Moho se trouve à 21 km de profondeur. A l'ouest, côté Pyrénées, la croûte s'épaissit et corrélativement le Moho est plus profond (28 km avec un fort gradient vers l'ouest). La FTC correspond aussi à une discontinuité majeure de la surface messinienne. Elle a étroitement contrôlé la tectonique et la sédimentation de cette partie du Golfe de Lion.

Dans le golfe du Lion, le bassin Catalan et le bassin des Cathares sont aussi séparés par une zone transformante, de direction NW-SE, caractérisée par un décalage de la profondeur du Moho de 21 km à l'Ouest à 24 km à l'Est (illustration 19).

Les failles de transfert catalane (FTC) et Transverse Ridge (TR) constituent la limite entre le Golfe du Lion et le fossé de Valencia (illustration 19). Dans le bassin d'Empordan, le volcanisme est probablement dû au jeu extensif des failles de transfert. Il est d'âge fini-miocène à Pliocène. Localement du volcanisme peut persister jusqu'au début du Quaternaire (-1,8 Ma). Les failles normales NW-SE observées au niveau du massif Transverse (TR) et de l'Empordan ont très probablement aussi une composante de mouvement dextre, comme la zone de transfert catalane (FTC).

3.3. DEFORMATIONS TECTONIQUES RECENTES

Des déformations tectoniques récentes (d'âge Quaternaire à Actuel) sont décrites en plusieurs endroits non seulement des Pyrénées orientales, mais aussi des Corbières et de la Catalogne espagnole. D'une façon générale, ces déformations montrent un changement de régime de contraintes entre le Mio-Pliocène et la fin du Pliocène–Quaternaire. Ces déformations sont particulièrement bien décrites le long de la faille du Têt où elles décrivent un jeu senestro-inverse au Quaternaire, et le long des failles NW-SE qui structurent le bassin de l'Empordan. Elles sont moins nombreuses et moins fiables au niveau des Corbières ainsi que le long de la faille du Tech. Il n'existe pas de déformation tectonique post mio-pliocène connue dans le Golfe du Lion.

3.3.1. La faille du Têt, bordure tectonique des bassins de Cerdagne et de Conflent

Le système de failles de la Têt (*s.l.* faille de la Têt), long de 80 km environ et de direction NE-SW, met en contact les terrains granito-gneissiques du massif du Canigou avec les terrains néogènes des bassins de Cerdagne et de Conflent. La faille de la Têt s'exprime particulièrement bien dans la morphologie, avec un contact tectonique non dégradé entre le socle et le remplissage détritique meuble des bassins, ainsi que la présence de facettes triangulaires visibles dans le paysage, illustration 20.

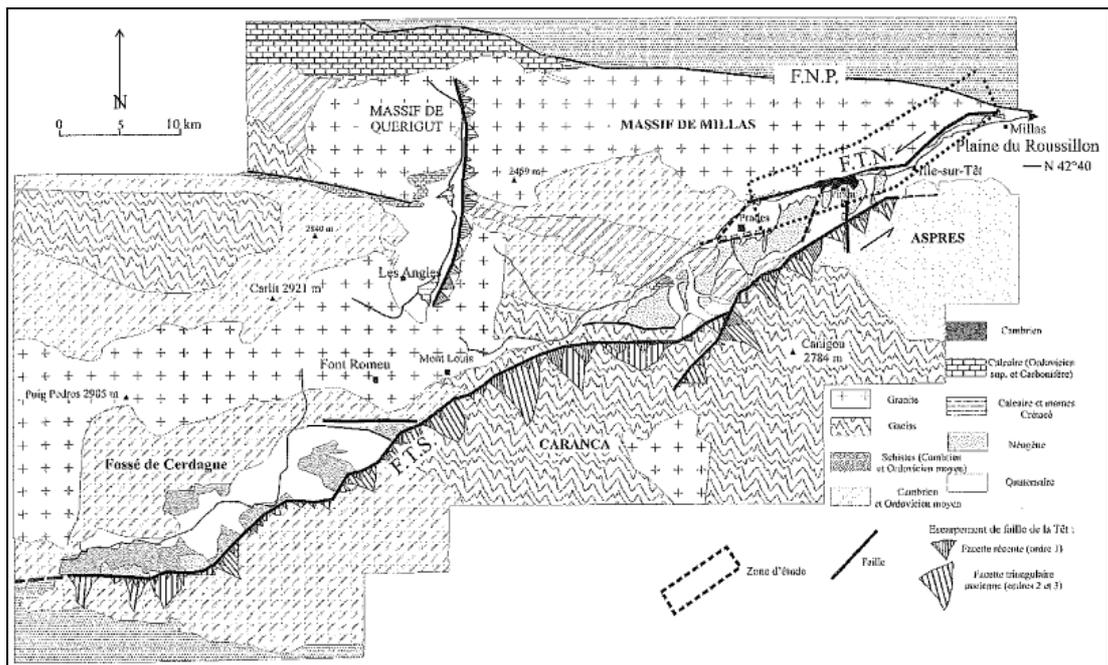


illustration 20 – Croquis géologique des Pyrénées-orientales (d'après Briaïs et al., 1990, modifié Delcaillau et al., 2004)

Elle est constituée de 4 segments principaux : le segment sud (ou de Cerdagne), limite SE du ½ graben de Cerdagne, à pendage NW ; le segment central, localisé entièrement dans les formations hercyniennes ; le segment nord (ou de Conflent), à plongement NW, limite au SE le graben de Conflent ; la faille de Prades-Iles/Têt, à plongement SSE, qui constitue la limite entre le massif cristallin de l'Agly (ou Millas) et le graben de Conflent puis le bassin du Roussillon. La faille de Prades-Iles/Têt correspond à une faille antithétique au segment nord de la Têt.

Pour Briaïs et al. (1990), la morphologie actuelle est héritée d'une activité plio-quaternaire avec un jeu normal de la faille du Têt, le déplacement cumulé étant néanmoins probablement inférieur à une dizaine de mètres pour les 500 000 dernières années. Ce résultat sera confirmé par la suite au niveau du bassin de Conflent, notamment par Delcaillau et al. (2004) et Carozza et Baize (2004).

Carozza et Baize (2004) précisent que le rejet pliocène de la faille de la Têt serait de 150 à 300 m et l'expression morphologique actuelle de la faille serait principalement dû à un processus d'exhumation (lié peut-être au mouvement isostatique de grande longueur d'onde qui affecte toutes les Pyrénées au Quaternaire, cf. chapitre 3.3.6).

En dépit d'une activité tectonique quaternaire moins soutenue qu'au Mio-Pliocène, le long de la faille des déformations tectoniques récentes ont néanmoins été observées, il s'agit notamment :

- à proximité du village de Néfiach, du contact par failles subverticales entre les sables argileux du Pliocène supérieur et le granite du massif de Montalba. Les failles d'orientation NW-SE montrent un mouvement décrochant dextre. Ces failles NW-SE se trouvent à proximité de la faille de la Têt et de la FNP (Geoter, 1992 ; Goula et al., 1999).
- au niveau du demi-graben miocène de Cerdagne, des failles inverses qui déforment une terrasse würmienne de la haute vallée du Rio Segre en amont de Llívia (Geo-Ter, 1991 ; Philip et al., 1992), illustration 21. Le rejet vertical apparent dépasse 2m. Ces failles sont orientées WNW-ESE.

- plus au sud, aux environs du village de Nas, du contact par faille entre les conglomérats mio-pliocènes et le socle paléozoïque. La morphologie du contact faillé est essentiellement dû au jeu normal de l'accident, avec crochons et rebroussement des séries mio-pliocènes du bassin. Toutefois, l'analyse des microstructures dans les galets montre une reprise en compression de l'accident (Cointre, 1988 ; Goula et al., 1999).

Ces déformations récentes visibles le long ou à proximité de la faille de la Têt témoignent d'une évolution du champ de contrainte passant d'un régime extensif à l'Oligo-Miocène, à un régime compressif à transgressif à la fin du Pliocène-Quaternaire. Dans ce contexte, la faille du Têt pourrait jouer selon un mouvement décrochant senestre, avec pour le segment sud, une composante secondaire inverse.

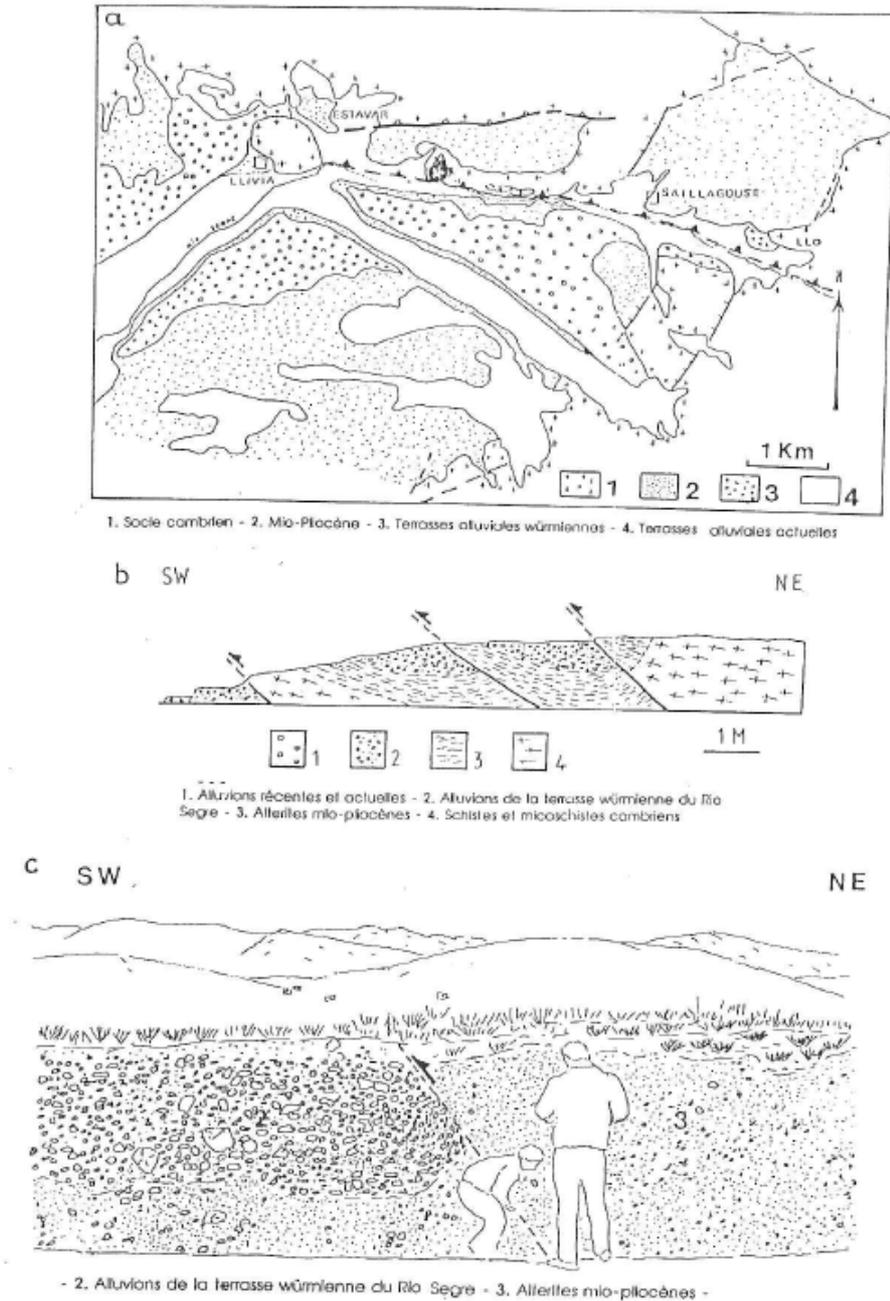


Fig. 28 - a - Carte géologique du secteur d'Estavar - Saillagouse, Indice 21 (GEOTECNIS/ GEO-TER 1991)

b - Failles inverses affectant la terrasse alluviale würmienne du Sègre.

c - Détail d'une faille inverse sur laquelle des tranchées ont été réalisées.

illustration 21 – Failles inverses WNW-ESE affectant la terrasse alluviale du Quaternaire supérieur du Sègre en Cerdagne (d'après Combes et al., 1991)

3.3.2. La faille du Tech, bordure sud du bassin du Roussillon

La faille du Tech met en contact le sud du bassin du Roussillon et les massifs cristallins des Albères et du Roc-de-France. Elle est composée de deux accidents principaux de direction ENE-WSW, d'environ 20 km chacun et reliés par une faille de direction NE-SW, illustration 22. Mauffret et al. (2001) minimisent l'importance de cet accident dans la structuration sud du

bassin du Roussillon. Selon ces auteurs, les failles visibles au nord du massif des Albères seraient l'expression d'un détachement profond à jeu normal de l'Oligocène au Mio-Pliocène.

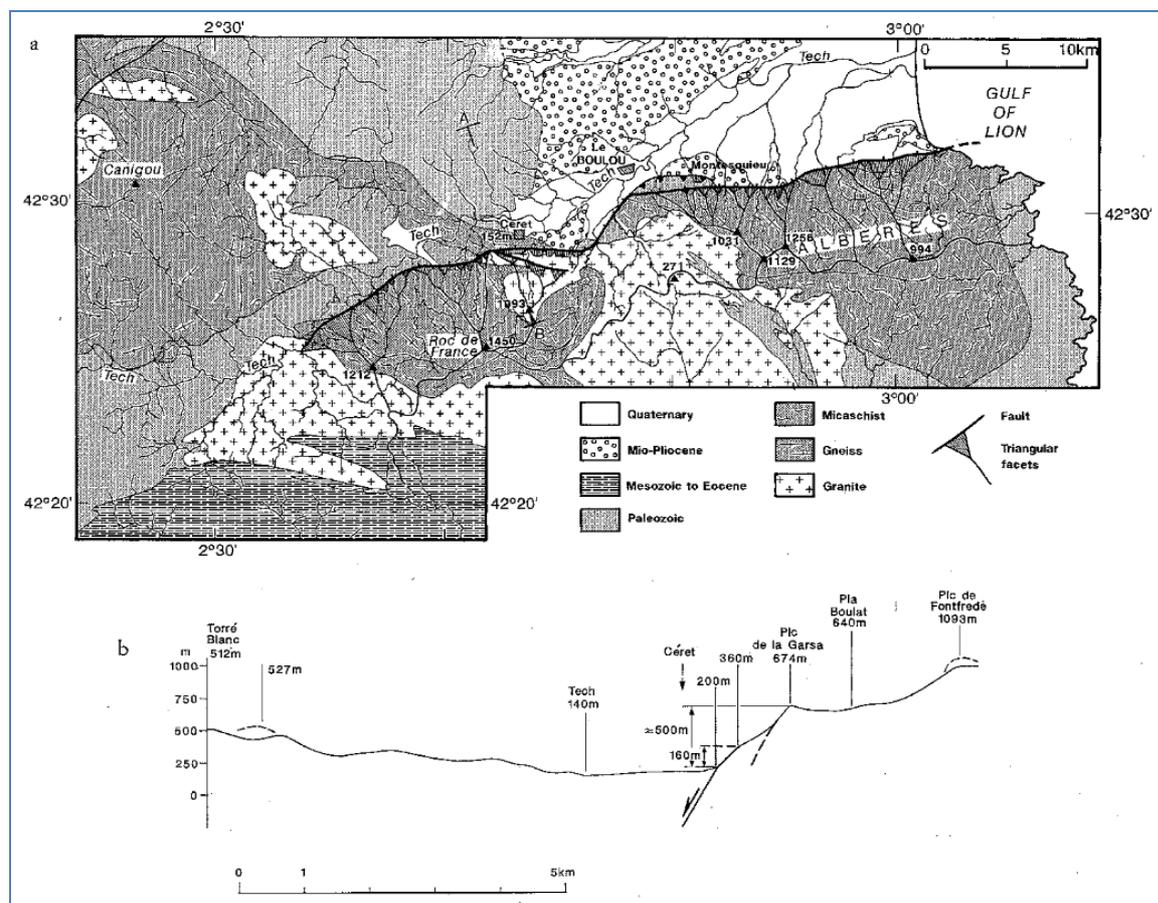


illustration 22 – Carte géologique et morphologique le long de la faille du Tech et profil topographique à travers la faille (d'après Briais et al., 1990)

Briais et al. (1990) ont analysé la morphologie du versant nord des Albères. Le massif Albères - Roc de France montre un soulèvement de sa partie nord, le long de la faille du Tech, et un basculement vers le sud, donnant lieu à sa disparition au sud sous les terrains plio-quaternaires du bassin de l'Empordan. Le début de ce soulèvement est contemporain à la formation du bassin et au dépôt des séries miocènes puis pliocènes. Selon ces derniers, les facettes triangulaires et la forme du réseau de drainage impliqueraient un jeu toujours actif de l'accident durant le Quaternaire, illustration 22. Néanmoins son activité serait plus faible que pour la faille du Têt.

Calvet (1999) suppose sur la base d'arguments géomorphologiques que l'essentiel de l'escarpement est associé à un mouvement de faille normal qui aurait cessé il y a 0,5 Ma. Quelques déformations tectoniques récentes sont décrites à proximité de la faille. Il s'agit :

- Entre Montesquieu et le Boulou, d'une faille inverse mettant en contact le socle paléozoïque sur les argiles rouges du Miocène supérieur ; cette structure se suit sur plusieurs centaines de mètres et est parallèle aux failles EW à ENE-WSW qui limitent le massif des Albères (Goula et al., 1999).
- A Maureillas, d'une formation conglomératique attribuée au Mio-Pliocène qui montre des galets tronçonnés suivant une direction N30-50 et un mouvement senestre (Cointre, 1988).

Ces déformations sont cohérentes avec un régime de déformation compressif subméridien. Dans ce contexte, les segments de failles NE-SW pourraient avoir un mouvement senestre et les segments EW, un mouvement inverse. Ce qui est cohérent avec le tracé en échelon des failles bordant au nord le massif des Albères.

3.3.3. La FNP, faille nord pyrénéenne

Entre les villages de Caramany et d'Ansignan, dans le massif de l'Agly, une faille N60, de pendage SE, met en contact les gneiss paléozoïques sur les colluvions quaternaires, selon un mouvement inverse-senestre et un rejet estimé à une dizaine de mètres (Philip et al., 1992), illustration 23. L'étude des photos aériennes et des images satellites de ce secteur montre qu'un accident d'échelle plurikilométrique d'orientation WNW-ESE semble guider la vallée de l'Agly dans ce secteur. Sur le terrain, cette faille principale se manifeste par une zone broyée de plusieurs mètres de large dans les séries métamorphiques ; cette faille est une des failles qui constitue la FNP.

La faille quaternaire près de Caramagny a une orientation conjuguée ENE-WSW à celle de la **FNP**. Calvet (1999) indique par ailleurs dans la même vallée deux autres affleurements de dépôts récents affectés par des failles inverses EW.

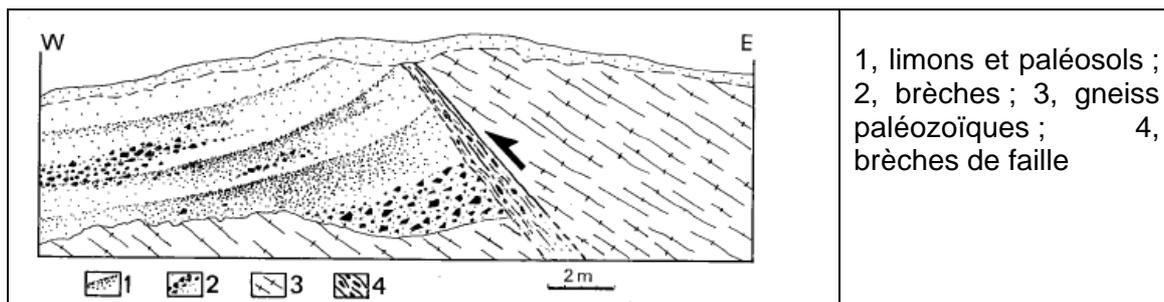


illustration 23 – Faille inverse du massif de l'Agly (d'après Philip et al., 1992).

3.3.4. Le système de failles NE-SW de Lézignan

Au nord des Corbières, sur la base d'une étude morphologique et pétrographique des formations alluviales et des travertins quaternaires de la vallée de l'Orbieu, Ellenberger et Gottis (1967) puis Ellenberger et al. (1987) décrivent une formation dite "tufs de Fabrezan", interstratifiée dans les dépôts alluviaux d'une terrasse récente de l'Orbieu. Ils indiquent une différence d'altitude entre des lambeaux de cette formation et interprètent cette différence comme résultant du jeu quaternaire d'une faille NNE-SSW, avec affaissement relatif du compartiment sud-est. Larue (2013) a récemment repris cette analyse. Il confirme des mouvements tectoniques post -120 000 ans (Quaternaire supérieur) le long du système de **failles de Lézignan** (faille de Camplong) qui limite au NW le graben néogène de Camplong. Ce système de failles se situe dans le prolongement de la faille des Cévennes d'orientation OSO-ENE (Ellenberger *et al.*, 1987). L'interprétation de cet indice reste néanmoins encore aujourd'hui délicate (origine tectonique récente ? mouvement compressif ? distensif ?).

3.3.5. Les failles NW-SE du bassin de l'Empordan

Les déformations tectoniques décrites dans le bassin de l'Empordan sont pour l'essentiel associées aux failles NW-SE à NWW-SSE de la zone de transfert entre le Golfe du Lion et le fossé de Valencia.

A l'ouest du bassin de l'Empordan, près d'Incarcal, une série lacustre datée du Pléistocène inférieur est marquée par un basculement général de 20° vers le NE, ainsi que par des failles NW-SE normales et de failles NS dextres (Fleta et al., 1996). Un fossile préhistorique (*Estephanorhinus etruscus*) daté de -1,6 Ma, a été découvert à l'aplomb des formations néogènes du bassin. Ce fossile est découpé par des petites **failles de direction NS à NW-SE, selon un mouvement décrochant dextre** (Galobart, 1996, illustration 24). Ces déformations sont compatibles avec un régime décrochant selon une contrainte compressive NNE-SSW (Goula et al., 1999).



illustration 24 – Fossile préhistorique (*Estephanorhinus etruscus*, -1,6 Ma) décalé par des petites failles dextres (Galobart, 1996).

Au Sud-Ouest du bassin de l'Empordan, la faille d'Amer (illustration 25) limite, au Nord, la partie occidentale de la vallée du Bas et, au Sud, suit le versant ouest de la vallée de la rivière Brugent. Le long de la faille plusieurs traits morphologiques de tectonique quaternaire sont visibles (Fleta et al., 2001) : facettes triangulaires, vallées perchées et escarpements de faille dans les cônes alluviaux anciens. A ce jour, aucune rupture en surface très récente (Holocène) n'a été observée. Néanmoins, il est très probable que la faille d'Amer soit à l'origine des séismes historiques de mars et mai 1427.

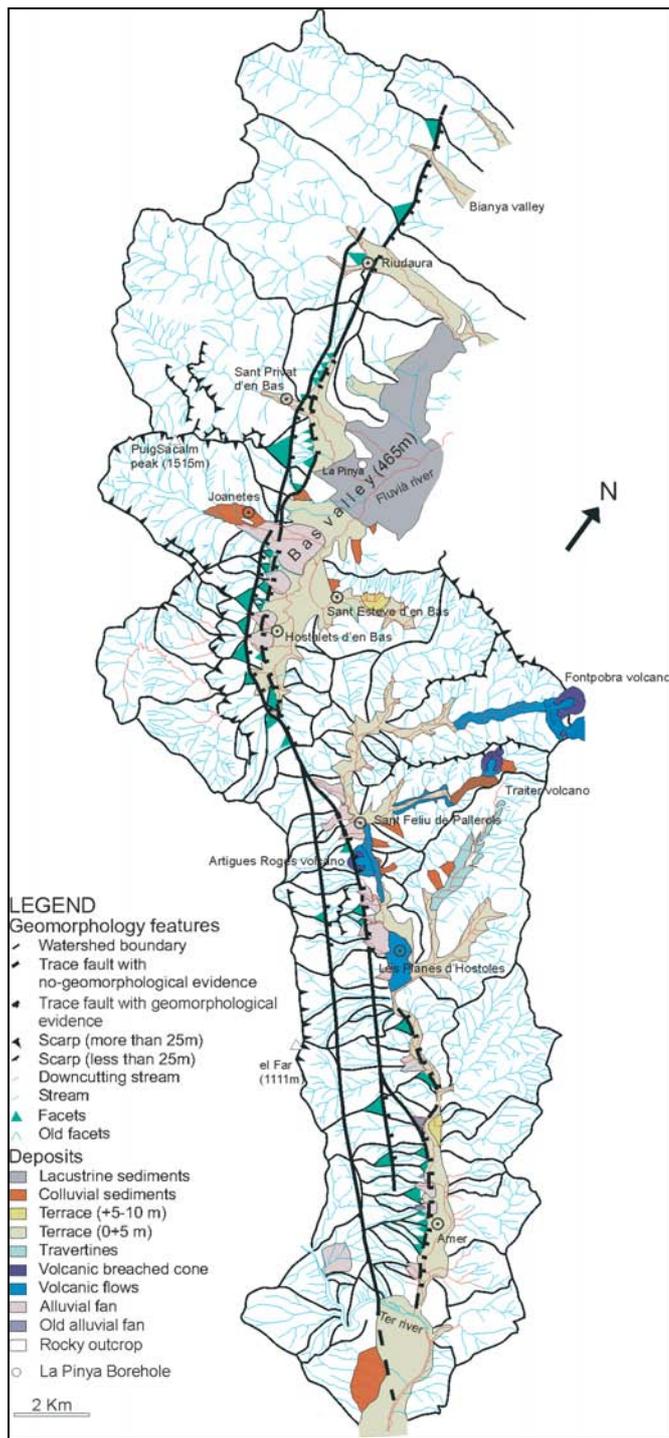


illustration 25 – Carte géomorphologique le long de la faille d'Amer (Fleta et al., 2001)

3.3.6. Enregistrement d'un soulèvement post orogénique et analyse de surfaces morphologiques étagées

L'étude de la morphologie actuelle des Pyrénées orientales (Calvet, 2011 ; Calvet et Gunnell, 2013) montre deux surfaces étagées majeures qui tronquent toutes les structures pyrénéennes (illustration 26). Les surfaces se trouvent à quelques centaines de mètres d'altitude dans les pré Pyrénées et à près de 3 000 m dans la chaîne axiale.

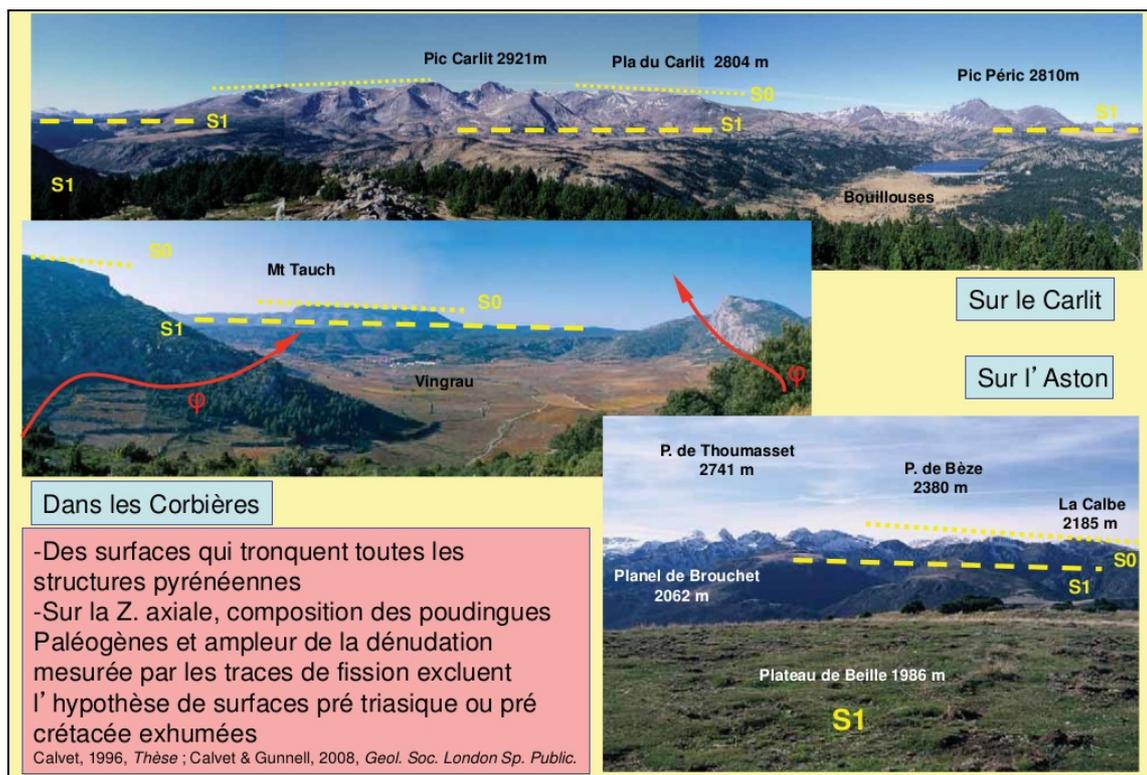


illustration 26 – Les surfaces étagées miocènes dans les Pyrénées orientales (Calvet, 2011)

Concernant la surface primitive (S0, illustration 27), la dénudation mesurée par les traces de fission des cristaux prélevés directement sur les surfaces d'érosion indique un refroidissement rapide, en cohérence avec une exhumation par l'érosion de plusieurs kilomètres de roches pour réaliser l'aplanissement primitif vers -25 Ma, suivi par une longue histoire près de la surface du sol (Gunnell et al., 2009). Cette analyse rejoint celle de Sinclair et al. (2005), pour lesquels : les traces de fission du zircon indiqueraient une érosion de 6 à 9,5 km depuis 50 Ma.

La surface primitive est retrouvée dans les Pyrénées centrales, néanmoins cette partie des Pyrénées présenterait une dénudation rapide prolongée plus tardivement (peut-être en lien avec la persistance plus tardive de la compression pyrénéenne à l'ouest des Pyrénées).

La datation de fossiles (rongeurs) trouvés dans des fissures karstiques indique des âges Quaternaire à début Miocène, confirmant ainsi la mise en place de la surface d'érosion depuis le début du Miocène.

Ainsi donc : 1) Les surfaces d'aplanissement S0 et S1 datent du Miocène inférieur (S0) et moyen (S1). 2) Le décalage observé entre les différents lambeaux de surface indique le jeu actif de certaines failles au cours du Néogène.

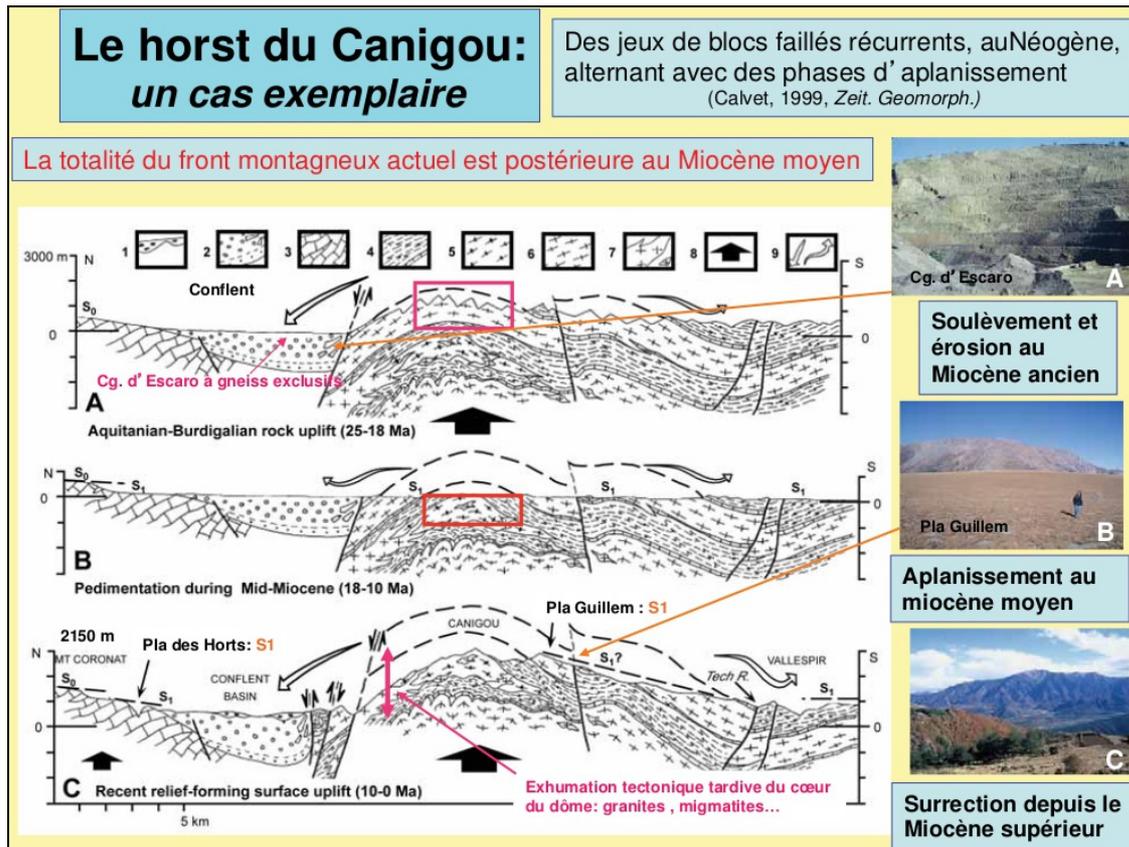


illustration 27 – Exemple du Canigou, mise en place et décalage des surfaces d'aplanissement S_0 (Miocène inférieur) et S_1 (Miocène moyen), d'après Calvet (2011) et Calvet et Gunnell (2013)

La zone axiale des Pyrénées centrales a subi un soulèvement de 2 à 3 km depuis le milieu du Miocène (et peut-être jusqu'à aujourd'hui). Dans les Pyrénées orientales, ce soulèvement récent est plus particulièrement observé pour les massifs du Canigou (illustration 27), de Millas (soulèvement de 1,8 km d'après Arthaud et Pistre, 1993) et des Albères (soulèvement de 1,7 km d'après Mauffret et al., 2001).

De façon plus générale, l'étude des surfaces d'aplanissement et de leur datation (Calvet, 2011), montrerait : **1) un aplanissement généralisé de la chaîne orogénique pyrénéenne au début du Néogène, 2) suivi d'une surrection maximale de l'ordre de 200 à 300 mm par millénaire depuis 10 Ma, et 250 mm pour le Quaternaire.**

3.3.7. Mesures géodésiques, soulèvement de la chaîne axiale, extension isostatique

Les mesures géodésiques

Entre 1992 et 1999, les mesures du réseau GPS PotSis installé dans les Pyrénées orientales ont permis une première image des mouvements horizontaux dans la zone Pyrénéenne durant cette période. Le champ des vitesses obtenu (illustration 28) représente en quelque sorte le régime qui règne dans les Pyrénées orientales. Les mouvements détectés peuvent atteindre le mm/an.

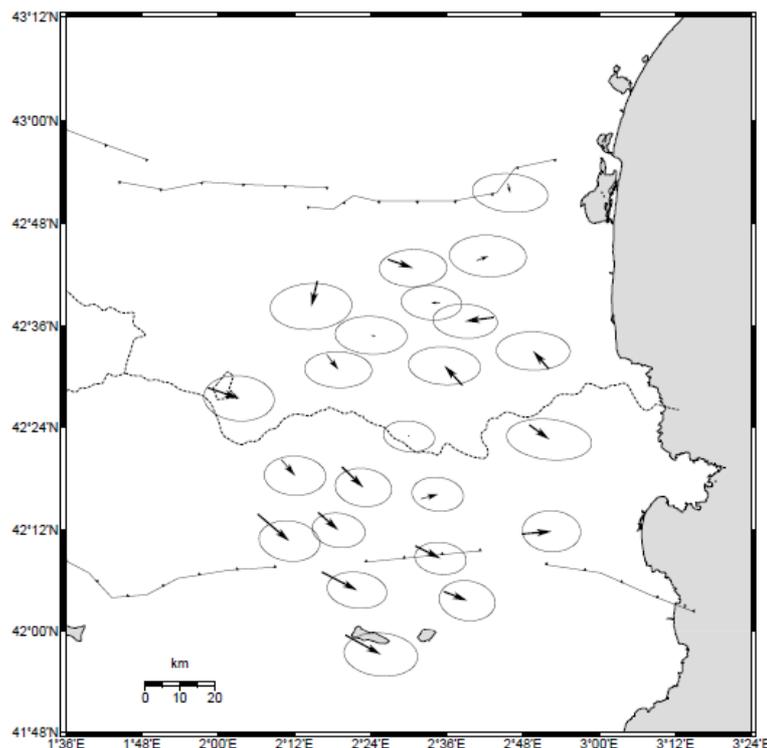


illustration 28 – Champ de vitesses GPS dans les Pyrénées orientales dans l'intervalle 1992-1999 (d'après Tahayt, 2008)

Selon ces résultats (Tahayt, 2008), on observe :

- au sud des Pyrénées orientales, une tendance générale du mouvement vers le SE,
- au niveau des Pyrénées orientales (axe central pyrénéen et bassin du Roussillon), un mouvement différent, plutôt NS à NW.

Ces résultats ont été complétés par Asensio et al. (2012) qui ont calculé les mouvements de déplacement sur la base de 3,5 ans d'enregistrements de 49 stations GPS réparties sur l'ensemble de la chaîne. Au centre et à l'Ouest de la chaîne pyrénéenne, Asensio et al. (2012) indiquent une extension perpendiculaire à l'axe orogénique, avec des vitesses jusqu'à $0,0025 \pm 0,005$ mm/an. La direction d'extension est cohérente avec les mécanismes au foyer des séismes localisés dans la zone axiale centrale et ouest des Pyrénées (Stich et al., 2010).

Leur interprétation

Certains travaux très récents (Vernant et al., 2013) tendent à montrer que **l'extension actuelle du cœur de la chaîne pyrénéenne serait étroitement liée à son érosion** et pas seulement à des forces gravitationnelles comme supposé jusqu'alors (Choukroune, 1976).

Ainsi à l'aide d'une modélisation par éléments finis, Vernant et al. (2013) montrent que l'ablation de la topographie par érosion est un processus qui permet de faire remonter les roches par isostasie, illustration 29. **L'érosion donnerait lieu au cœur de la chaîne à des mouvements verticaux, accompagnés par de faibles mouvements horizontaux, lesquels se traduiraient par de l'extension horizontale sous la zone axiale de la chaîne et de la compression dans les zones périphériques du piémont.** Selon le modèle, cette extension pourrait être observée même pour des taux de raccourcissement de la chaîne allant jusqu'à 3 mm/an à condition que l'érosion soit suffisamment forte (~ 1 mm/an).

Si une extension est interprétée au cœur de la chaîne, dans la croûte supérieure, par contre, selon la modélisation réalisée par Vernant et al. (2013), **le manteau et la croûte inférieure ainsi que la croûte supérieure de part et d'autre de la chaîne axiale (zone nord pyrénéenne et zone sud pyrénéenne), resteraient soumis à une compression**, illustration 29.

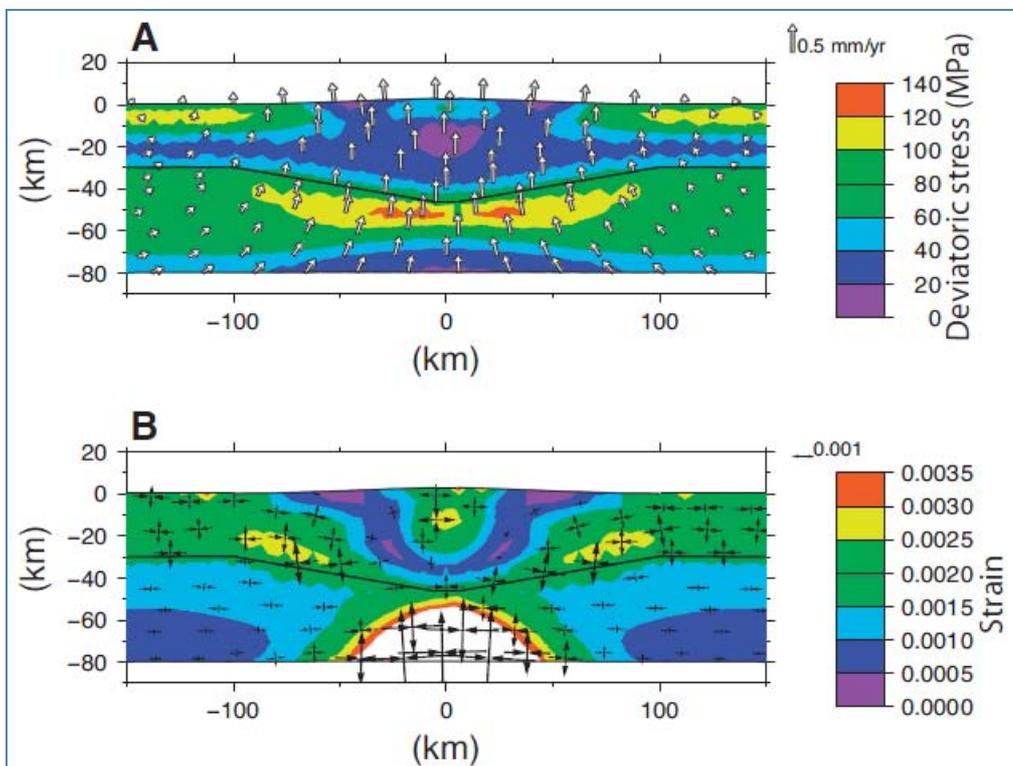


illustration 29 – Haut : champ de vitesses et de contraintes déviatoriques induit par un taux d'érosion de 0.75 mm/an sur les reliefs et 0.5 mm/an de raccourcissement au travers de la chaîne. Bas : déformation et axes principaux du tenseur des déformations obtenus pour les paramètres indiqués plus haut. (d'après Vernant et al., 2013)

3.4. SISMICITE

3.4.1. Localisation des séismes

Dans le cadre du projet ISARD, une compilation des séismes historiques et instrumentaux qui se sont produits dans la partie orientale du massif pyrénéen a été réalisée (Secanell et al., 2008). La magnitude possible des séismes historiques y a été calculée. Ce fichier est pris en référence pour la présente étude (illustration 30) et nommé par la suite « fichier SisPyr ».

De façon générale, la partie Est des Pyrénées et l'Ouest du Golfe du Lion est marquée par des séismes relativement fréquents et de magnitude faible à modérée. Cependant, certains séismes historiques ont pu dépasser la magnitude 6, il s'agit notamment des séismes de Catalogne en 1427 et 1428, d'intensité épiscopale $I_0 = VIII-IX$ (MSK) et de magnitude supposée 6,1.

Dans la région du massif de l'Agly, se sont produits plusieurs séismes de magnitude au moins égale à 4,0. Il s'agit des séismes du :

- 18 février 1996 (M 5,2),

- 23 septembre 1922 (M 4,7),
- 28 novembre 1920 (M 4,3),
- 19 février 1838 (M 4,1).

Concernant le **séisme de 1996**, le foyer a été localisé entre 7 et 8 km de profondeur au droit du village de Saint-Paul-de-Fenouillet. Le mécanisme au foyer de ce séisme indique un jeu décrochant senestre avec une petite composante inverse sur une faille sub-équatoriale à pendage sud (Goula et al., 1999).

La secousse majeure du 18 février a été précédée durant 2 semaines d'émissions de gaz et d'anomalies hydrogéochimiques dans la zone épacentrale. Selon Rigo (2010), ces fluides hydrogéochimiques et gazeux doivent être considérés comme des précurseurs de la secousse majeure dont l'origine est à rechercher dans le mouvement lent ou aismique (creep) d'une faille ; les variations de contraintes engendrées auraient alors déclenché la rupture sismique au niveau d'un chevauchement crustal localisé dans le socle cristallin autochtone sous le massif de l'Agly.

Ce séisme a été suivi par plusieurs secousses de magnitude au moins égale à 3, produites jusqu'au début du mois d'avril 1996. Les mécanismes au foyer calculés pour les principales répliques sont relativement incohérents entre eux. Selon Rigo (2010) cela peut être dû à la fracturation importante de la croûte à cet endroit ainsi qu'à la perturbation de l'état de contraintes par la circulation des fluides gazeux.

En 2004, une autre petite crise sismique s'est produite dans cette même région. Les magnitudes sont restées inférieures ou égales à 2. La localisation des séismes indiquent qu'il pourrait s'agir de la même faille qui a joué lors du séisme de 1996. Dans ce cas, cette faille serait aveugle, c'est-à-dire avec un plan de rupture qui n'a pas atteint la surface du sol. Cette faille est localisée dans le socle hercynien autochtone, sous le chevauchement majeur frontal nord pyrénéen (illustration 31).

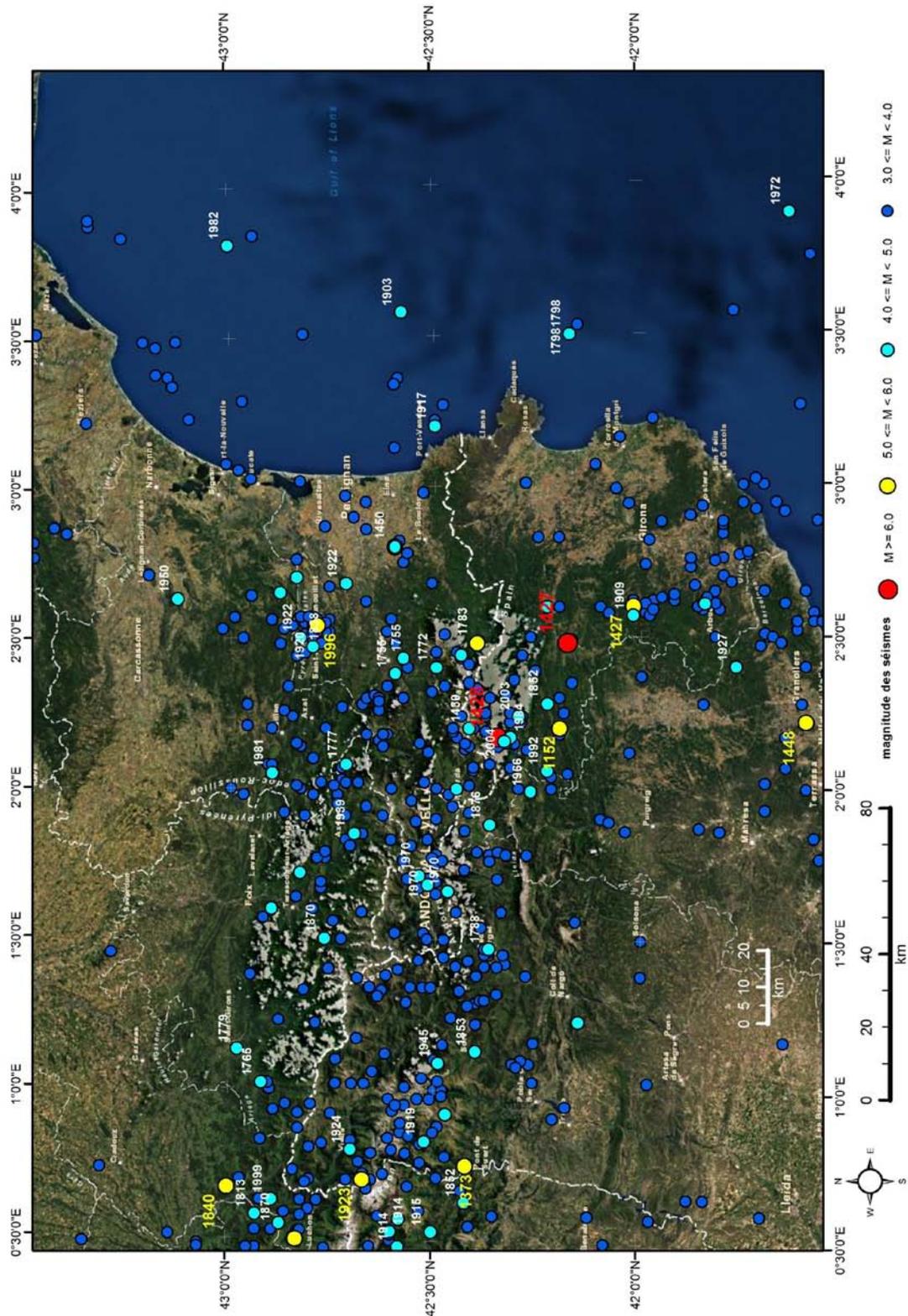
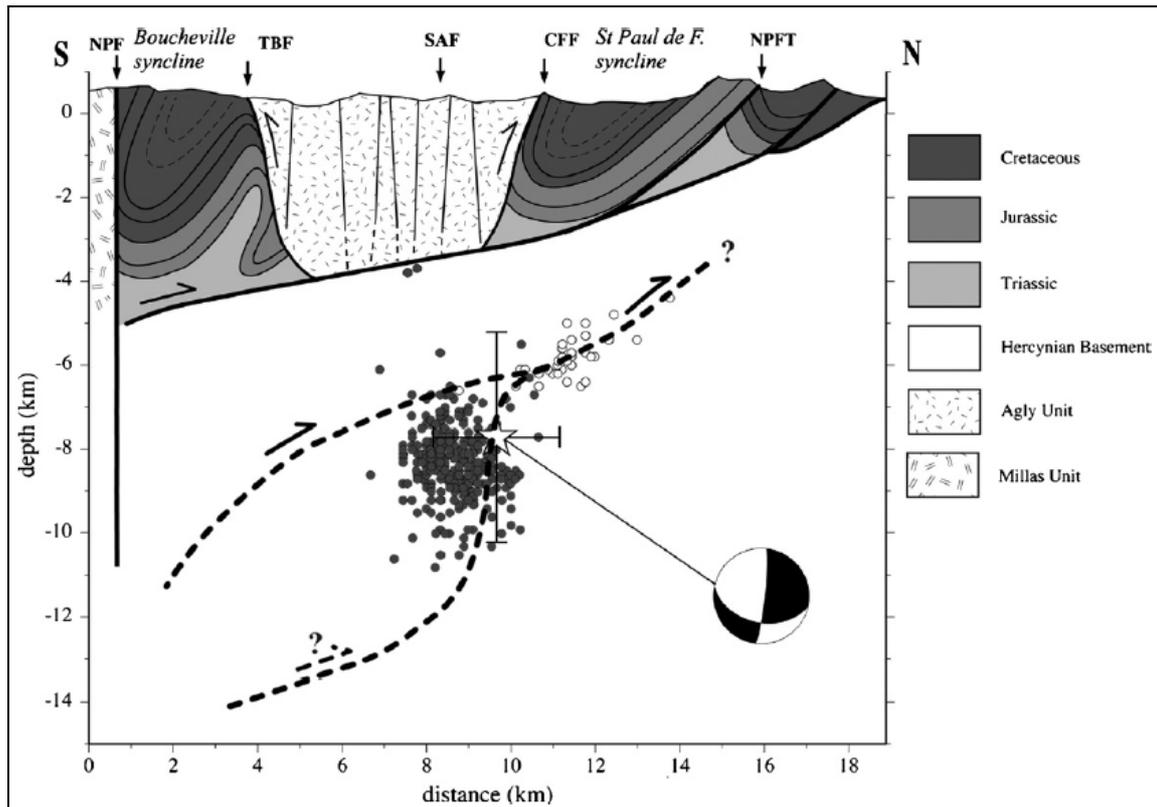


illustration 30 – Carte des épicentres de séismes historiques et instrumentaux (d'après Secanell et al., 2008)



Etoile : évènement principal de 1996, avec l'incertitude de localisation ; Cercles sombres : répliques de 1996. Cercles blancs : essaim de mai 2004 ; Pointillés : failles supposées, permettant d'expliquer les crises sismiques de 1996 et 2004. NPF : faille Nord-Pyrénéenne – TBF : faille de Trilla-Bélesta – CFF : faille de la Clue-de-la-Fou – NPFT : chevauchement frontal Nord-Pyrénéen.

illustration 31 – Coupe interprétative nord-sud à travers le massif de l'Agly, localisation des foyers des séismes de 1996 et de 2004 (d'après Sylvander et al., 2007)

En Catalogne, entre Girona et Puigcerda, plusieurs épicentres de séismes majeurs sont localisés. Il s'agit (illustration 30) des séismes du :

- 15 mai 1427, épicentre près d'Olot en Espagne, intensité épicentrale, $I_0 = VIII$ (d'après Sisfrance BRGM/EDF/IRSN), magnitude estimée 6,1 (d'après fichier SisPyr) ;
- 2 février 1428, épicentre près de Camprodon en Espagne, intensité épicentrale, $I_0 = IX$ (d'après Sisfrance BRGM/EDF/IRSN), magnitude estimée 6,1 (d'après fichier SisPyr) ;
- 19 mars 1427, épicentre près d'Amer en Espagne, intensité épicentrale, $I_0 = VIII$ (d'après Sisfrance BRGM/EDF/IRSN), magnitude estimée 5,8 (d'après fichier SisPyr) ;
- 3 décembre 1152, épicentre près de Ripoll, magnitude estimée 5,5 (d'après le fichier SisPyr) ;
- 2 février 1783, épicentre près de Prats-de-Mollo, Intensité épicentrale, $I_0 = VIII$ (d'après Sisfrance BRGM/EDF/IRSN), magnitude estimée 5,0 (d'après fichier SisPyr).

Les séismes de 1427 (crise sismique catalane) sont très probablement dus à la faille d'Amer. Il s'agit d'une des failles de transfert NW-SE de la « Transverse Ridge » (Perea, 2009), illustration 33. L'origine du séisme de 1428 est plus douteuse. L'épicentre se trouve à la fois dans le prolongement NW de la faille d'Amer et à l'aplomb du chevauchement de Vallfogona.

La modélisation des variations du champ de contraintes lors des séismes successifs de 1427 et 1428 (Perea, 2009) est néanmoins plus cohérente avec un rejeu des failles de la « Transverse Ridge » et la survenance des séismes de 1427 et 1428, illustration 32 et illustration 33.

Dans **le Golfe du Lion**, les magnitudes connues à ce jour ne dépassent pas 4,5. Il s'agit notamment (illustration 30) des séismes du:

- 12 et 13 août 1798, magnitude estimée 4,5 et 4,3.
- 20 avril 1903, magnitude estimée 4,4.
- 28 septembre 1917, magnitude estimée 4,2.
- 23 décembre 1982, magnitude estimée 4,1. Son mécanisme au foyer indique les directions de σ_1 et σ_3 , respectivement NE-SW et NW-SE (Goula et al., 1999).

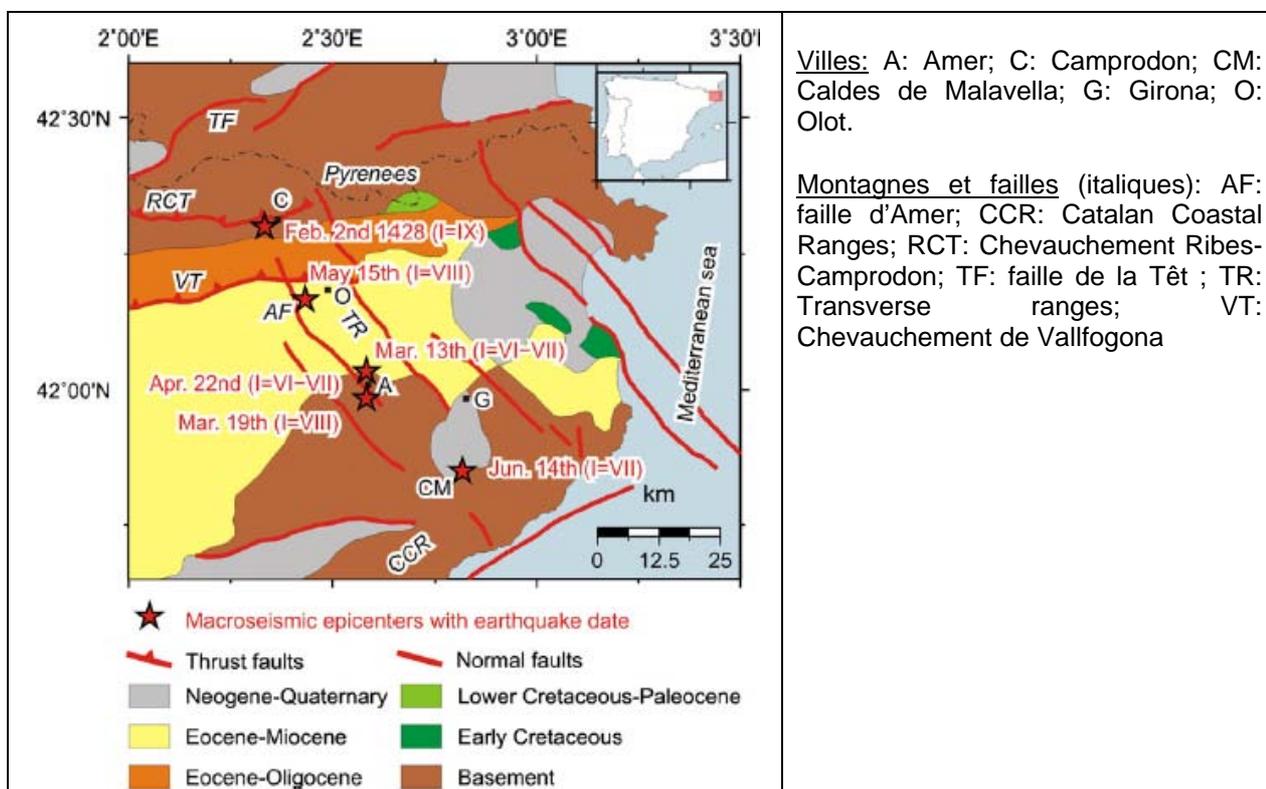


illustration 32 – Carte géologique schématique de l'extrême nord-est de la péninsule ibérique avec report des épencentres des principaux séismes de la crise catalane (Olivera et al., 2006)

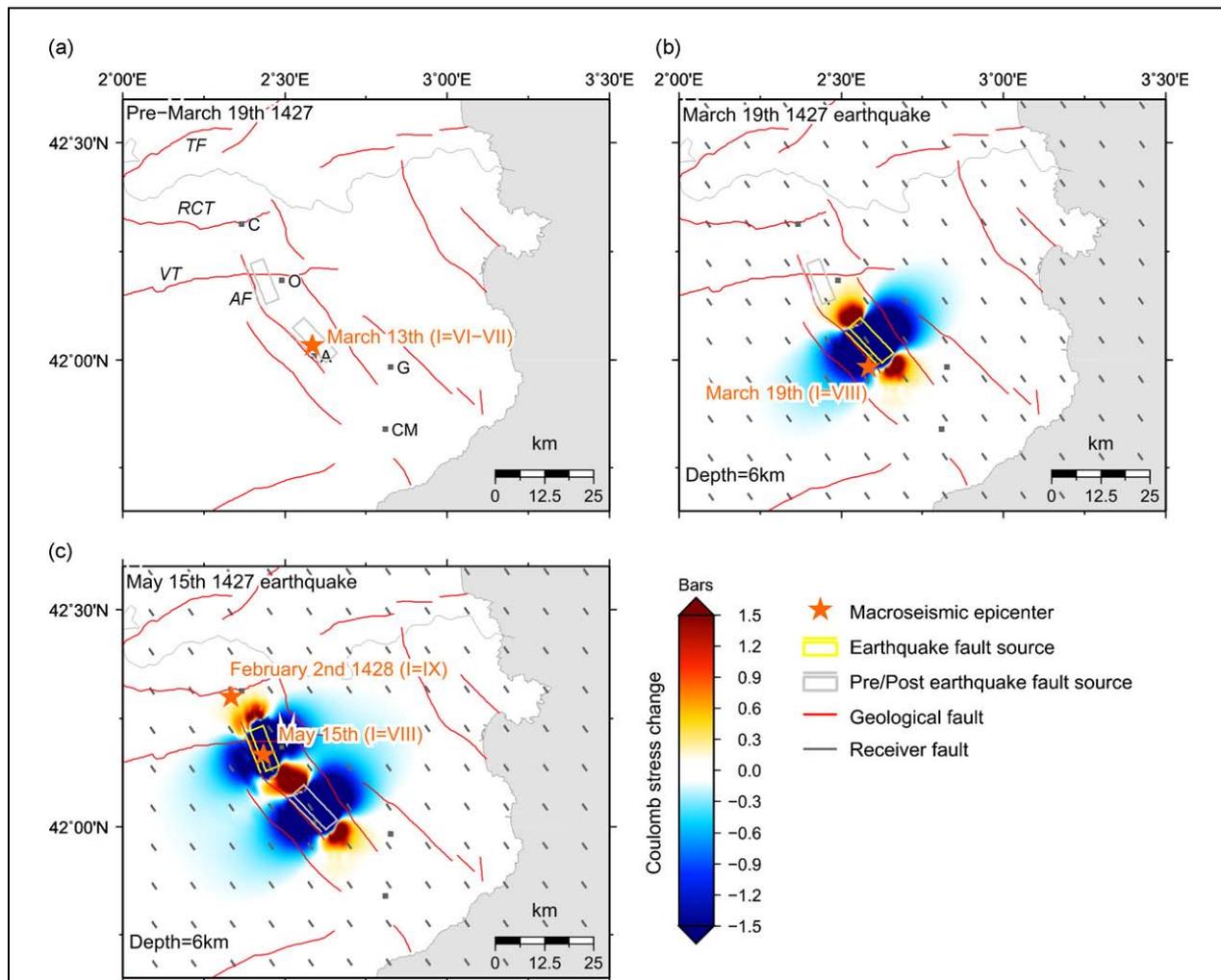


illustration 33 – Cartes montrant l'évolution du champ de contraintes à 6 km de profondeur lors des crises sismiques de 1427 et 1428 (Perea, 2009)

Concernant la **profondeur focale des séismes**, la plupart des séismes sont localisés dans la croûte supérieure cassante (11 km), et plus rarement dans la croûte ductile entre 11 et 32 km (illustration 34).

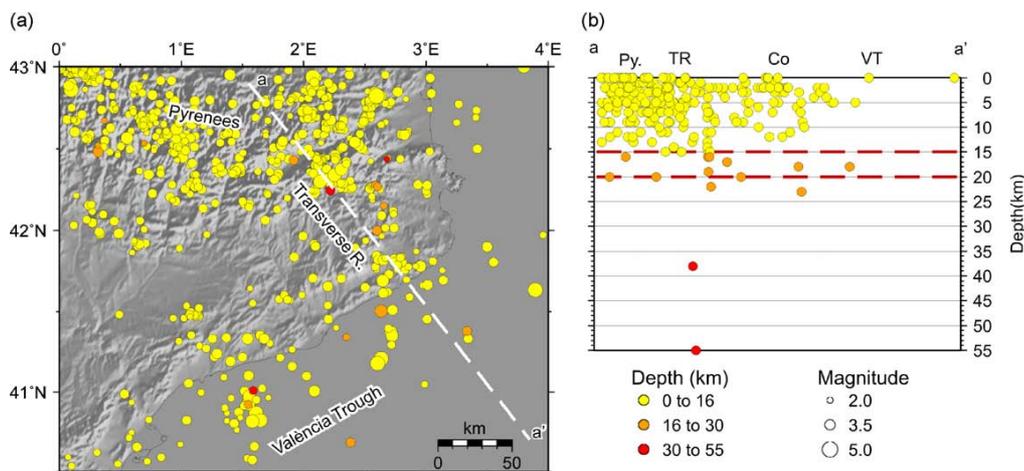


illustration 34 – Profondeur focale des séismes (d'après Perea, 2009)

3.4.2. Mécanismes au foyer des séismes

Goula et al. (1999) ont synthétisé les résultats des mécanismes au foyer calculés pour plusieurs séismes de l'Est des Pyrénées, du Golfe de Lion et de la Catalogne, illustration 35.

Ces mécanismes indiquent :

- dans le massif de l'Agly, au nord des Pyrénées et au nord du golfe du Lion, une direction NE-SW de la contrainte compressive horizontale, compatible avec le jeu senestre de failles EW et dextre de failles NNW-SSE. Dans ce cadre, la NPF pourrait jouer en décrochement senestre avec une composante secondaire inverse.
- en Catalogne espagnole, dans le Golfe de Valencia et au sud des Grabens Catalan et Cathare, une direction NNW-SSE de la contrainte compressive horizontale, compatible avec un jeu dextro-normal des failles NW-SE.

La direction de compression NNW-SSE calculée au NE de l'Espagne, contraste avec celle NE-SW déterminée au nord de la zone axiale orientale pyrénéenne. Cette différence n'est pas expliquée à ce jour, néanmoins on constate que le système de failles de la Têt est situé à la limite entre ces deux domaines à régimes de contraintes différents.

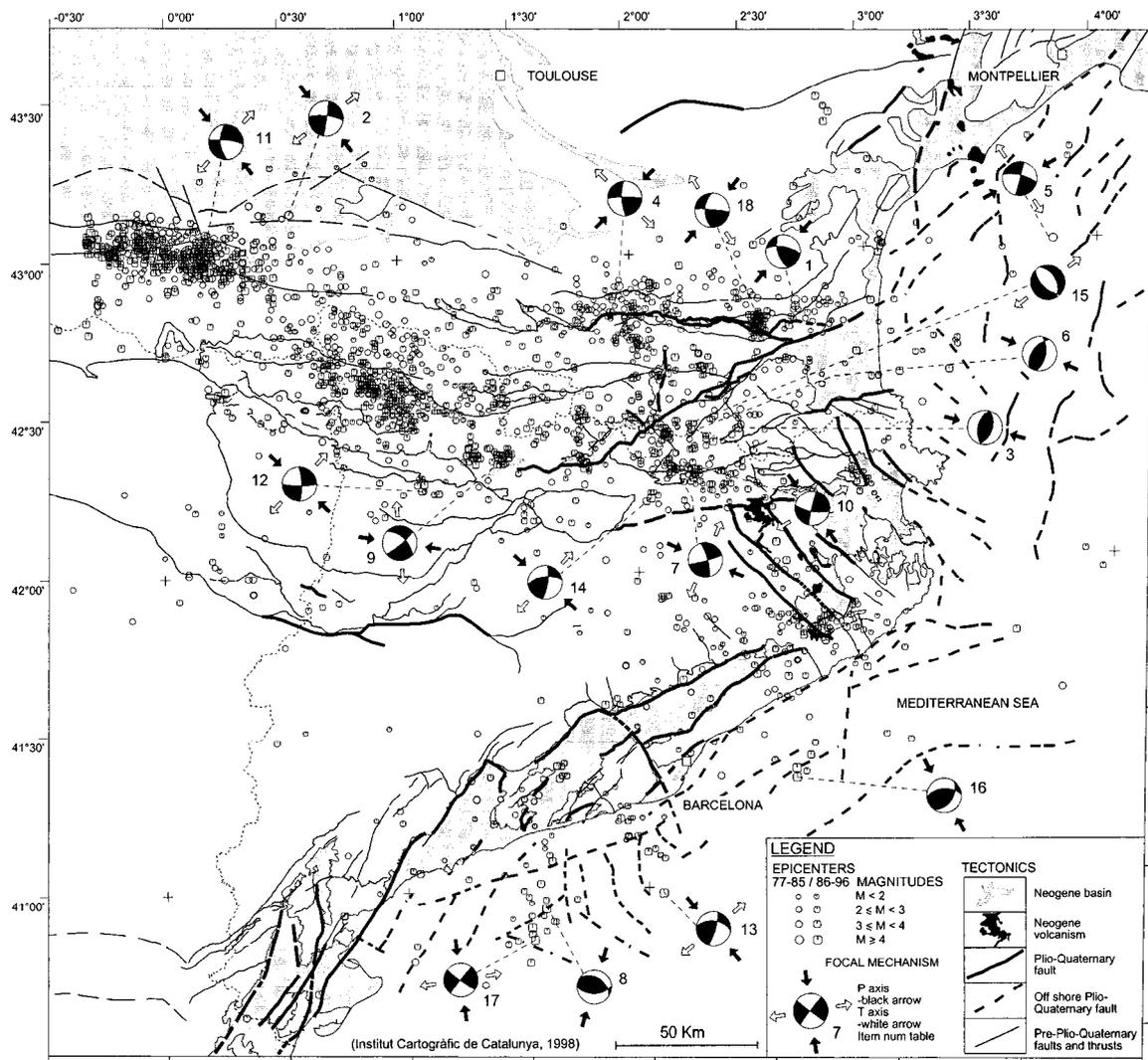


illustration 35 – Mécanismes au foyer des séismes (d'après Goula et al., 1999)

3.5. SYNTHÈSE SISMOTECTONIQUE

3.5.1. Cartographie

Chaque système de failles majeures a fait l'objet d'une description et d'une cartographie détaillée, présentées en annexe 2 et dans des fichiers SIG joints au présent rapport. Selon le système de failles considéré, celui-ci peut être constitué de plusieurs segments lesquels sont soit situés dans le prolongement l'un de l'autre soit parallèles et proches géographiquement. Plusieurs autres failles localisées dans les Pyrénées-Orientales font aussi l'objet d'une fiche descriptive spécifique de l'annexe 2.

La carte sismotectonique a été établie au 1/250 000 (illustration 36). Le tracé des failles et celui des contours stratigraphiques ont été définis sur la base des cartes géologiques suivantes :

- Carte géologique de la France à 1/50 000, éditées par le BRGM,
- Carte géologique de la France à 1/250 000, éditée par le BRGM,
- Carte géologique à 1/25 000 de la Catalogne, éditée par l'IGC,
- Carte géologique à 1/250 000 de la Catalogne, éditée par l'IGC,
- Complétés par plusieurs publications dont Guennoc et al. (1994) et Mauffret et al. (2001) pour le Golfe du Lion.

La carte sismotectonique indique en outre :

- Les épicentres des séismes, d'après le fichier de données sur la sismicité instrumentale (fichiers sources Renass, IGN) et historique (SisFrance BRGM/EDF/IRSN, ainsi que celui de l'IGN d'Espagne) synthétisés dans le cadre du projet ISARD (Secanell et al., 2008).
- Les indices de déformations récentes, d'après la base de données NeoPal (BRGM) complétée par l'étude de la bibliographie.
- L'âge du dernier jeu connu des failles actives majeures (anté-Miocène, Miocène, Pliocène, Quaternaire, Holocène).
- Le type de mouvement pressenti (normal, décrochant dextre ou senestre, inverse) pour les failles reconnues potentiellement actives.

Les connaissances sur les failles rassemblées sous la forme de fiches descriptives (annexe 2) sont synthétisées dans le tableau joint à la carte sismotectonique, illustration 37. Ce tableau de synthèse concerne les failles potentiellement actives identifiées au niveau ou à proximité des Pyrénées orientales. Il apporte les indications suivantes :

- nom de la faille,
- géométrie : segmentation, longueur, extension en profondeur, orientation, pendage du plan ;
- âge du dernier jeu connu ou supposé,
- sens du dernier mouvement connu ou supposé,
- indices de déformations tectoniques/géomorphologiques/autres associés,
- relation avec des séismes.

Ce tableau a été élaboré sur la base des connaissances sismotectoniques actuelles des Pyrénées orientales et de son voisinage. Cette synthèse est donc susceptible d'évoluer en fonction des résultats des futurs travaux de recherche tant pour ce qui concerne la cartographie

en surface et en profondeur des systèmes de failles (informations sur la géométrie des plans de failles) que sur les connaissances paléosismiques et néotectoniques (dynamique actuelle des failles actives).

C'est sur la base de ce tableau que la classification des failles est réalisée, cf. Chap.4. Les différents champs descriptifs sont décrits dans le chapitre 4.1.1, ainsi que les pondérations correspondantes.

3.5.2. Résumé

Les Pyrénées orientales ont été marquées au cours de leur histoire géologique par plusieurs grandes phases tectoniques tantôt compressives (Hercynienne, Pyrénéenne) tantôt distensives (tardi-Hercynienne, Oligo-Miocène) durant lesquelles plusieurs grandes failles se sont mises en place. Certaines failles n'affectent que la croûte supérieure (chevauchements de Vallfogona, nord Pyrénéen des Corbières) d'autres s'étendent jusqu'au Moho (FNP, Transverse Ridge, faille transverse catalane).

Aujourd'hui, les Pyrénées orientales restent soumises à la compression dite alpine. Celle-ci est due à la convergence de la plaque Afrique et de la plaque Europe, donnant lieu au niveau des Pyrénées à la subduction du micro-bloc ibérique sous la plaque Europe. L'axe central de l'ancienne chaîne pyrénéenne reste néanmoins exposé à des contraintes distensives dans la partie supérieure de la croûte ; la contrainte maximale serait verticale dans la croûte supérieure, et redeviendrait horizontale dans la croûte inférieure. Cette distension serait liée à l'érosion du massif montagneux et à des réajustements isostatiques. Toutefois, l'extension de la chaîne axiale est plus particulièrement enregistrée à l'Ouest, dans la partie centrale des Pyrénées (extension égale à $0,0025 \pm 0,0005$ mm/an, selon Asensio et al., 2012).

Les zones frontales sud et nord pyrénéennes sont soumises à un régime compressif. Selon Nocquet (2012), d'après les enregistrements GPS, la vitesse de convergence au niveau des Pyrénées est de l'ordre de 0,2 mm/an.

Plusieurs systèmes de failles sont corrélés avec une activité sismique notable, il s'agit en particulier :

- du système de failles de la « Transverse Ridge » (faille d'Amer) et des séismes du XIV^{ème} et XV^{ème} siècle de Catalogne,
- des failles inverses du chevauchement frontal nord Pyrénéen et de la FNP, probablement en lien avec l'activité sismique de la région de Saint-Paul-de-Fenouillet, à proximité du massif de l'Agly.

Par ailleurs, des déformations tectoniques récentes (Quaternaire ou Holocène) sont localisées en plusieurs points de la zone d'étude :

- faille inverse à proximité de la FNP (site de Caramany),
- failles inverses dans le bassin de Cerdagne,
- décrochements et failles inverses ou normales le long des failles du système de la « Transverse Ridge ».

Les mécanismes au foyer des séismes indiquent de façon générale de part et d'autre de la faille du Têt : une direction de la compression NE-SW au nord-est des Pyrénées orientales, et une direction de la compression NNE-SSW au sud au niveau de la Catalogne espagnole.

Sur la base des données géologiques, structurales, géomorphologiques, géodésiques, sismiques, plusieurs systèmes de failles actives sont identifiés au niveau ou à proximité des Pyrénées orientales (illustration 36) ; il s'agit en particulier :

- du segment oriental de la faille Nord Pyrénéenne, à jeu décrochant senestre et à composante secondaire inverse,
- du chevauchement frontal nord Pyrénéen, de vergence nord,
- du chevauchement frontal sud-pyrénéen (notamment les chevauchements de Ribes-Camprodon, Valfogona, Montgri), de vergence sud,
- de la faille de Merens dont le jeu probablement normal pourrait correspondre au régime extensif de la croûte supérieure de l'axe central de la chaîne.
- de la faille NE-SW de la Têt, et plus hypothétiquement du Tech, à jeu senestre, et à composante secondaire inverse pour les segments de failles dirigés EW,
- des failles NE-SW, bordières des bassins Catalans et Cathares, dont le jeu actuel pourrait être inverse d'après les mécanismes au foyer des séismes,
- des failles transverses NW-SE Catalane, d'Amer-Brugent ou « Transverse Ridge », à jeu dextro-normal.

Concernant les systèmes de failles actives majeures précitées, tous présentent une géométrie et une activité suffisante pour donner lieu à des séismes de magnitude relativement forte (au moins 5,5) avec risque d'extension de la rupture du plan de faille jusqu'à la surface du sol.

Ces systèmes de failles potentiellement actifs correspondent à des failles connues dans la couverture ou dans le socle primaire. Ces failles sont associées à des traces d'activité sismique ou de tectonique récente. Néanmoins, il ne s'agit pas d'une cartographie exhaustive des failles. Comme l'étude des séismes de Saint-Paul-de Fenouillet (1996, 2004) l'a récemment montré (Rigo, 2010), l'existence d'autres failles potentiellement actives n'est pas exclue. Il s'agit notamment des failles aveugles (c'est-à-dire dont la rupture du plan n'a pas débouché en surface) ou bien des failles qui ne présentent pas de traces d'activité récente mais qui pourraient être remobilisées sous l'effet des contraintes actuelles (en exemple, les failles NE-SW ou NW-SE du Golfe du Lion).

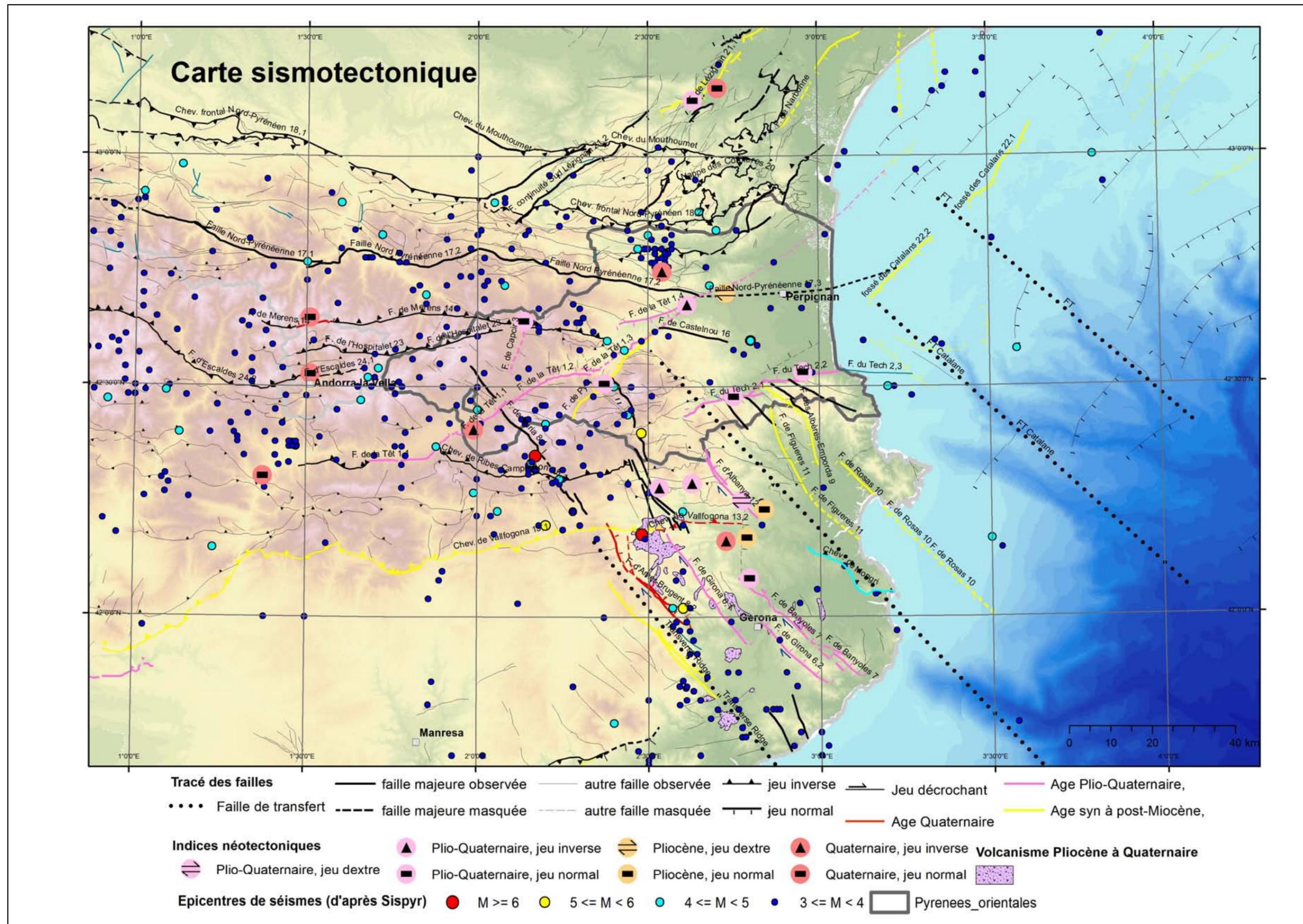


illustration 36 – Carte sismotectonique des Pyrénées Orientales

N°	Nom	Tracé		extension jusqu'au Moho	pendage du plan	âge du terrain le plus récent affecté : rupture en surface observé. fiabilité : b = bonne; m = moyenne ; pf = peu fiable						valeurs Holocène = 3.5 Würm = 3 Riss = 2.5 Mindel-Donau = 2 Mio-Plio.=0.5	Indices néotect. indirects (morphol., géophysique, GPS) b=2.5 ; m=2 ; pf=0.5 ; n=0		expression dans le relief actuel n=0 pf=0 m=0.5 b=1		activité sismique n=0 pf=0.5 m=2.5 b=3.5		Jeu actuel probable	Direction	long Max en km	long MIN en km	profondeur du plan de rupture sismique	taux de déformation en mm/an				
		nature	fiabilité			Holocène	Würm	Riss	Mindel-Donau	pliocène	Mio-Plio.		Anté-Mio.	Sup.	historique	Instrum.	historique	Instrum.										
8,2	Transverse Ridge / Faille d'Amer-Brugent	E	m	o	80E							1	b	2.5	b	1	b	3.5	b	3.5	dextro-normal	NW-SE	40	32	20	0.05 (base QAFI)		
7	Faille de Banyoles	BD	b	o	80E							2	b	2.5	m	0.5						dextro-normal	NW-SE	50	37	20		
12	Faille d'Albanya	BD	b	o	80E							2	m	2	m	0.5			m	2.5		dextro-normal	NS à NW-SE	25	21	15		
1,1	Faille de la Têt / Sud	BD	b	o	70N		m					3	b	2.5	b	1	pf	0.5	m	2.5		senestro-inverse	NE-SW à EW	35	22	15	0.07 (QAFI)	
8,1	Transverse Ridge / Faille de Nuria	BD	b	o	90							0.5	m	2	m	0.5	b	3.5	m	2.5		dextre	NW-SE	36	30	20		
8,3	Transverse Ridge / Faille de Cabrerres	BD	b	o	80E							1	m	2	b	1			m	2.5		dextro-normal	NW-SE	50	36	20		
3	Faille Capcir	BD	pf		90 ?							0	b	2.5	m	0.5			pf	0.5		?	NS		15	10		
10	Faille de Rosas	BD	m	o	80E							1	m	2	b	1						dextro-normal	NW-SE	76	15	20	0.03 à 0.07 (base QAFI)	
11	Faille de Figueres	BD	m	?	80E							1	b	2.5	m	0.5						dextro-normal	NW-SE	40	22	15		
14	Faille de Mérens	BD	b		90			pf				3	n	0	pf	0	pf	0.5	pf	0.5		normal ?	EW	?	30	15		
13,2	Chevauchement de Vallfogona / Est	BD	m		45N				pf			2			m	0.5	m	2.5				inverse	EW	40	22	10		
2,2	Faille du Tech / Est	BD	m		70N				m			2	b	2.5								senestre	EW à NS	23	18	10		
24,1	Faille d'Escaldes / Est	BD	m		45N			m				3			m	0.5						normal ?	ENE-WSW		25	10		
5,1	Faille de la Parcigoule-Camprodon / Nord	BD	m		90							0	m	2	pf	0.5	pf	0.5	pf	0.5		dextro-normal	NNW-SSE	16	14	10		
5,2	Faille de la Parcigoule-Camprodon / Sud (ou F. de Tortella)	E	m		90				m	b		2	n	0	pf	0.5			pf	0.5		dextro-normal	NNW-SSE	27	22	15		
9	Faille des Albères-Emporda	BD	b	?	80W							1	m	2	b	1						dextro-normal	NW-SE	35	25	20		
19	Chevauchement des Fenouillèdes	BD	b		45S							0			b	1			b	3.5		inverse	EW à NE-SW	30	20	15		
1,2	Faille de la Têt / centre	BD	b	o	70N							0.5	b	2.5	b	1						senestre	N70-80	33	24	15	0.07 (QAFI)	
1,3	Faille de la Têt / Nord	BD	b	o	70N				pf			0.5	b	2.5	b	1	pf	0.5				senestre	N70-80	34	25	15	0.07 (QAFI)	
13,1	Chevauchement de Vallfogona / Ouest7.0	BD	b		45N							0.5	m	2	b	1						inverse	EW	80	60	10		
17,1	Faille nord-pyrénéenne / Ouest	BD	b	o	90							0			m	0.5	b	3.5	pf	0.5		inverse	EW		?	20		
17,2	Faille nord-pyrénéenne / Est	BD	b	o	90							0			m	0.5	pf	0.5	m	2.5		inverse	EW		50	20		
18,1	Chevauchement frontal Nord Pyrénéen / PO Ouest	E	b		45S							0			m	0.5	pf	0.5	b	3.5		inverse	WNW-ESE	?	?	15		
18,2	Chevauchement frontal Nord Pyrénéen / PO Est	E	b		45S							0			b	1	pf	0.5	m	2.5		inverse	EW	50	45	15		
6,1	Faille de Girona / Nord	BD	b	o	80E					m		1	m	2	m	0.5	pf	0.5	pf	0.5		dextro-normal	NW-SE	33	33	20		
23	Faille de l'Hospitalet	BD	b		45N							0			b	1						?	EW	60	55	15		
1,4	Faille de la Têt / Bord. Nord-Ouest bassin de Conflent	BD	m		70S							0.5	m	2	m	0.5								NE-SW	30	20	15	
2,1	Faille du Tech / Ouest	BD	m		70N							0	b	2.5								senestre	NE-SW à EW	20	17	10		
21,1	Faille de Lézignan / Nord	E	m	?	80E								m	2	m	0.5						normal	NE-SW	55	40	20		
22,1	Fossé des Catalans / Nord	BD	m		80S							0.5			b	1						inverse ?	NE-SW	40	30	15		
22,2	Fossé des Catalans / Sud	BD	m		80S							0.5			b	1						inverse ?	NE-SW	30	25	15		
6,2	Faille de Girona / Sud	BD	m	o	80E							0.5	n	0	m	0.5						dextro-normal	NW-SE	30	22	20		
4	Faille de Py	BD	b		70N							0	b	2.5	m	0.5						senestre	NE-SW	30	25	20		
15,1	Faille de Ribes-Camprodon / Ouest	BD	b		45N							0	m	2	m	0.5			pf	0.5		inverse	EW		32	10		
15,2	Faille de Ribes-Camprodon / Est	BD	b		45N							0	m	2	b	1						inverse	EW		18	10		
21,2	Faille de Lézignan / Sud	BD	b	?	80W										b	1						normal	NE-SW	45	30	20		
24,2	Faille d'Escaldes / Ouest	BD	b		45N							0			b	1						normal ?	WNW-ESE			10		
17,3	Faille nord-pyrénéenne / extension sous la plaine du Roussillon	BD	pf	o	90							0			n							?	EW		50	20		
2,3	Faille du Tech / extension en mer	l	pf									0	n	0										EW à NS		17		
16	Faille de Castelnou	BD	b									0			n									EW		18	10	
20	Nappe des Corbières	E	b		45S										m	0.5						inverse	NE-SW à NNE-SSW			15		

illustration 37 – Caractéristiques géologiques, géométriques et sismotectoniques des failles majeures dans les Pyrénées Orientales

4. Classification des failles actives des Pyrénées-Orientales

4.1. LA DEMARCHE

Une méthode de classification des failles actives a été développée et mise en œuvre sur la région Provence-Alpes-Côte d'Azur. Elle fait l'objet d'une description détaillée par Terrier (2006). Il s'agit d'une démarche multicritère basée sur la pondération des données factuelles et leur combinaison, illustration 38. Le choix et la pondération des critères d'activité et de fiabilité sont fixés par jugement d'expert. La matrice de classification tient compte à la fois des informations relatives au niveau d'activité des failles mais aussi de la qualité et de la fiabilité des connaissances correspondantes.

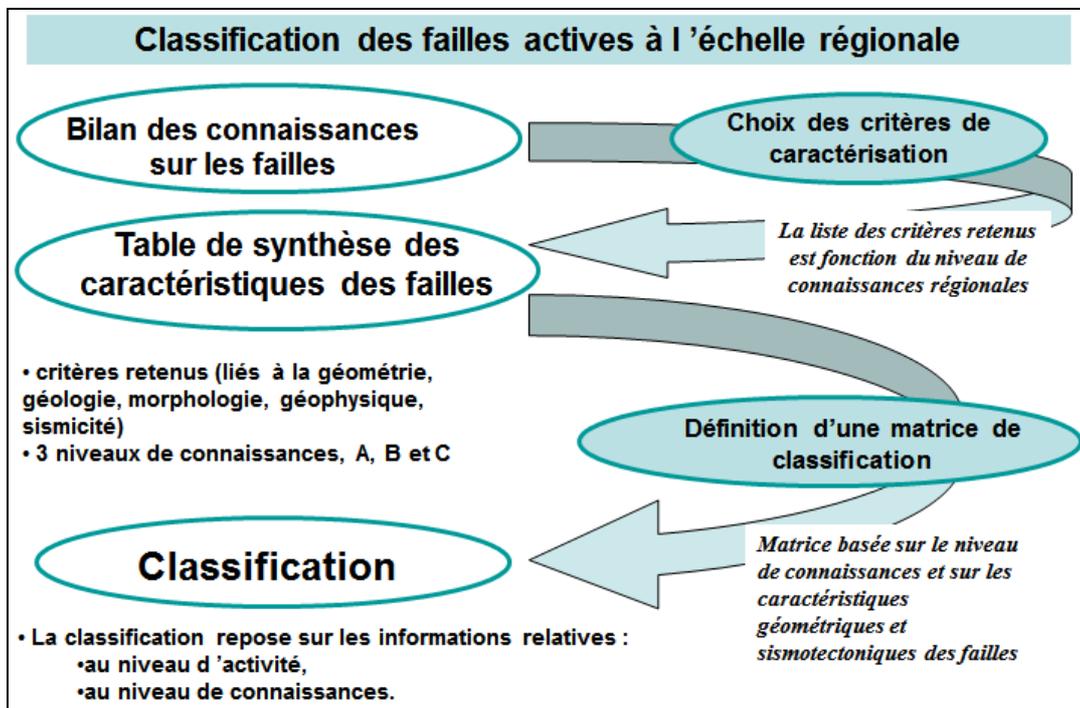


illustration 38 – Principe de la démarche de classification des failles actives à l'échelle régionale

La démarche peut être décomposée en plusieurs étapes successives :

- choix des critères pour la classification des failles ;
- évaluation du niveau de connaissances ;
- évaluation du niveau d'activité ;
- classification multicritère des failles ;
- ajustement de la classification par rapport au modèle géodynamique.

4.1.1. Choix des critères pour la classification, synthèse des connaissances

Chaque faille potentiellement active identifiée doit faire l'objet d'une analyse bibliographique puis d'une synthèse des informations tant sur la qualité et la géométrie du tracé de chacune des failles considérées, mais aussi sur la géométrie et la cinématique de l'accident. Cette synthèse est restituée sous la forme d'une table descriptive globale (illustration 37). C'est elle qui va servir de référence pour le renseignement des différents critères retenus.

Outre les informations sur la connaissance du tracé des failles, parmi les différents champs d'informations retenus pour la classification, il s'agit :

- a) de l'âge des formations les plus jeunes affectées par des déformations tectoniques dues au mouvement de la faille,
- b) des indices néotectoniques déduits de techniques indirectes telles que les mesures de la morphologie, géophysiques, satellitaires, de comparaison de logs de forages, etc.,
- c) de l'expression morphologique du relief de faille,
- d) des liens de la faille avec des épencentres de séismes historiques ou instrumentaux.

Concernant l'**extension en longueur et fiabilité du tracé**, cette information ne rentre pas directement dans l'estimation du niveau d'activité de la faille. Par contre la classification proposée ne prend en compte que les failles de longueur totale (indépendamment de la segmentation de la faille) au moins égale à 10 km. Il s'agit d'une longueur de faille capable d'engendrer un séisme de magnitude comprise entre 5,5 et 6,0.

Concernant l'**âge du mouvement tectonique de la faille le plus récent actuellement connu**, cette indication peut être déduite de la lecture des cartes et notices géologiques ou éventuellement de publications relatives à l'évolution géologique de l'accident.

Plusieurs coupures sont proposées :

- Holocène, 0 à -10 000 ans
- Würm, -10 000 à -120 000 ans
- Riss, -120 000 à -300 000 ans
- Mindel – Günz - Donau, -300 000 à -1,8 million d'années (Ma)
- Pliocène, -1,8 à -5,3 Ma
- Miocène supérieur, -5,3 à -6,5 Ma
- Antérieur au Miocène supérieur

L'information est estimée de bonne qualité s'il s'agit : 1) de déformation de type plan de failles avec rejet mesurable avec une datation des terrains clairement précisée et 2) cette déformation est directement corrélée avec une structure faillée connue. Par contre l'information sera estimée peu fiable s'il s'agit de petites déformations tectoniques, sans rejet mesurable et sans lien clairement établi avec une structure tectonique connue.

Concernant l'**expression morphologique des failles**, pour chaque faille retenue, outre l'observation de l'imagerie satellitaire, des profils topographiques perpendiculaires au tracé de la faille ont été réalisés afin d'appréhender l'importance du relief éventuellement associé à l'activité de la faille. Puis sans retenir de classes précises de valeurs de dénivelées ou de pente des talus susceptibles de correspondre aux reliefs de la faille, l'expression morphologique de la faille a été qualifiée selon plusieurs niveaux :

- Bonne : il y a superposition entre le tracé de la faille et une structure morphologique régulière, avec une dénivellation de plusieurs dizaines de mètres, visible aussi sur les images satellites.
- Moyenne : l'expression morphologique est irrégulière tant au niveau du MNT que de l'image satellite.
- Faible : peu de relief ou très partiel.

A noter que si l'expression morphologique de la faille peut constituer une information intéressante pour les failles associées à un mouvement vertical (jeu inverse ou normal), par contre pour celles dont le mouvement principal est horizontal, cette expression sera beaucoup moins nette.

Il existe deux principaux types de formes structurales : 1) les formes structurales primitives ou originelles, créées par la seule dynamique interne ; 2) les formes structurales dérivées, liées aux processus d'érosion différentielle exploitant l'inégalité des roches. Parmi les morphologies primitives certaines peuvent être dues à l'activité tectonique des failles, on parle dans ce cas d'objets morpho-néotectoniques. Parmi ceux-ci on trouve notamment :

- des escarpements particuliers de faille,
- une surface du sol basculée et bombée,
- des témoins de subsidence tel que les « sag pond » (ou mares d'affaissement ou piégée),
- des témoins décalés de lits des rivières.

Lorsqu'une relation est démontrée entre ces observations morphologiques et le jeu récent d'une faille, ils constituent alors des indices indirects d'activité tectonique. Plus l'information fait l'objet d'une description détaillée (mesures sur le terrain, coupe, datation), plus l'indice est estimé fiable.

Lorsque la **relation entre un (ou des) évènement(s) sismique(s) et une faille** est clairement établie, on parle alors de faille sismiquement active.

4.1.2. Evaluation factuelle du niveau d'activité

Tous les critères retenus n'ont pas la même valeur par rapport à l'expression de l'activité de la faille. Il est tenu compte de cette différence en accordant, a priori, des poids spécifiques à chaque type de critères en fonction de leur nature et de la fiabilité correspondante (illustration 39). L'échelle de valeurs s'étend de 0 à 3,5.

Critères retenus		Valeurs attribuées							
		3,5	3	2,5	2	1,5	1	0,5	0
Activité tectonique de la faille, âge le plus récent de la déformation tectonique observée à l’affleurement	Actuel à Holocène (0 à –10 000 ans)	3,5							
	Würm (-10 000 à –120 000 ans)	3,5							
	Riss (-120 à –300 000 ans)			2,5					
	Mindel-Günz-Donau (-300 000 à –1,8 Ma)				2				
	Pliocène (-1,8 à –5,6 Ma)						1		
	Miocène supérieur (-5,6 à –11 Ma)							0,5	
	Anté Miocène supérieur								0
Observations indirectes d’une activité tectonique Quaternaire	bonne fiabilité			2,5					
	Moyenne fiabilité				2				
	Faible						0,5		
	Aucune								0
Expression morphologique du relief de faille	Bonne fiabilité						1		
	Moyenne fiabilité							0,5	
	Faible fiabilité								0
	Aucune								0
Relation de la faille avec des séismes historiques	Bonne fiabilité	3,5							
	Moyenne fiabilité			2,5					
	Faible fiabilité							0,5	
	Aucune								0
Relation de la faille avec des séismes instrumentaux	Bonne fiabilité	3,5							
	Moyenne fiabilité			2,5					
	Faible fiabilité							0,5	
	Aucune								0

illustration 39 – Définition de poids spécifiques Vcr pour chaque type de critères retenus.

Pour chaque faille, la somme des valeurs des informations pondérées donne une estimation du niveau d’activité. Dans la démarche retenue pour l’étude, le niveau d’activité des failles est pris au sens de la probabilité d’apparition d’un mouvement sismique. Plus le niveau d’activité est élevé plus la probabilité de mouvement de la faille est forte.

In fine, en fonction de la somme totale obtenue, 4 niveaux d’activité sont distingués (illustration 40).

Niveau d’activité	Somme des valeurs des critères (Vcr)			
	$\Sigma Vc \geq 5,0$	$3,5 \leq \Sigma Vc < 5,0$	$1 \leq \Sigma Vc < 3,5$	$\Sigma Vc < 1$
Elevé				
Moyen				
Faible				
Négligeable				

illustration 40 – Evaluation du niveau d’activité en fonction des valeurs pondérées des critères d’activité tectoniques, néotectoniques, morphologiques et sismiques retenus (cf illustration 37)

4.1.3. Evaluation du niveau de connaissances

Au niveau d'une région, la connaissance sismotectonique n'est généralement pas homogène. Certaines failles sont mieux « décelables » que d'autres. Certaines ont pu faire l'objet d'investigations particulièrement riches d'enseignements. Il convient donc, dans les critères à retenir pour l'établissement de cette classification, de se soucier aussi du niveau de connaissances auquel est associé le « diagnostic » d'activité de la faille. La codification en 3 niveaux progressifs A, B, C utilisée suit celle proposée dans les guides de microzonages sismiques (Fabriol et Garry, 2002), c'est-à-dire du niveau « mal connu », A, au niveau « bien connu », C.

L'évaluation du niveau de connaissances de chaque faille est basée sur les connaissances relatives à la fois à leur cartographie et à l'âge du dernier mouvement tectonique connu. Le principe est présenté sur l'illustration 41. On estime que lorsque le tracé de l'accident n'est pas satisfaisant à l'échelle régionale, sa corrélation avec une déformation tectonique, même clairement identifiée, reste délicate voire douteuse. Autrement dit, si le tracé de la faille est assez mal connu alors même que les déformations tectoniques paraissent fiables le niveau de connaissances associé est jugé moyen ou peu fiable (niveaux B ou A). Par contre si le tracé de la faille est bien connu (niveau C) alors on considère que le lien avec les informations d'activité tectonique reste fiable (niveaux C ou B).

		Fiabilité des informations	Localisation « cartographie à la surface du sol »		
			Bonne (C)	Moyenne (B)	Faible (A)
Activité « âge du dernier jeu tectonique connu »	Quaternaire	Bonne (C)	C	C	A
		Moyenne (B)	C	B	A
		faible (A)	B	B	A
	Pliocène	Bonne (C)	C	B	A
		Moyenne (B)	C	B	A
		faible (A)	B	A	A
	Anté-pliocène	Bonne (C)	C	B	A

illustration 41 – Evaluation du niveau des connaissances en fonction de l'appréciation du tracé cartographique de la faille et de l'âge des observations de déformations tectoniques les plus récentes.

4.1.4. Les différentes classes de failles

Finalement, la classification distingue **quatre catégories d'activité** (illustration 40) :

- élevée,
- moyenne,
- faible,
- nulle à négligeable.

Ainsi que **trois niveaux de connaissances** :

- C, connaissances régionales bonnes,
- B, connaissances régionales moyennes,
- A, connaissances régionales médiocres.

La classification des failles actives est établie sur la base des connaissances actuelles. Elle est destinée à évoluer en fonction des informations futures qui seront apportées à l'interprétation du cadre structural régional.

		Niveau des connaissances		
		Bon (C)	Moyen (B)	Faible (A)
Catégorie d'activité	Elevée (3)	Faille active , Bon niveau de connaissance régionale	Faille active avec un niveau moyen de connaissance régional	Faille active avec un niveau de connaissance régionale faible
	Moyenne (2)	Faille moyennement active, Bon niveau de connaissance régionale	Faille moyennement active, Niveau de connaissance régionale moyen	Faille moyennement active, Niveau de connaissance régionale faible
	Faible (1)	Faille peu active, Bon niveau de connaissance régionale	Faille peu active, Niveau de connaissance régionale moyen	Faille peu active, Niveau de connaissance régionale faible
	Nulle à négligeable	Faille a priori inactive , Bon niveau de connaissance régionale	Faille a priori inactive , Niveau de connaissance régionale moyen	Faille a priori inactive , Niveau de connaissance régionale faible

illustration 42 – Les différentes classes de failles actives retenues in fine

4.2. LES RESULTATS POUR LES PYRÉNÉES ORIENTALES

4.2.1. Classification des failles en 4 niveaux d'activité

La classification des failles majeures potentiellement actives obtenue au niveau ou à proximité des Pyrénées orientales est présentée en illustration 43 et illustration 44. Elle a été établie sur la base des fiches de renseignements présentées en annexe 2, du tableau de synthèse des caractéristiques géologiques, géométriques, sismotectoniques des failles (illustration 37), et de la démarche présentée dans le chapitre 4.1.

Le niveau d'activité des failles (élevé / moyen / faible / négligeable) est pris au sens d'une probabilité d'apparition d'un mouvement sismique. Plus le niveau est élevé plus cette probabilité est forte. Dans cette classification on ne préjuge pas du niveau d'agression, c'est-à-dire de la magnitude correspondant à ce mouvement sismique. Néanmoins à titre informatif, la magnitude maximale possible de la faille active est indiquée dans l'illustration 44.

D'une façon générale, la connaissance régionale des systèmes de failles majeures est assez satisfaisante pour les Pyrénées Orientales. En effet parmi les 41 segments de failles majeures retenues, seulement 4 disposent d'un niveau de connaissance estimé faible.

Pour les failles classées parmi les plus actives, il s'agit :

- du segment sud de la faille de la Têt. Ancien accident hercynien, faille bordière des bassins néogènes, dans le contexte géodynamique actuel, son mouvement principal est senestro-inverse.

- de la faille d'Amer-Brugent, laquelle se trouve à l'aplomb de la « Transverse Ridge ». Elle est très probablement à l'origine des séismes de 1427 et 1428. Son mouvement actuel considéré est dextro-normal.
- de la faille de Cabrerres, subparallèle à la faille d'Amer-Brugent, elle se trouve aussi à l'aplomb de la « Transverse Ridge ». Elle présente une activité sismique notable. Son mouvement actuel considéré est dextro-normal.
- de la faille de Nuria, celle-ci se trouve dans l'alignement de la faille d'Amer-Brugent. Son extrémité nord se trouve dans les Pyrénées orientales. Un jeu actuel avec une composante décrochante majeure dextre est possible.
- des failles de Banyoles et d'Albanya, lesquelles sont associées à plusieurs indices d'activité tectonique récente. Elles sont parallèles aux systèmes de failles transverses NW-SE. Leur mouvement actuel est considéré dextro-normal.

En outre, parmi les failles classées d'activité moyenne, à proximité des Pyrénées orientales, on cite en particulier :

- la faille de Merens, en tenant compte du contexte géodynamique actuel de la Haute chaîne des Pyrénées, un mouvement normal de l'accident au niveau de la croûte supérieure est possible.
- la faille Nord Pyrénéenne, laquelle présente une activité sismique notable. Pour le segment Est de la FNP, en se basant sur les mécanismes au foyer des séismes, le jeu actuel est très probablement senestro-inverse.
- le chevauchement des Fenouillèdes et le segment Est du front de chevauchement nord Pyrénéen, lesquels présentent dans la région de l'Agly une activité sismique soutenue, dont le séisme de 1996. Leur jeu actuel est aussi très probablement senestro-inverse.

Concernant la description qualitative du degré d'activité des failles, on souligne le fait que la vitesse moyenne des failles est inférieure à 0,1 mm/an, et cela pour celles soupçonnées d'être parmi les plus actives. Si l'on compare cette vitesse avec celle des failles situées à la limite des plaques entre l'Europe et l'Afrique, cette dernière est 10 fois à 30 fois plus rapide.

La classification des failles actives au niveau ou à proximité des Pyrénées orientales est donc très relative, sachant qu'une faille classée « très active » pour cette région serait probablement identifiée comme « peu ou moyennement active » dans le cadre d'une classification à l'échelle du bassin méditerranéen.

Les résultats de l'étude ne s'affranchissent bien évidemment pas de la nécessité d'une meilleure cartographie à l'échelle locale des failles estimées « dangereuses » et d'une meilleure connaissance de leur potentiel sismogène en termes de magnitude et de période de retour (notamment afin de rendre plus cohérente les études de risque avec la nature et la durée de vie des bâtiments ou des structures à protéger). Néanmoins ils constituent un outil d'aide à la décision pour fixer des priorités dans le choix des investigations sur les failles et pour favoriser la prise en compte des failles « dangereuses » dans les projets d'aménagement.

4.2.2. Estimation des magnitudes de séismes pour deux périodes de retour

La magnitude maximale (Séisme Maximum Physiquement Plausible, SMPP) correspond au plus fort séisme susceptible d'être généré par une faille dans le contexte sismotectonique connu ou présumé. Le SMPP pour chaque faille sismogène majeure est calculé à l'aide des relations empiriques développées par Wells et Coppersmith (1994) qui lient la géométrie du plan de rupture au moment sismique, et plus particulièrement avec la relation :

$$M_w = 4,07 (\pm 0,06) + 0,98 (\pm 0,03) \log (RA)$$

où M_w est la magnitude de moment et RA est la surface de rupture en km^2 .

En outre, les SMPP sont pondérés pour des périodes de retour données (travaux de Gutenberg-Richter (1949), Anderson (1979), Anderson and Luco (1983) et Youngs and Coppersmith (1985)). Dans le cadre de cette étude, nous avons considéré la période de retour 1 000 ans d'une part, et une période de retour de plus de 10 000 ans d'autre part.

En plus de la classification des failles par niveau d'activité et de connaissance, l'illustration 44 résume pour chaque faille sismogénique majeure :

- la magnitude déduite pour les séismes de période de retour 1 000 ans,
- la magnitude maximale physiquement possible (i.e. associée à une période de retour supérieure à 10 000 ans), et la valeur de la rupture en surface possible associée à ce séisme maximal.

Concernant les séismes de période de retour 1 000 ans, les magnitudes M_w sont de l'ordre de 5,0 à 5,3. Les ruptures en surfaces associées à de telles magnitudes sont de l'ordre du centimètre à une dizaine de centimètres.

Concernant les séismes maximum de période de retour supérieure à 10 000 ans, la magnitude calculée est en moyenne de 6,6. Elle peut être de 7,0 pour certaines failles. A un tel niveau de magnitude, le séisme maximal peut générer des ruptures en surface de l'ordre du mètre. Il faut néanmoins souligner que la probabilité de survenance de tels séismes est très faible pour les Pyrénées.

4.3. PRISE EN COMPTE DES FAILLES ACTIVES DANS L'AMENAGEMENT

4.3.1. Rappel sur la réglementation pour la prise en compte des failles actives dans les documents d'urbanisme français

Les règles PS 92 indiquent :

4.1.1. Voisinage des failles

Sauf nécessité absolue, aucun ouvrage ne doit être édifié au voisinage immédiat d'une zone faillée reconnue active, éventuellement repérée par les Plans d'Exposition aux Risques, dits PER ; ces plans peuvent fixer la largeur des bandes à neutraliser de part et d'autre de l'accident et, le cas échéant, des bandes dans lesquelles il convient de prendre en compte un mouvement de calcul plus sévère.

Au niveau des PS92, il n'y a pas de distinction établie entre les « failles sismogènes » et les « failles sismogènes capables de produire une rupture en surface ». Par ailleurs en cas de zone faillée reconnue active, tous les ouvrages sont concernés.

Le guide pour la réalisation des PPR (Plan de Prévention des Risques) sismiques, publié en 2002 par la DDP/SDRM précise :

Pages 26-28 : Effets liés aux failles actives – Principales techniques de prévention

« La faille active est la zone sur laquelle se génère la rupture qui donne naissance à un séisme. Elle est considérée comme un aléa à partir du moment où la dislocation des terrains atteint la surface. (...) Le PPR offre la possibilité de maîtriser l'urbanisme dans les zones de failles avérées actives, en définissant de part et d'autre de

son tracé, une bande qui peut donner lieu à des prescriptions particulières de construction en fonction du type de bâtiment(*). Tout le problème réside dans la définition précise du tracé de la faille, de la probabilité d'apparition d'une rupture en surface et de la largeur de la zone de réglementation qu'elle implique.

(* Il est possible de mettre en œuvre des dispositions constructives pour donner aux bâtiments une meilleure rigidité, donc une meilleure résistance aux déplacements différentiels.

L'EC8 (NF EN 1998-5, septembre 2005) stipule :

4.1.2 Proximité de failles sismiques actives

(1) Les bâtiments de catégories d'importance II, III, IV définies dans l'EN 1998-1:2004, 4.2.5, ne doivent pas être construits à proximité immédiate de failles tectoniques reconnues comme étant sismiquement actives dans les documents officiels publiés par les autorités nationales.

(2) Pour la plupart des structures ne présentant pas de danger pour la sécurité publique, une absence de mouvement pendant le Quaternaire récent peut être utilisée pour identifier les failles non actives.

(3) Des reconnaissances géologiques particulières doivent être réalisées pour l'établissement des plans d'occupation des sols et pour des structures importantes qui doivent être construites à proximité des failles potentiellement actives, dans des zones de forte sismicité, afin de déterminer le danger résultant en termes de ruptures de terrain et de sévérité des secousses.

Concernant le texte des EC8, celui-ci précise que la réglementation doit être appliquée aux bâtiments de catégorie d'importance II à IV. Les failles doivent être reconnues sismiquement actives et identifiées comme tel dans les documents officiels. Aucune notion de magnitude maximale ni de période de retour n'y est cependant indiquée. Par ailleurs, le texte des EC8 introduit pour ce qui concerne les structures sans danger pour la sécurité publique, une distinction entre les failles sismiquement actives, et les failles avec rupture(s) en surface datée(s) du Quaternaire récent. Doit-on dans ce cas comprendre par « structures ne présentant pas de danger pour la sécurité publique » signifie ouvrage à risque normal de la réglementation française d'une part et que Quaternaire récent est réduit à la série Holocène, c'est-à-dire post - 10 000 ans ?

4.3.2. Ruptures en surface des failles et protection des bâtiments

Une cartographie fine des failles actives semble indispensable parce que peu de structures/constructions sont capables de supporter les déformations induites par une rupture de faille débouchant en surface. Par ailleurs, une interdiction stricte de construire dans une zone de faille est extrêmement conservatrice. Pour répondre aux besoins des praticiens, il est donc nécessaire de fournir des directives raisonnables pour la planification urbaine et le dimensionnement d'infrastructures civiles.

Lazarte *et al.* (1994) discutent trois possibles actions de réduction du risque de rupture en surface :

1) Interdiction de la construction dans les zones où des failles actives ont été cartographiées.

Le problème de cette action est justement les limites et incertitudes attachées à cette délimitation. Par exemple dans le cas du séisme de Landers (1992), d'après Hart *et al.* (1993), 45% des ruptures en surface observées étaient en dehors du zonage des failles de la loi californienne Alquist Priolo.

2) Traitement du sol autour de la fondation.

Sachant que les matériaux meubles sont capables d'absorber la déformation imposée par la rupture, des tentatives de calculs analytiques par des codes éléments finis (Bray, 2001), suggèrent qu'il est possible de réduire le potentiel destructeur des ruptures de failles grâce à un usage approprié de remblais compactés autour des fondations.

- 3) Conception des bâtiments avec des fondations qui acceptent une déformation permanente du sol sans s'effondrer.

Les structures posant sur des systèmes de fondation rigides et continus semblent être capables de bien résister aux déplacements co-sismiques, indépendamment du type de faille (normal, inverse ou cisailant), allant même jusqu'à forcer la rupture en surface à faire un détour.

En parallèle aux observations de dégâts souvent spectaculaires documentés lors de séismes majeurs, il est apparu bon nombre d'exemples de performance satisfaisante de structures (Bray, 2001 ; Faccioli *et al.*, 2008 ; Anastosopoulos et Gazetas 2007) :

- des équipements suffisamment solides pour résister sans effondrement aux déplacements induits par la faille sous-jacente ;
- des constructions suffisamment ductiles pour se déformer sans rupture en réponse aux déplacements tectoniques subis ;
- des bâtiments « isolés » de la plus grande partie du déplacement différentiel du sol, de telle sorte qu'ils subissent une certaine translation / rotation de corps rigide, sans subir de déformation interne si dommageable à une structure.

Ces exemples de comportement adéquats constituent une motivation pour concevoir des stratégies efficaces de dimensionnement pour protéger les constructions des différentes formes de ruptures de faille en surface, d'ailleurs similaires à d'autres types de ruptures du sol (subsidence minière, mouvements de terrain, déplacements latéraux).

4.3.3. La classification des failles actives des Pyrénées orientales : une aide pour l'application de la réglementation

De façon générale, les exemples de destructions totales du bâtiment du fait de la rupture en surface concernent des décalages supérieurs au mètre, provoqués par des séismes de magnitude au moins égale à 7. Or, tant au niveau de la métropole que des Antilles françaises, la probabilité de survenance d'un séisme de cette magnitude dans un contexte intraplaque et qui s'accompagnerait d'une rupture en surface, est de probabilité extrêmement faible, à savoir au moins de 10 000 ans.

La synthèse sismotectonique des Pyrénées orientales indique que le taux d'activité des failles est au maximum de l'ordre de un dixième de mm/an. La période de retour des séismes susceptibles de produire des ruptures en surface ($M_w > 5,5$) est donc de l'ordre de 1 000 ans à quelques milliers d'années.

10 000 ans est la période de retour des séismes pour lesquels une centrale nucléaire est dimensionnée. Est-il raisonnable de protéger une maison individuelle (catégorie d'importance II) comme une centrale nucléaire ? Est-il raisonnable de requérir dès l'élaboration du PPR une étude exhaustive des failles supposées actives ?

Dans le cadre des PPR, une interdiction stricte de construire dans une zone de faille active semble extrêmement conservatrice. Les résultats sismotectoniques et de la classification apportent des renseignements essentiels pour l'amélioration des connaissances sur l'aléa

sismique régional (localisation et caractérisation des sources sismiques) ainsi que, dès ce stade de l'étude, d'une prise en compte plus objective des failles dans les documents d'urbanisme (PPR notamment). En effet, à partir des résultats de la classification des failles actives des Pyrénées orientales, **des propositions sur les failles à prendre en compte dans les documents d'urbanisme peuvent être faites :**

Faille de catégorie d'activité 3

Ce sont les failles classées les plus actives, il faut en tenir compte dans le cadre des PPR ou autres documents d'urbanisme, quel que soit le niveau de connaissances (A, B, C). Par contre, les prescriptions (interdiction de construire ou paramètre de dimensionnement fixé en fonction de la valeur de la rupture en surface maximale) peuvent être limitées aux bâtiments de catégorie d'importance III et IV.

Dans le cadre des PPR, une analyse plus détaillée des segments de failles actives retenus doit être réalisée pour délimiter la zone de prescription.

S'il n'y a pas d'autre alternative que l'implantation de bâtiments de classe III ou IV dans la zone de faille délimitée, les déplacements différentiels éventuels devront être pris en compte dans la conception des bâtiments :

- catégorie d'importance III : éviter la ruine du bâtiment,
- catégorie d'importance IV : garantir le bon fonctionnement en cas de crise.

Par défaut, la valeur forfaitaire correspond à la dimension de la rupture en surface calculée pour le séisme maximal physiquement possible du segment de faille actif. Néanmoins, il est possible de préciser cette valeur si des connaissances complémentaires sont apportées (taux de déformation, géométrie de la faille, Mw et valeur de la rupture en surface calculées pour une période de retour donnée).

Sur le département des Pyrénées orientales, cela concerne le segment sud de la faille de la Têt (n°1.1) et la faille de Nuria (n°8.1).

Faille de catégorie d'activité 2

La prise en compte de ces failles est à discuter au cas par cas, on préconise de ne retenir que les failles de connaissance C ou B, et pour les projets de catégorie d'importance IV. Les prescriptions sont alors les mêmes que pour les failles de catégorie d'activité 3.

Sur le département des Pyrénées orientales, cela concerne le segment est de la faille du Tech (n° 2.2), la faille de Merens (n°1.4), les segments central et nord de la faille de la Têt (n° 1.2 et 1.3).

Faille de catégorie d'activité 1 ou 0

Ces failles peuvent être écartées dans le cadre de projet de PPR et cela quel que soit le niveau de connaissances.

4.3.4. Pour conclure

L'objectif de ce travail a été de favoriser une appropriation du risque lié à la présence de failles actives par les pouvoirs publics afin de leur permettre de les prendre en considération dans d'éventuelles dispositions de protection et de planification. Dans ce cadre, les résultats de l'étude constituent un outil d'aide à la décision pour fixer des priorités dans le choix des investigations sur les failles et pour favoriser la prise en compte des failles « dangereuses » dans les projets d'aménagement.

De façon générale, la hiérarchisation présentée dans le cadre de cette étude fournit une **image indicative et qualitative sur les failles potentiellement actives situées au niveau ou proche du département des Pyrénées-Orientales**. Elle ne donne pas d'indication sur la probabilité d'occurrence d'un phénomène catastrophique ni sur le degré de dommages qui pourrait être engendré.

Les résultats de l'étude ne s'affranchissent bien évidemment pas de la nécessité d'une meilleure cartographie des failles estimées « dangereuses » et d'une meilleure connaissance de leur potentiel sismogène en termes de magnitude et de période de retour (notamment afin de rendre plus cohérentes les études de risque avec la nature et la durée de vie des bâtiments ou des structures à protéger).

On rappelle par ailleurs, qu'en cas de survenance d'un événement sismique, outre la composante rupture en surface et champ proche liées directement à la faille active, **il faut aussi tenir compte des autres effets des séismes (directs ou indirects) qui peuvent modifier considérablement le niveau d'agression initial**. Ces effets font l'objet des chapitres suivants.

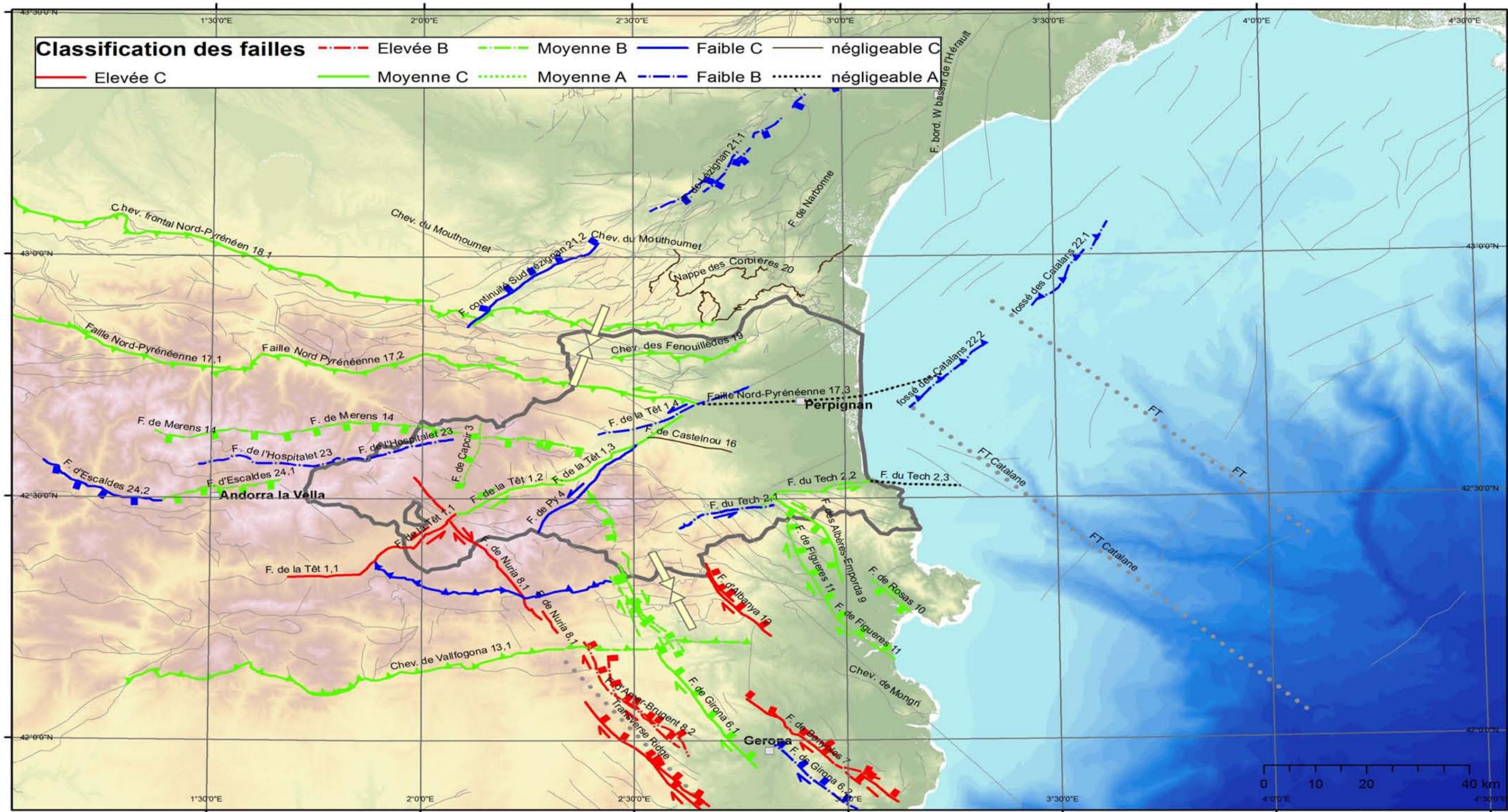


illustration 43 – Classification empirique des failles majeures identifiées potentiellement actives, avec 4 classes d'activité (élevée, moyenne, faible, négligeable à nulle) et 3 niveaux de connaissances C = bonne, B = moyenne, A=faible)

N°	Nom	niveau connaissance			CLASSIFICATION	Calcul de la Magnitude Mw à partir de la relation (Wells et Coppersmith, 1994) : Mw = 4,07 (±0,06)+0,98 (±0,03) log (RA) avec RA, surface de rupture.						Calcul du Déplacement MAX moyen (en m) de Période de retour ≥ 10 000 ans, à partir de la relation (Wells et Coppersmith, 1994) : log (AD) = -4,80 (±0,57) +0,69 (±0,08) Mw avec AD : déplacement moyen		
		valeur tracé	valeur activité	résultat		Période de retour ± 1 000 ans			Période de retour > à 10 000 ans					
8,2	Transverse Ridge / Faille d'Amer-Brugent	B	C	B	Elevée B	5.2	±	0.2	6.9	±	0.3	0.87	±	0.7
7	Faille de Banyoles	C	C	C	Elevée C	5.3	±	0.2	7.0	±	0.3	0.99	±	0.8
12	Faille d'Albanya	C	C	C	Elevée C	5.0	±	0.2	6.6	±	0.3	0.53	±	0.4
1,1	Faille de la Têt / Sud	C	C	C	Elevée C	5.2	±	0.15	6.6	±	0.4	0.61	±	0.5
8,1	Transverse Ridge / Faille de Nuria	C	C	C	Elevée C	5.2	±	0.2	6.8	±	0.4	0.82	±	0.6
8,3	Transverse Ridge / Faille de Cabrerres	C	C	C	Elevée C	5.3	±	0.2	6.9	±	0.3	0.98	±	0.8
3	Faille Capcir	A	A	A	Moyenne A	4.8	±	0.2	6.3	±	0.3	0.35	±	0.3
10	Faille de Rosas	B	C	B	Moyenne B	5.2	±	0.2	6.8	±	0.4	0.78	±	0.7
11	Faille de Figueres	B	C	B	Moyenne B	5.1	±	0.2	6.7	±	0.4	0.65	±	0.6
14	Faille de Mérens	C	A	B	Moyenne B	5.1	±	0.2	6.7	±	0.4	0.63	±	0.6
13,2	Chevauchement de Vallfogona / Est	B	A	B	Moyenne B	5.1	±	0.2	6.5	±	0.4	0.49	±	0.4
2,2	Faille du Tech / Est	B	B	B	Moyenne B	4.9	±	0.2	6.4	±	0.3	0.41	±	0.3
24,1	Faille d'Escaldes / Est	B	B	B	Moyenne B	5.0	±	0.2	6.5	±	0.3	0.48	±	0.4
5,1	Faille de la Parcigoule-Camprodon / Nord	B	B	B	Moyenne B	4.8	±	0.2	6.3	±	0.3	0.35	±	0.3
5,2	Faille de la Parcigoule-Camprodon / Sud (ou F. de Tortella)	B	B	B	Moyenne B	5.0	±	0.2	6.6	±	0.3	0.55	±	0.4
9	Faille des Albères-Emporda	C	C	C	Moyenne C	5.2	±	0.2	6.8	±	0.3	0.77	±	0.6
19	Chevauchement des Fenouillèdes	C	C	C	Moyenne C	5.1	±	0.2	6.6	±	0.4	0.56	±	0.4
1,2	Faille de la Têt / centre	C	C	C	Moyenne C	5.2	±	0.2	6.7	±	0.3	0.67	±	0.5
1,3	Faille de la Têt / Nord	C	C	C	Moyenne C	5.2	±	0.2	6.7	±	0.3	0.63	±	0.5
13,1	Chevauchement de Vallfogona / Ouest7.0	C	C	C	Moyenne C	5.3	±	0.2	6.9	±	0.3	0.86	±	1
17,1	Faille nord-pyrénéenne / Ouest	C	C	C	Moyenne C									
17,2	Faille nord-pyrénéenne / Est	C	C	C	Moyenne C	5.3	±	0.2	7.0	±	0.3	1.07	±	1
18,1	Chevauchement frontal Nord Pyrénéen / PO Ouest	C	C	C	Moyenne C									
18,2	Chevauchement frontal Nord Pyrénéen / PO Est	C	C	C	Moyenne C	5.2	±	0.2	6.9	±	0.3	0.91	±	0.7
6,1	Faille de Girona / Nord	C	B	C	Moyenne C	5.1	±	0.2	6.8	±	0.3	0.78	±	0.6
23	Faille de l'Hospitalet	B	B	B	Faible B									
1,4	Faille de la Têt / Bord. Nord-Ouest bassin de Conflent	B	C	B	Faible B									
2,1	Faille du Tech / Ouest	B	B	B	Faible B									
21,1	Faille de Lézignan / Nord	B	C	B	Faible B									
22,1	Fossé des Catalans / Nord	B	B	B	Faible B									
22,2	Fossé des Catalans / Sud	B	B	B	Faible B									
6,2	Faille de Girona / Sud	B	C	B	Faible B									
4	Faille de Py	C	C	C	Faible C									
15,1	Faille de Ribes-Camprodon / Ouest	C	C	C	Faible C									
15,2	Faille de Ribes-Camprodon / Est	C	C	C	Faible C									
21,2	Faille de Lézignan / Sud	C	C	C	Faible C									
24,2	Faille d'Escaldes / Ouest	C	C	C	Faible C									
17,3	Faille nord-pyrénéenne / extension sous la plaine du Roussillon	A	A	A	Négligeable A									
2,3	Faille du Tech / extension en mer	A	A	A	Négligeable A									
16	Faille de Castelnou	C	B	C	Négligeable C									
20	Nappe des Corbières	C	C	C	Négligeable C									

illustration 44 – Classification des failles majeures potentiellement actives dans ou à proximité des Pyrénées Orientales.

5. Aléa sismique régional

Comme démontré dans les chapitres précédents, à l'échelle même du département des Pyrénées-Orientales, des failles majeures le long desquelles des fractures brutales des roches génératrices de séismes, existent. Toutefois, il est extrêmement difficile aujourd'hui d'indiquer avec certitude quand de nouveaux mouvements significatifs et potentiellement dangereux se produiront.

Le département peut donc « trembler » périodiquement du fait de ruptures plus ou moins importantes dans son sous-sol, mais la sismicité régionale peut être aussi liée à de forts séismes, dont les épicentres se situent en Espagne par exemple, et dont les effets peuvent se faire ressentir dans la région.

5.1. SISMICITE DEPARTEMENTALE

L'activité sismique dans les Pyrénées-Orientales s'illustre au travers des séismes principaux recensés :

- un des plus forts séismes ayant affecté le territoire métropolitain a été ressenti dans les Pyrénées-Orientales (séisme historique de 1428 d'intensité IX MSK à la frontière espagnole) ;
- séisme récent de Saint-Paul de Fenouillet en 1996, secousse d'intensité épiscopale VI, la plus importante survenue dans le département depuis le début du XX^{ème} siècle (magnitude 5,2 à 5,6) avec une estimation du coût des dommages de l'ordre de 15 M€ ;
- quelques secousses supplémentaires rappellent une sismicité bien réelle (1887, 1909, 1920, 1922, 1950, 1970).

5.1.1. Sismicité historique

La sismicité historique est basée sur la compilation d'archives depuis le Moyen-âge (www.sisfrance.net). Historiquement l'intensité maximale ressentie dans le département est de niveau VIII (MSK) lors du séisme du Conflent en 1755 avec une qualification incertaine et de niveau VII-VIII (MSK) lors du séisme catalan du 2 février 1428 très fortement perçu dans le département ($I_0 = IX$), ayant engendré des dégâts matériels (larges fissures, chutes de cheminées) et localement des dommages massifs (destruction d'habitations).

Selon la base de données nationale sur la sismicité historique SisFrance (www.sisfrance.net), depuis 1373, 67 séismes ont été ressentis dans les Pyrénées-Orientales. L'illustration 45 indique la liste des séismes ayant engendré des intensités locales dans les Pyrénées-Orientales de niveau V-VI et plus.

Réf. Séisme	Date	Appellation séisme	Intensité épacentrale (Io) (MSK)	Intensité locale maximale (MSK)
660009	27-12-1755	CONFLENT (PRADES)	VII	VIII
1140014	2-2-1428	CATALOGNE (CAMPRODON)	IX	VII-VIII
660023	2-2-1783	VALLESPIR (PRATS-DE-MOLLO)	VII	VII
660068	23-9-1922	FENOUILLEDES (ST-PAUL-DE-FENOUILLET)	VI-VII	VI-VII
110005	28-6-1950	CORBIERES (CAMPLONG-D'AUDE)	VI-VII	VI
660073	28-12-1922	PLAINE DU ROUSSILLON (MILLAS)	VI	VI
660095	18-2-1996	FENOUILLEDES (ST-PAUL-DE-FENOUILLET)	VI	VI
660014	27-12-1755	CONFLENT (PRADES)	VI	VI
660021	25-12-1772	VALLESPIR (PRATS-DE-MOLLO)	VI	VI
660001	3-11-1978	FENOUILLEDES (ESTAGEL)	V-VI	V-VI
1140032	14-3-1970	ANDORRE	V	V-VI
1140038	5-4-1970	ANDORRE	V	V-VI
660002	5-12-1979	VALLESPIR (PRATS-DE-MOLLO)	V	V-VI
660030	19-2-1838	FENOUILLEDES (ST-PAUL-DE-FENOUILLET)	V-VI	V-VI
1140003	3-3-1373	RIBAGORZA (LAS BORDAS)	VIII-IX	V-VI

illustration 45 – Principaux séismes ressentis dans le département (d'après SisFrance, 2009)

Selon les recensements effectués, 181 des 226 communes que compte le département ont témoigné du ressenti de séismes par le passé. La commune de Perpignan, la plus peuplée, aurait ressenti 25 séismes et 13 communes auraient ressenti plus de 10 séismes. Certains témoignages sont accessibles depuis le site www.sisfrance.net (coupures de presse, registres, enquêtes macrosismiques ...).

Selon ces mêmes recensements, 26 communes auraient été concernées par des niveaux d'intensité maximale VI et plus (intensité qui correspond globalement au seuil d'apparition de dommages au bâti). La commune la plus impactée serait Ria suite au séisme du Conflent le 27-12-1755 (intensité communale VIII).

5.1.2. Sismicité instrumentale

Au-delà des séismes historiques, depuis 1980, ce sont plus de 700 séismes de magnitude faible (inférieure à 3 pour plus de 90% des enregistrements) qui sont enregistrés dans les Pyrénées-Orientales ou en proximité immédiate (illustration 46). Durant cette période, sur environ 90 séismes de magnitude supérieure à 4 enregistrés en France, 2 sont situés dans le département (illustration 46).

La magnitude maximale mesurée dans le département est de 5,6 mesurée lors du séisme de Saint-Paul de Fenouillet en février 1996, occasionnant des dommages aux constructions.

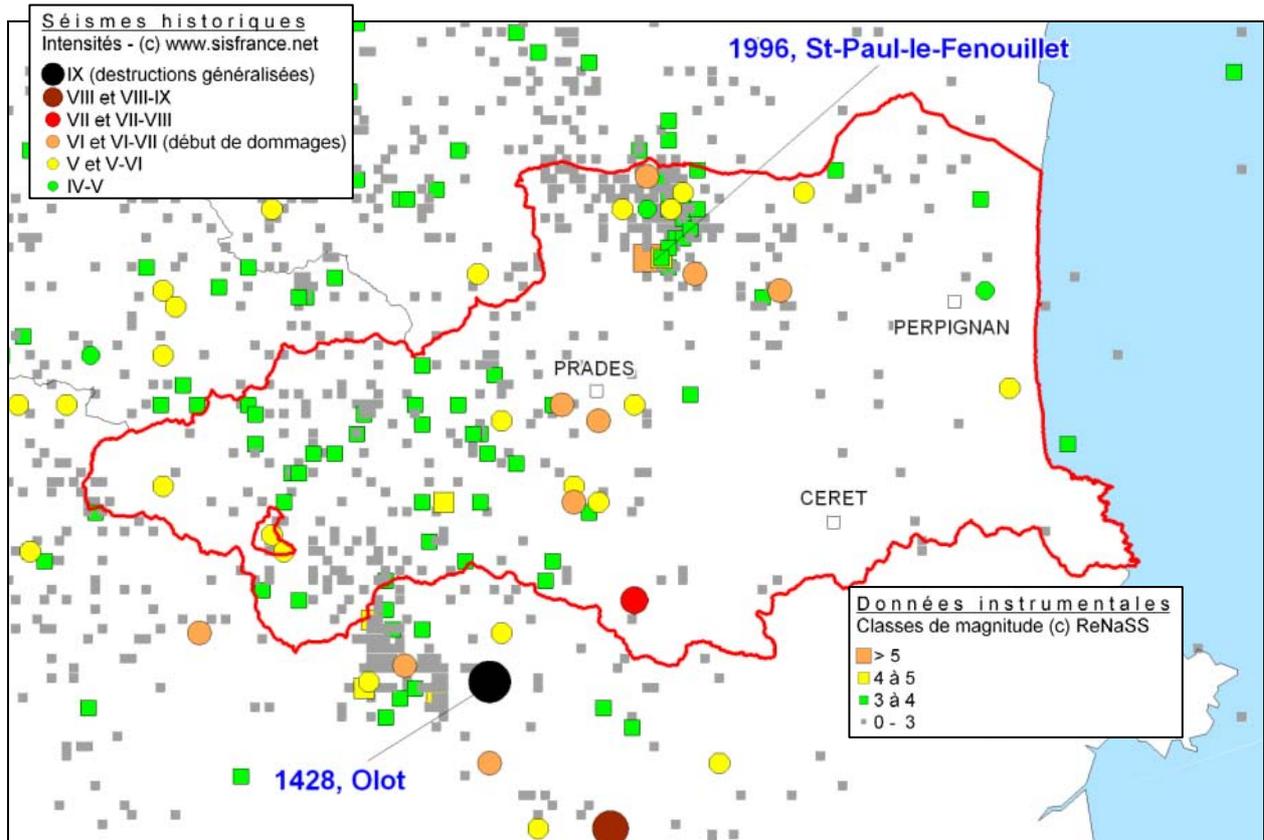


illustration 46 – Epicentres des séismes situés dans le département ou en zone proche (BRGM d'après données SisFrance et ReNass)

5.2. MOUVEMENT SISMIQUE DE REFERENCE AU ROCHER

5.2.1. Caractéristiques de l'aléa sismique régional

En 2002, le MEDDE a réalisé une étude d'aléa probabiliste couvrant l'ensemble du territoire français. Cette étude a servi de base à la carte nationale d'aléa sismique, transposée en zonage sismique réglementaire (illustration 1) accompagnant la nouvelle réglementation de construction parasismique basée sur les règles Eurocode 8 (AFNOR, 2005).

Par ailleurs, en 2007, dans le cadre du programme européen ISARD, une cartographie de l'aléa probabiliste à l'échelle du massif Pyrénéen a été entreprise grâce à une collaboration transfrontalière (BRGM, IGC – Institut Géologique de Catalogne). Pour ce faire, un travail conséquent d'homogénéisation des données géologiques et sismologiques a été mené et une réflexion méthodologique a permis de développer des méthodes conformes à l'état de l'art international, en matière d'évaluation de l'aléa sismique et de considération des incertitudes (Secannel et al.).

L'effort d'homogénéisation aboutit :

- à une base commune de données de sismicité. Toutes les sources d'information disponibles ont été analysées, et structurées dans une base partagée de données sismologiques.
- à un zonage sismotectonique, qui prend en compte les différentes interprétations des spécialistes français et espagnols (zonage BRGM-ICPE présenté illustration 47).

- à un nouveau modèle d'atténuation, proposé spécifiquement pour la région des Pyrénées.

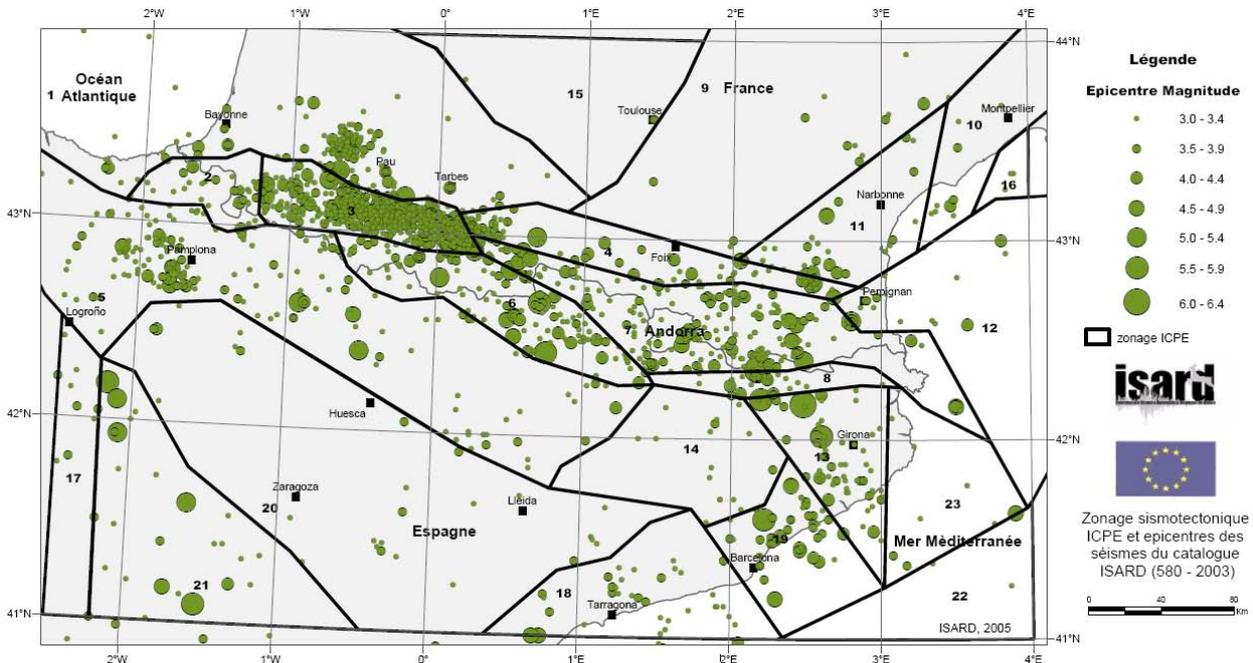


illustration 47 – Zonage sismotectonique unifié des Pyrénées (projet ISARD – BRGM ICPE)

La méthode d'évaluation de l'aléa sismique est fondée sur le couplage d'une approche par arbres logiques à des techniques de Monte-Carlo permettant de propager les incertitudes liées à l'état actuel des connaissances et les incertitudes aléatoires associées à certains paramètres des modèles. Cette propagation des incertitudes dans le calcul, permet in fine les résultats sous forme de grandeurs statistiques, encadrant bien les mouvements sismiques.

L'arbre logique adopté dans ISARD s'appuie sur deux modèles conceptuels de calcul différents de l'aléa sismique : des modèles par zones, assimilables à de grands volumes crustaux homogènes et un modèle par lissage fondé sur l'exploitation des localisations hypocentrales.

La mise en œuvre de la méthode aboutit à plusieurs cartes de l'aléa sismique, correspondant à deux périodes de retour : 475 ans et 1975 ans. A chacune d'elles correspondent différentes probabilités de dépassement des accélérations spectrales, au cours de périodes de temps données. Ces probabilités sont indiquées dans l'illustration 48, en fonction de la période de retour, et de deux périodes de temps de référence (50 ans et 100 ans).

		Période de temps (ans)	
		50	100
Périodes de retour de calcul (ans)	475	10 %	20 %
	1975	2,5 %	5 %

illustration 48 – Probabilité de dépassement (%) correspondant aux périodes de retour des mouvements sismiques calculés

Plusieurs documents cartographiques sont produits :

- cartes d'aléa sismique en termes d'accélération aux deux périodes de retour et pour les périodes spectrales de 0, 0.1, 0.3, 0.6, 1 et 2 secondes. Ces cartes sont présentées en

valeurs médianes (illustration 49) et pour les fractiles 15% et 85% de l'accélération. Ce type de présentation permet d'exprimer les incertitudes associées au calcul de l'aléa sismique ;

- cartes d'aléa sismique en termes d'intensité macrosismique, pour les mêmes périodes de retour de 475 et 1975 ans.
- cartes des accélérations historiques maximales probables, compte tenu de la sismicité passée connue.

Ces documents sont produits avec des points de calcul espacés de 0,1° pour l'intégralité de la zone d'étude, et espacés de 0,05° dans les deux zones pilote d'Andorre et de la Cerdagne.

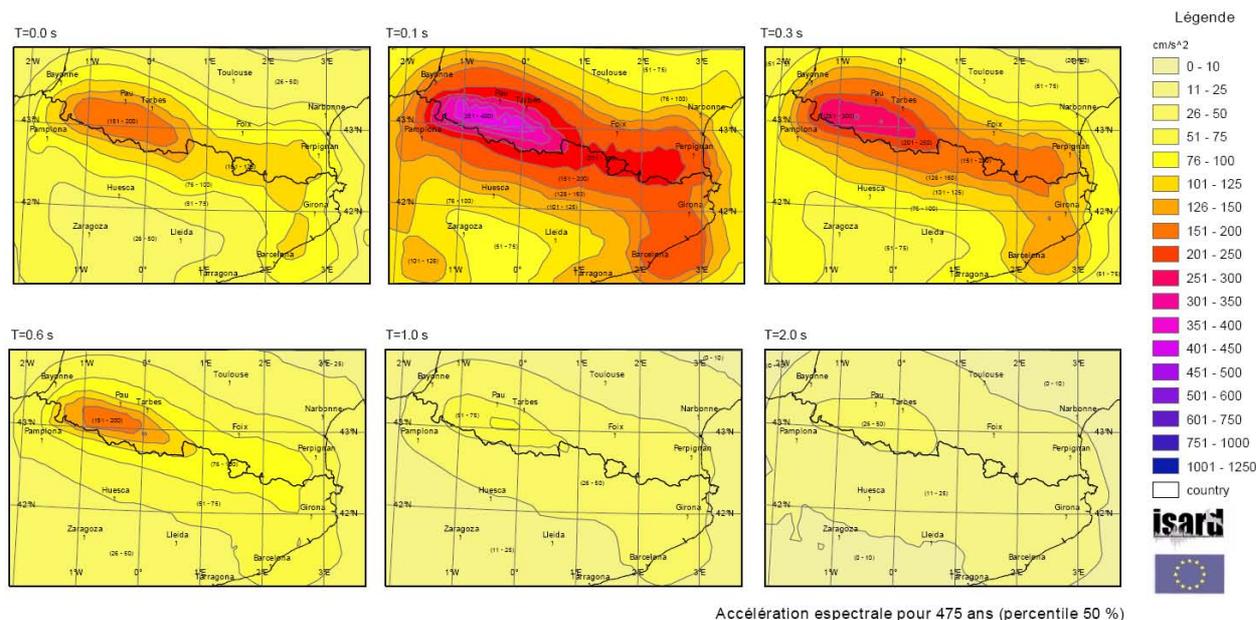


illustration 49 – Cartes d'accélération spectrale pour la période de retour 475 ans (valeur médiane)

5.2.2. Confrontation avec la réglementation parasismique en vigueur

Comme évoqué en introduction, la France dispose depuis le 24 octobre 2010 d'une nouvelle réglementation parasismique qui préconise des spectres normalisés à caler à l'accélération maximale adaptée à la zone d'étude, spectres fonction de la zone de sismicité : zone 3 (sismicité modérée) pour le Nord du département et la plaine du Roussillon et zone 4 (sismicité moyenne) pour la partie sud (illustration 2).

L'accélération maximale (a_{gr}) à prendre en compte pour le calcul des spectres de réponse réglementaires correspondants est de $1,1 \text{ m/s}^2$ pour la zone de sismicité 3 et de $1,6 \text{ m/s}^2$ pour la zone de sismicité 4. Cette accélération est modulée en fonction de la catégorie d'importance du bâtiment à considérer (paramètre g_l). L'accélération horizontale de calcul au niveau du sol utilisée pour le calcul du spectre de réponse est définie comme suit : $a_g = a_{gr} \cdot g_l$.

Pour un sol de type A, c'est-à-dire constitué de rocher ou d'une formation géologique de type rocheux comportant une couche superficielle d'au plus 5 mètres de matériau moins résistant, et d'une manière générale avec $V_{s,30} > 800 \text{ m/s}$ ($V_{s,30}$ vitesse de propagation des ondes de cisaillement dans les 30 premiers mètres du sol), les expressions analytiques du spectre de réponse élastique sont présentées en illustration 50 et les tracés en illustration 51.

Gamme de période (s)	Expression analytique (g)
$0 \leq T \leq 0,03$	$S(T) = ag [1+50T]$
$0,03 \leq T \leq 0,2$	$S(T) = 2,5 \cdot ag$
$0,2 \leq T \leq 2,5$	$S(T) = ag \cdot 0,5/T$
$2,5 \leq T \leq 4$	$S(T) = ag \cdot 1,25/T^2$

illustration 50 – Expressions analytiques du spectre de réponse élastique au rocher horizontal affleurant, préconisé pour les Pyrénées-Orientales par la réglementation Eurocode 8.

L'ensemble des paramètres décrits ci-dessus (agr, gl, ag) peuvent être consultés directement à partir du site du Plan Séisme : <http://www.planseisme.fr/Batiments-a-risque-normal.1468.html>.

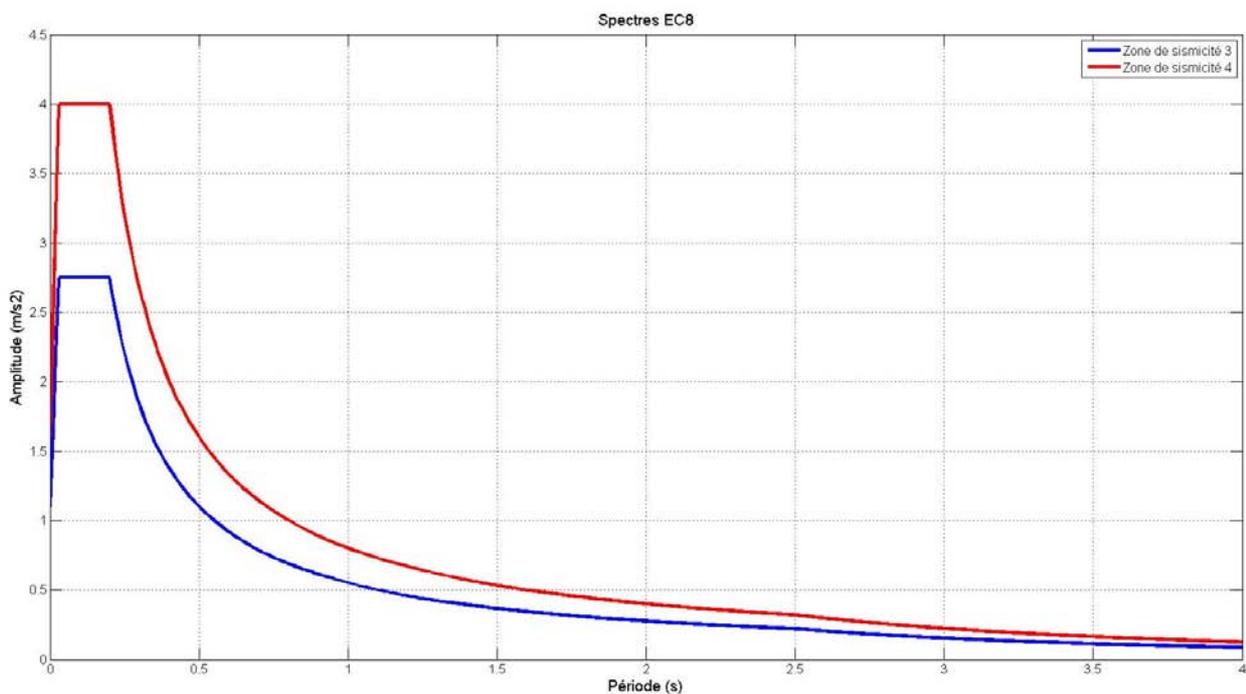


illustration 51 – Spectres de réponse EC8 au rocher horizontal affleurant selon la réglementation française actuelle pour les zones de sismicité 3 et 4

Si l'on compare les valeurs d'accélération issues de l'analyse probabiliste d'ISARD et celles issues des spectres réglementaires nationaux, nous pouvons constater que, quelle que soit la période considérée, ces dernières sont les plus fortes (illustration 52). Cela s'explique par le fait que les niveaux forfaitaires définis par la puissance publique sont conservatifs et non issus d'une approche spécifique adaptée au contexte local.

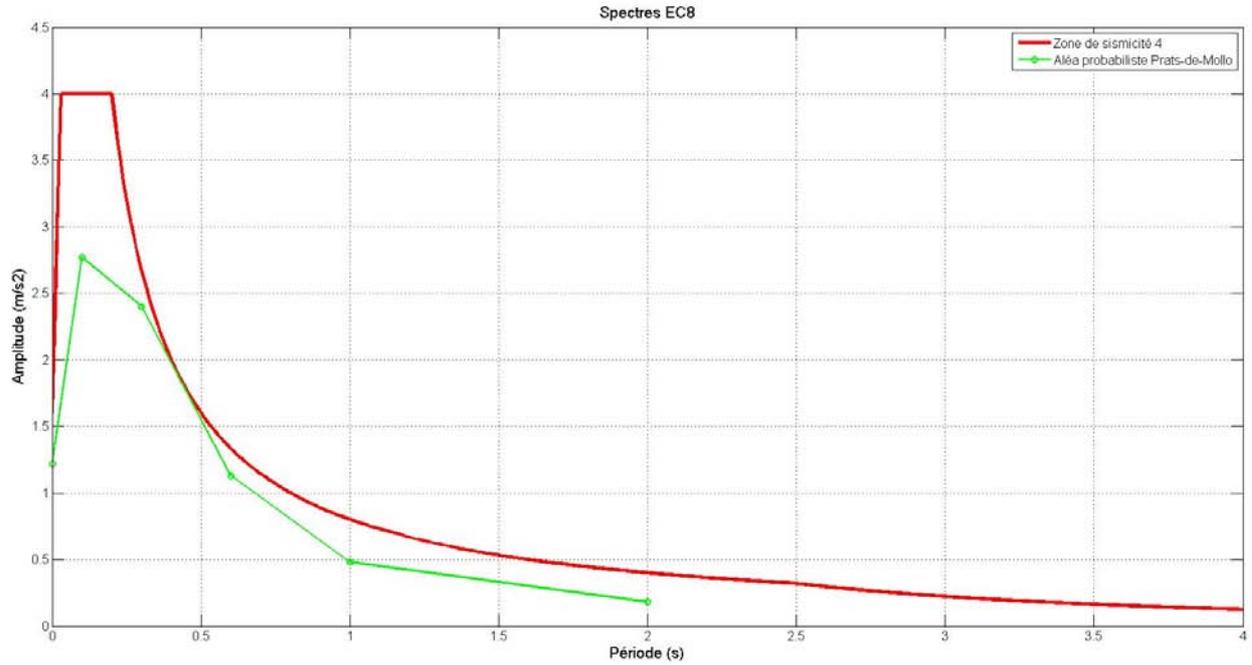


illustration 52 – Comparaison entre spectre réglementaire national (en rouge) et valeurs d'accélération dérivées de l'aléa probabiliste (en vert) pour la commune de Prats-de-Mollo

6. Effets de site lithologiques

6.1. METHODOLOGIE APPLIQUEE

Lors d'un séisme, la présence de couches géologiques meubles en surface peut induire une modification locale du mouvement sismique et une aggravation des dommages observés par une amplification et un allongement de la durée des mouvements forts du sol. Ce sont les effets de site lithologiques (ou géologiques). Le zonage de ces effets de site lithologiques consiste à identifier et cartographier les zones présentant des caractéristiques géologiques, géomécaniques, et une réponse sismique homogènes pour fournir, en chaque zone, des mouvements sismiques adaptés à la géologie locale. Dans le cas présent, le zonage se base sur les classes de sol forfaitaires des règles parasismiques EC8³ et les spectres de réponse associés tels que définis dans la réglementation nationale.

Le zonage se fait en plusieurs étapes :

- compilation et analyse des données géologiques, géophysiques et géotechniques existantes pour aboutir à une première cartographie des formations géologiques susceptibles de présenter un effet de site lithologique ;
- mesures géophysiques pour compléter les données existantes au niveau des zones Z1, Z2 et Z5 (Plaine du Roussillon, Têt et Cerdagne, illustration 7) et valider l'analyse préliminaire ;
- cartographie des zones sismiques homogènes. Pour cela, les critères suivants seront analysés : type de formations sédimentaires superficielles, épaisseur et stratigraphie de ces formations, caractéristiques géomécaniques, profondeur du substratum rocheux ;
- pour chaque zone, classification des zones sismiques homogènes selon les EC8.

Les données disponibles pour la cartographie et la quantification des effets de site au niveau du département des Pyrénées-Orientales sont les suivantes :

- Fond topographique au 1/25 000^e et MNT IGN au pas de 50m ©BdAlti ;
- Carte géologique au 1/50 000^e du BRGM ;
- Sondages de la banque du sous-sol (BSS, <http://infoterre.brgm.fr/>) ;
- Synthèse géologique de la Plaine du Roussillon (Duvail, 2010) ;
- Modèle géologique 3D de la Plaine du Roussillon (Duvail, 2013) ;
- Données sismologiques issues des stations du réseau « Sismo à l'Ecole », des stations installées lors du projet Interreg ISARD et des stations du Réseau Accélérométrique Permanent (RAP) ;
- Données géophysiques issues du projet Interreg ISARD pour la zone Z5 (Cerdagne) ;
- Zonage EC8 issu du projet Interreg ISARD pour la zone Z5 (Macau & al. 2006).

3 : Eurocodes 8 (EC8) : Conception et dimensionnement des structures pour leur résistance aux séismes (http://www.eurocodes.setra.equipement.gouv.fr/IMG/pdf/NI_OA_32_cle5ff1f7.pdf)

6.2. IDENTIFICATION DES FORMATIONS SUSCEPTIBLES DE PRESENTER UN EFFET DE SITE LITHOLOGIQUE

Pour la prise en compte des effets de site lithologiques, on se limite aux effets induits par la présence d'une formation superficielle molle recouvrant le substratum sismique. En termes d'effets de site, on définit comme substratum sismique ou « rocher » tout matériau présentant une vitesse d'ondes de cisaillement V_S supérieure à 800 m/s. Le contexte géologique des Pyrénées-Orientales est présenté en détail au § 2.4. Les grands ensembles décrivant les paysages du département sont rappelés ici.

6.2.1. Contexte lithologique des formations géologiques représentées

Au niveau de la zone pyrénéenne (§ 2.4), qui couvre les parties sud, ouest et centre du département et englobe les Albères, les Aspres, le Vallespir, la Cerdagne, le Capcir, le Conflent, les Fenouillèdes et la partie méridionale des Corbières, pour l'essentiel, des formations plutoniques et métamorphiques du socle (faciès rocheux) sont rencontrées, localement **recouvertes d'alluvions fluviales** de la Têt, du Tech, de l'Aude et du Sègre ou **d'alluvions glaciaires** en Capcir (région de Puyvalador, les Angles) et en Cerdagne (région de Latour-de-Carol, Saillagouse).

Des **dépôts tertiaires** (bassin sédimentaire) et **quaternaires importants** (moraines glaciaires notamment) sont rencontrés spécifiquement au niveau des bassins de la Cerdagne et de Prades.

Le remplissage du bassin du Roussillon est constitué par des **terrains tertiaires lacustres et marins** datés du Miocène et du Pliocène et par des alluvions quaternaires déposées par les rivières Agly, Têt, Réart-Canterrane et Tech. Les formations pliocènes sont constituées d'une alternance d'horizons meubles constitués de sables à graviers et d'argiles.

Les **alluvions quaternaires** forment différentes terrasses superposées et perchées par rapport aux lits des rivières. Sur la frange littorale, les **limons d'inondation** recouvrent les sables et graviers sous-jacents et constituent d'excellentes terres agricoles supportant les cultures maraîchères et fruitières intensives. Sur le littoral, les **sables dunaires** s'intercalent entre la mer et les basses plaines et parfois les étangs, tels ceux de Canet-Saint-Nazaire et Leucate-Salses.

6.2.2. Formations susceptibles de présenter un effet de site lithologique

Le principe de zonage visé est basé sur la classification de colonnes des sols en tout point du territoire. L'organisation du profil de dépôt au regard des matériaux constitutifs (illustration 53) permet la définition de classe de sols (A à E, S1 et S2) qui conditionnent la réponse du sol aux sollicitations sismiques. Il est considéré que seule la classe A (rocher ou formation « proche du rocher ») n'engendre pas d'effet de site à prendre en considération.

Classe de sol	Description du profil stratigraphique	Paramètres		
		$V_{s,30}$ (m/s)	N_{SPT} (bl/30cm)	c_u (kPa)
A	Rocher ou tout autre formation proche du rocher, incluant au plus 5 m de formation plus molle en surface.	> 800	–	–
B	Dépôts de sable très dense, de gravier ou d'argile très dure, au moins sur plusieurs dizaines de mètres, caractérisés par une augmentation graduelle des propriétés mécaniques avec la profondeur.	360 – 800	> 50	> 250
C	Dépôts profonds de sable dense ou moyennement dense, de gravier ou d'argiles dures avec des profondeurs de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres.	180 – 360	15 - 50	70 - 250
D	Dépôts de sols de cohésion faible à moyenne (avec ou sans couches de sols mous cohérents) ou dépôts prédominants de sol cohérent mou à ferme.	< 180	< 15	< 70
E	Profil de sol consistant en une couche de surface d'alluvions avec une valeur de $V_{s,30}$ des classes C ou D et des épaisseurs variant entre 5 et 20 m, reposant sur du matériau plus ferme de $V_{s,30} > 800$ m/s			
S_1	Dépôts contenant (ou consistés de) des couches d'au moins 10 m d'épaisseur, d'argiles / limons avec une forte plasticité ($PI > 40$) et une forte teneur en eau.	< 100 (indicative)	–	10 - 20
S_2	Dépôts de sols liquéfiables, d'argiles molles ou tout profil de sol non compris dans les classes A –E ou S_1			

illustration 53 – Classification des sols selon les EC8.

La valorisation de cette classification des sols, réalisée à partir de la donnée de base que constituent les notices de la carte géologique à l'échelle 1 :50 000, incite à prendre en compte pour la hiérarchisation des formations :

- l'ensemble des **formations quaternaires**, ces formations présentant généralement des caractéristiques mécaniques mauvaises à médiocres selon les critères géotechniques et géophysiques définis dans les règles parasismiques EC8 (dépôts sableux voire graveleux ou argileux épais et compacts, dépôts meubles peu compacts épais et dépôts plus ou moins consistants reposant sur le substratum sismique (classe A)). La liste de ces formations est présentée en annexe 3. On distingue :
 - les formations du littoral : faciès sableux dominant (sables et dunes) et dépôts lacustres des étangs (sables et vases littorales) ;
 - les alluvions actuelles des rivières et les niveaux d'alluvions anciennes ;
 - les dépôts glaciaires (moraines et fluvio-glaciaire) ;
 - les colluvions et éboulis issus du démantèlement des massifs rocheux, plus ou moins altérés.
- Par ailleurs, l'expérience acquise lors du projet ISARD sur le bassin de Cerdagne (www.isard-projet.eu) a montré des effets de site lithologiques induits par les remplissages tertiaires (Pliocène et Miocène) de grande profondeur et de caractéristiques mécaniques moyennes ($400 < V_s < 900$ m/s) (Macau et al. 2006).

Dans le cadre du projet ISARD, ce type de réponse en bassin « profond » a incité à introduire une classe complémentaire à la classification EC8, proche de la classe B. Cette classe, dénommée B' est décrite en illustration 54.

Classe de sol	Description du profil stratigraphique	Paramètres
		$V_{s,30}$ (m/s)
B'	Dépôts de sable très dense, de gravier ou d'argile très dure, sur plusieurs centaines de mètres, caractérisés par une augmentation graduelle des propriétés mécaniques avec la profondeur.	360 – 800

illustration 54 – Introduction de la classe B' (hors classe EC8)

Cette classe comprend les formations tertiaires, dépôts détritiques argilo-sableux, aussi bien en Cerdagne qu'au niveau de la Plaine du Roussillon (forages de Canet ou de Elne et travaux sur le Plio-Quaternaire du golfe du Lion, illustration 67).

L'illustration 55 présente la répartition géographique des formations jugées sensibles a priori aux effets de site lithologiques. Il est considéré que l'ensemble des formations quaternaires et la majeure partie des formations tertiaires (à l'exclusion des brèches néogènes consolidées et de niveaux particuliers de marnes esquilleuses de l'Eocène) sont sensibles, à des degrés divers, aux effets de site lithologiques.

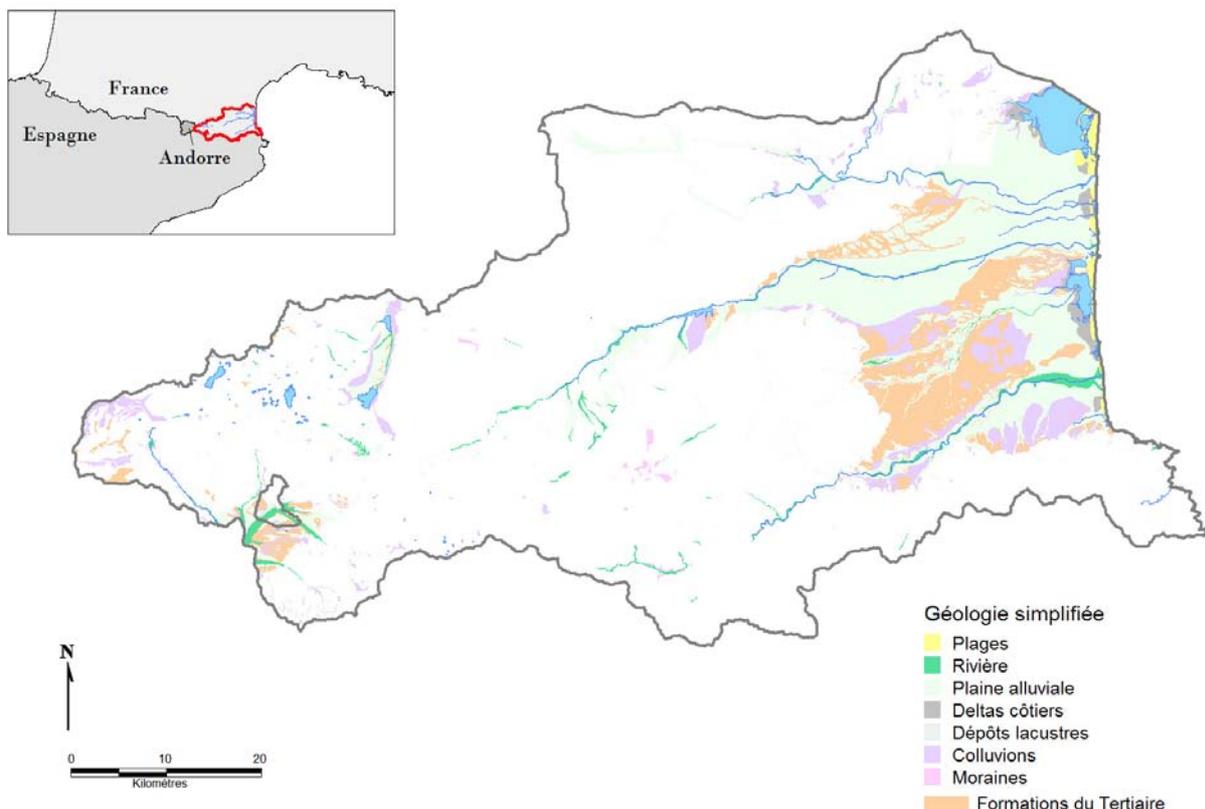


illustration 55 – Carte des formations susceptibles de présenter un effet de site lithologique

6.3. CAMPAGNE DE MESURES H/V

En complément de l'analyse géologique réalisée à partir des données existantes, il est apparu nécessaire d'effectuer des mesures géophysiques afin de valider la présence de terrains sujets aux effets de site lithologiques dans certaines formations et de définir en particulier la fréquence de résonance des sites.

A ce titre, des mesures H/V ont été réalisées. Ces mesures consistent à enregistrer du bruit de fond sismique pour détecter la présence d'une résonance sur le site (résonance généralement associée à un effet de site lithologique) et si résonance il y a, pour en définir la fréquence. La description complète de la méthode est disponible dans l'annexe 4.

La fréquence de résonance du site étant étroitement liée à l'épaisseur et à la vitesse d'onde S (V_s) dans les couches superficielles (cf. annexe 4 pour les détails), cela nous permet également, sous l'hypothèse d'un modèle 1D simple et en utilisant les données disponibles sur le paramètre V_s , d'estimer en première approximation l'épaisseur de remplissage attendu sur le site :

$$H = \frac{V_s}{4f_0}$$

avec H : épaisseur moyenne de la couche meuble,
 V_s : vitesse moyenne de propagation des ondes S dans la couche meuble,
 f_0 : fréquence de résonance fondamentale de la couche meuble.

Au total, 42 mesures H/V ont été réalisées sur le département des Pyrénées-Orientales en décembre 2012 dans le cadre du projet (ronds rouges, illustration 56). A ces 42 points s'ajoutent les mesures H/V disponibles au niveau des 7 stations sismologiques installées dans le département (ronds jaunes et bleus, illustration 56 et illustration 57) et les 44 mesures H/V acquises par le BRGM et l'IGC en 2004 dans le cadre du projet Interreg ISARD (ronds verts, illustration 56).

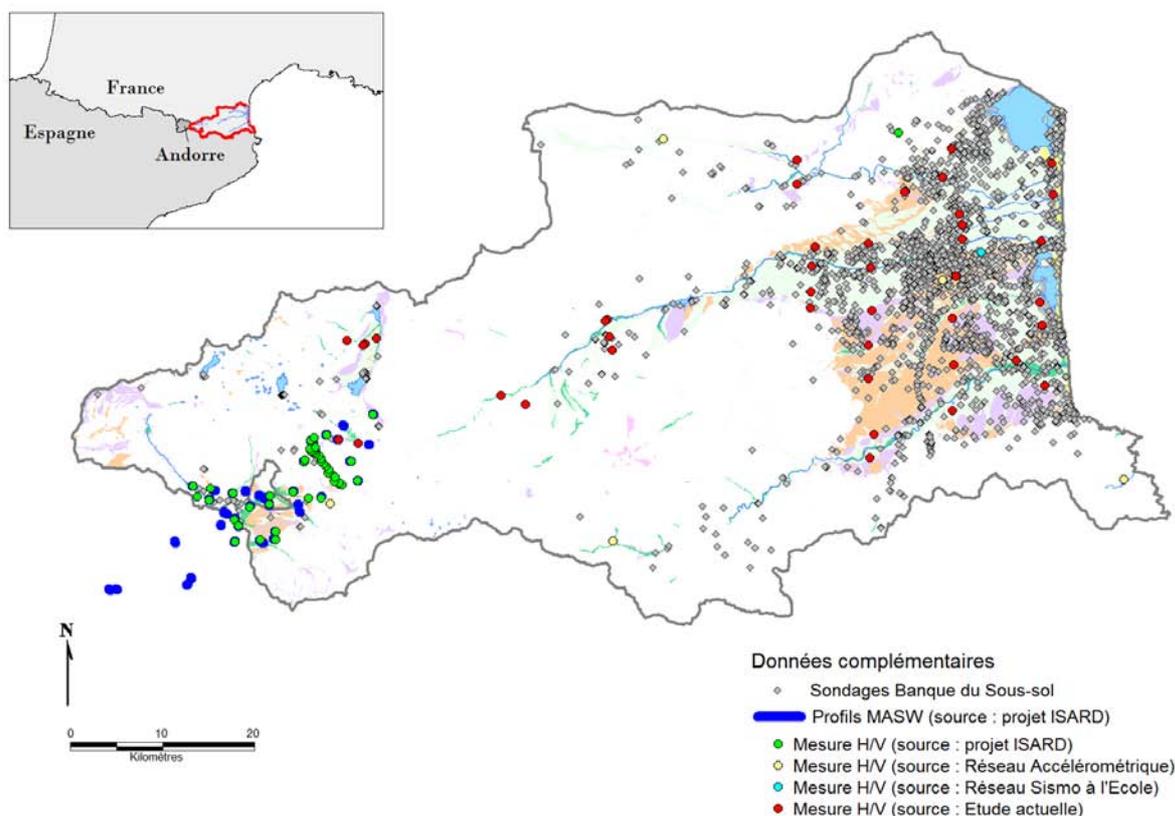


illustration 56 – Localisation des données géologiques, géotechniques et géophysiques disponibles pour l'étude des effets de site lithologiques sur les Pyrénées-Orientales

Au final, nous obtenons une bonne distribution spatiale des mesures H/V sur l'ensemble des formations superficielles présentes dans la zone d'étude. A noter que l'ensemble des mesures H/V acquises lors de cette étude sont disponibles en annexe 4.

Nom de la station	Localisation	Réseau	Latitude	Longitude	Fréquence de résonance (Hz)
FESP	Espira	ISARD	42.8187	2.8207	sans pic
Lycée Pablo Picasso	Perpignan	Sismo à l'Ecole	42.70	2.93	0.2
PYBA	Banyuls-sur-Mer	RAP	42.4743	3.11711	sans pic
PYPE	Fort du Serrat d'En Vaquer, Perpignan	RAP	42.673	2.878	0.3
PYFE	Saint Paul de Fenouillet	RAP	42.814	2.507	sans pic
PYPM	Prats de Mollo	RAP	42.416	2.439	sans pic
PYLL	Llo	RAP	42.453	2.065	sans pic

illustration 57 – Liste des stations sismologiques de la zone d'étude et fréquences de résonance associées

Les illustration 58 et illustration 60 présentent les résultats obtenus en terme de fréquence de résonance sur la plaine du Roussillon, la Têt et la Cerdagne, et indiquent la qualité des mesures obtenues.

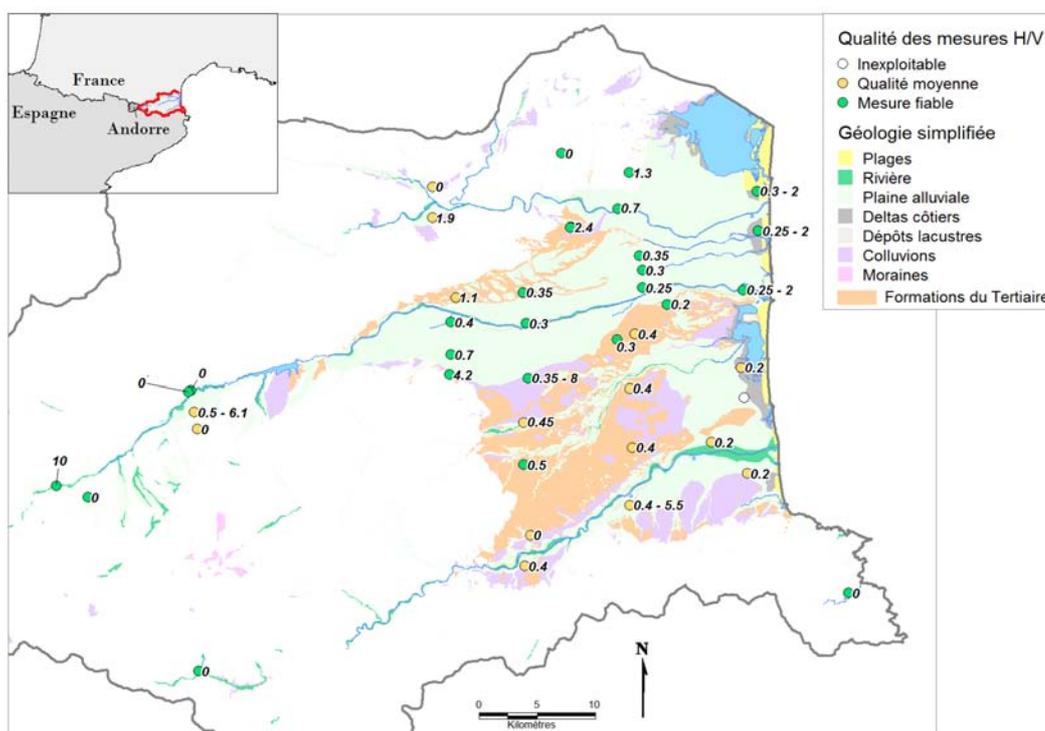
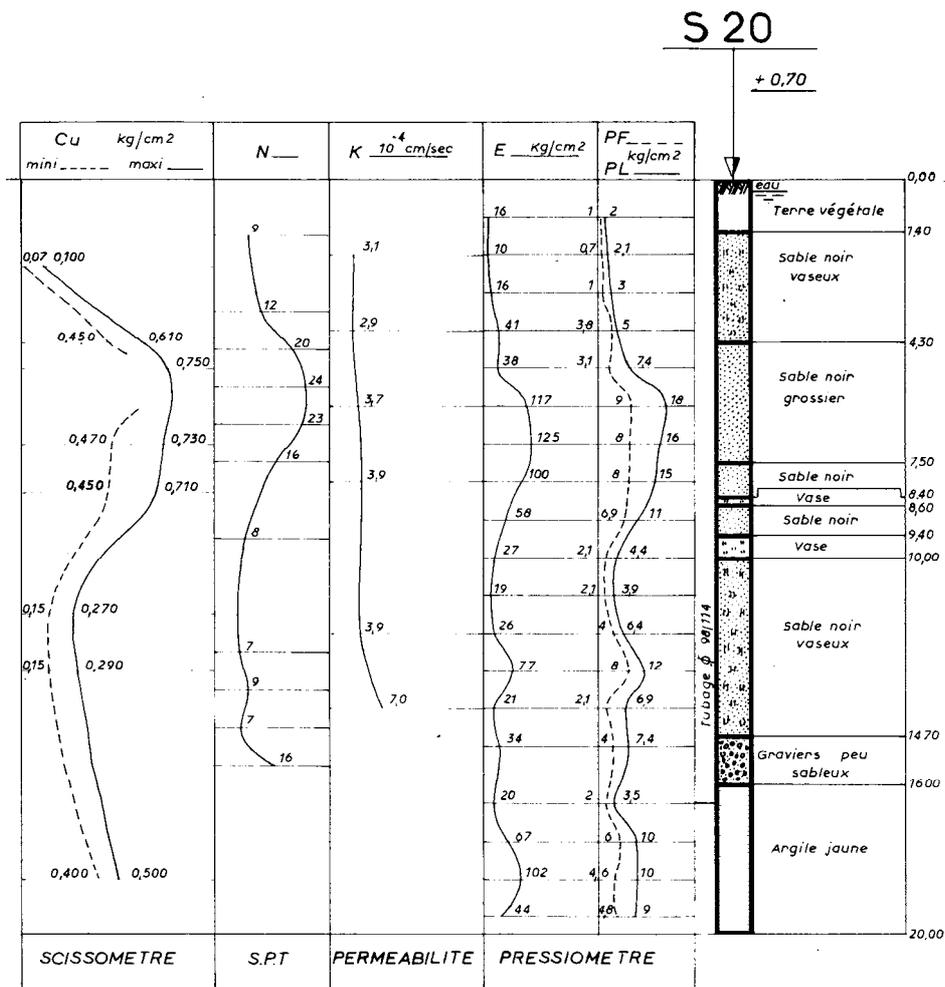


illustration 58 – Fréquences de résonance observées sur les mesures H/V de la plaine du Roussillon et de la vallée de la Têt

Au niveau de la plaine du Roussillon, les mesures H/V donnent des résultats très intéressants puisqu'elles montrent la présence d'une résonance très basse fréquence entre 0.2 et 0.5 Hz sur

l'ensemble du bassin. De telles fréquences de résonance correspondent à des remplissages de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et peuvent donc être associées au remplissage tertiaire, ce qui est cohérent avec notre choix de considérer ces formations tertiaires comme étant susceptibles de présenter un effet de site lithologique. Les fréquences les plus basses (0.2 à 0.3 Hz) sont observées sur la côte et au centre du bassin, ce qui correspond bien aux zones de remplissage les plus profondes (> 500 m cf. illustration 69).

Sur la côte, on observe par ailleurs un deuxième pic de résonance plus haute fréquence, vers 2 Hz, qui pourrait correspondre à une couche meuble quaternaire de quelques dizaines de mètres d'épaisseur et de mauvaises caractéristiques mécaniques comme le montrent les essais géotechniques disponibles dans cette zone (exemple sondage de référence BSS 10912X0005, illustration 59).



<http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=10912X0005/S>

illustration 59 – Exemple de sondage géotechnique (très complet) valorisé (10912X0005)

Au niveau de la vallée de la Têt, on retrouve des pics de résonance basse fréquence (0.5 Hz) au niveau des formations tertiaires présentes à Prades même si ces résonances sont peu marquées, ce qui indique soit un plus faible contraste de vitesse entre les formations tertiaires et le substratum sous-jacent, soit une structure plus complexe au niveau de l'interface tertiaire-substratum (illustration 58). De même un second pic ponctuel est isolé à 6 Hz pouvant marquer des dépôts peu profonds relativement rapides.

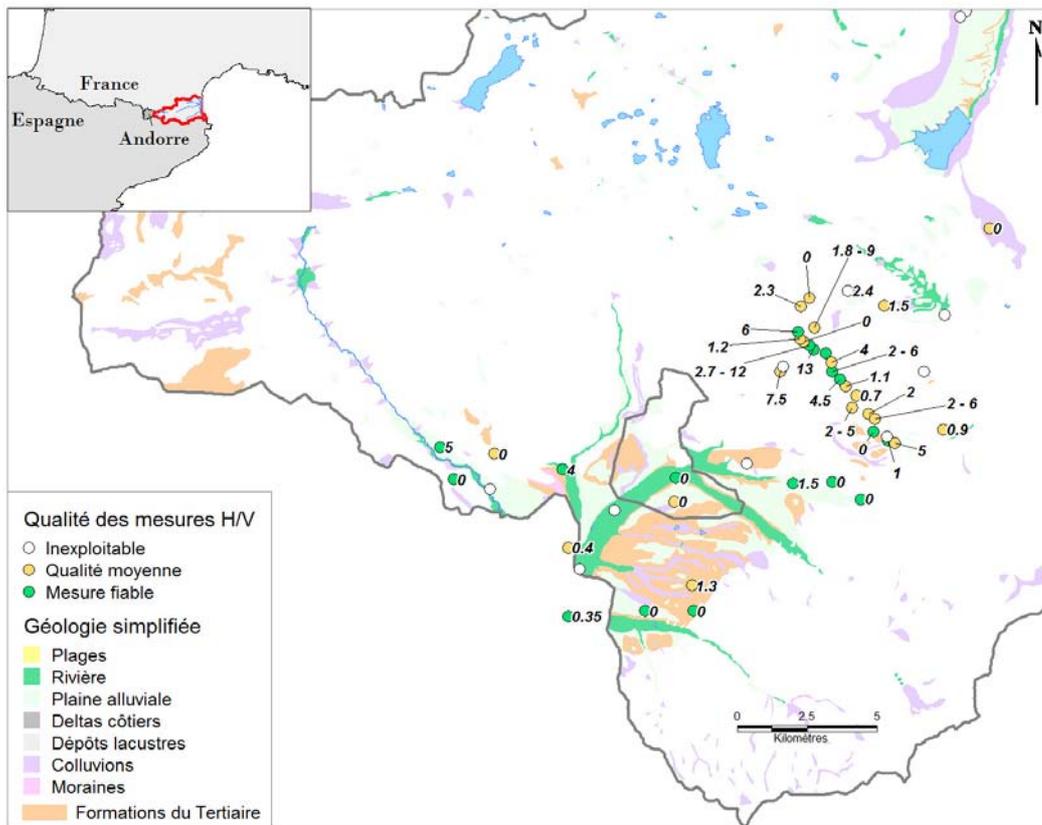


illustration 60 – Fréquences de résonance observées sur les mesures H/V en Cerdagne

En Cerdagne, les résultats sont plus complexes. Les données issues du projet ISARD en 2004 ont été retraitées à l'aide du logiciel GEOPSY par souci d'homogénéité avec les données acquises en 2012 (illustration 60). Les résultats restent malgré tout complexes avec des pics de résonance peu clairs et difficilement interprétables. Les données montrent la résonance basse fréquence (0.4 Hz) du bassin de Cerdagne au niveau de la frontière (en complément des données disponibles sur le versant espagnol, non montrées ici).

Le profil de mesures H/V au Nord-Est de l'enclave de Llivia, à Font-Romeu, donne des résultats peu fiables et une grande variabilité spatiale des fréquences observées (entre 1 et 13 Hz), probablement peu représentatifs d'effets de site lithologiques simples. L'une des interprétations possibles est que les effets observés peuvent être liés soit à des couches superficielles peu épaisses induisant des pics haute fréquence (pour les fréquences supérieures à 5 Hz), soit à des effets plus diffus liés à la topographie de la zone, puisque les mesures ont été prises à flanc de montagne. En Cerdagne, au vu de la complexité des résultats H/V, ce sont donc plutôt les données géologiques et les profils sismiques issus du projet ISARD qui serviront de base au zonage.

6.4. ZONAGE SISMIQUE SELON LES EC8

La classification des sols selon les EC8 repose sur (illustration 53) :

- la nature et l'épaisseur des sols ;
- la vitesse moyenne de cisaillement calculée sur les 30 premiers mètres de profondeur (paramètre $V_{s,30}$) ;

- des paramètres géotechniques complémentaires (nombre de coups au pénétromètre statique N_{SPT} et cohésion non drainée C_u).

La méthode développée à l'échelle départementale vise à classer successivement les colonnes de sols rencontrées en tout point du territoire, sur la base des données effectivement disponibles. Le contexte géologique du département, et en particulier les bassins de remplissage sédimentaires du Roussillon, de la Têt et de la Cerdagne ont incité à mettre en avant 3 grands ensembles comportementaux : formations quaternaires, dépôts tertiaires meubles mio-pliocène et substratum rocheux.

Cette approche est qualitative sur la base de l'expertise géologique et de la compilation des notices géologiques. Le pré-classement aboutit notamment à la carte de sensibilité potentielle aux effets de site lithologiques présentée en illustration 55.

6.4.1. Typologie des formations superficielles

Suite aux travaux réalisés dans le cadre du projet SISPYR (Colas et al. 2012), une typologie de sols suivant 4 ensembles, intégrant des critères lithologiques et géo-mécaniques, mais aussi stratigraphiques, a été proposée à l'échelle du massif pyrénéen (échelle 1 :500 000).

Cette typologie a été appliquée, à l'échelle du 1 :50 000 dans le département dans la perspective de classification des terrains suivant les types de sols décrits dans la définition des EC8.

L'approche demeure à ce stade qualitative en intégrant les données représentatives des ensembles identifiés sur la base de l'essai mécanique le plus répandu pour les études géotechnique en France (essai pressiométrique), et notamment les valeurs moyennes de pression limite (PI) qui en découle. Cet essai n'est plus pris en référence dans les EC8 mais constituait un paramètre prépondérant dans la classification des anciennes règles PS92 (illustration 61) :

- Very Soft Soil (VSS) : sols de faibles caractéristiques mécaniques ($PI < 1$ MPa, $C_u < 100$ kPa pour les sols cohérents) correspondant aux dépôts vaseux des bords de mer. Il s'agit des formations de colmatage saumâtre des étangs littoraux, des dépôts lagunaires, vases, limons argilo-sableux des étangs salés et sables vaseux identifiés. Ces terrains s'apparentent aux sols de « type c » des anciennes règles PS92.
- Soft Soil (SS) : formations quaternaires de caractéristiques mécaniques faibles à moyennes (alluvions, colluvions et moraines). Les caractéristiques très variables attendues de ces faciès selon leur compacité notamment rend difficile leur classement. Il est admis des valeurs de pression limite moyenne ($PI < 2$ MPa). Ces terrains s'apparentent aux sols de « type b » des anciennes règles PS92, granulaires ou cohérents.
- Soft Rock (SR) ou « rocher tendre » : cet ensemble est spécialement créé pour caractériser les formations tertiaires de remplissage détritiques des bassins du Roussillon, de la Têt et de la Cerdagne. Ces ensembles globalement très épais sont marqués par différents faciès (illustration 68) :
 - o alternances détritiques de sables argiles et conglomérats du Pliocène continental (Mio-pliocène en Cerdagne) ;
 - o sables et argiles du Pliocène marin ;
 - o silts et argiles du Pliocène marin ;

et présentent a priori une augmentation progressive de leur caractéristiques en profondeur. Les pressions limites attendues de ces terrains en profondeurs sont supérieures à 2 MPa (PI). Ces terrains s'apparentent aux sols de « type a » ou « type b » des anciennes règles PS92, granulaires (sables compacts) ou cohérents (argiles et silts).

- Hard Rock (HR) : cet ensemble correspond aux formations rocheuses de bonnes caractéristiques mécaniques. Ces formations ne présentent pas d'effets de site lithologiques. Il s'agit des formations de socle paléozoïque et anté-paléozoïque (schistes et pélites pour l'essentiel), des plutons granitiques, des formations métamorphiques (gneiss) et des faciès sédimentaires récents (secondaire), le cas échéant métamorphisé à faciès gréseux ou carbonaté dominant (quartzites, grès ou calcaire et marbres). Ces formations présentent des caractéristiques mécaniques élevées (PI > 5MPa) et correspondent à la classe A EC8 (Vs > 800 m/s présumée).

TYPE DE SOL		Pénétrömètre Statique Résistance (MPa)	SPT Nombre de coups	Pressiomètre		Résistance Compression simple (MPa)	Densité relative (%)	Vitesse des ondes de Cisaillement (m/s)
				Module (MPa)	Pression Limite (MPa)			
ROCHERS	Rochers sains et craies dures			>100	>5	>10		>800
Sols de bonne à très bonne résistance mécanique (type a)	Sols granulaires compacts	>15	>30	>20	>2		>60	>400
	Sols cohérents (argiles ou marnes dures)	>5		>25	>2	>0,4		
Sols de résistance mécanique moyenne (type b)	Rocher altéré ou fracturé			50 à 100	2,5 à 5	1 à 10		300 à 800
	Sols granulaires moyennement compacts	5 à 15	10 à 30	6 à 20	1 à 2		40 à 60	150 à 400
	Sols cohérents moyennement consistants et craies tendres	1,5 à 5		5 à 25	0,5 à 2	0,1 à 0,4		
Sols de faible résistance mécanique (type c)	Sols granulaires lâches	<5	<10	<6	<1		<40	<150
	Sols cohérents mous (argiles molles ou vases) et craies altérées	<1,5	<2	<5	<0,5	<0,1		

illustration 61 – Classification des sols selon les PS92

La traduction spatiale de cette approche est représentée sur l'illustration 62.

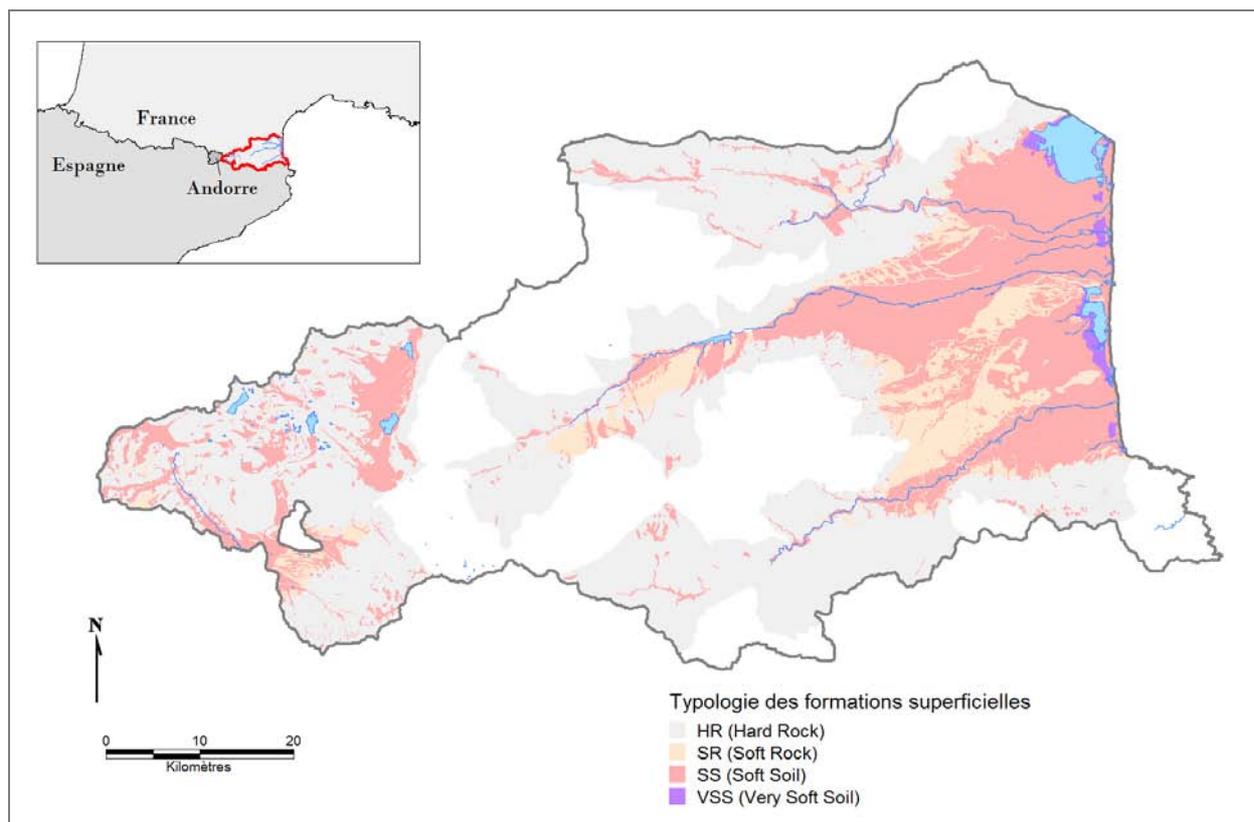


illustration 62 – Typologie des formations superficielles pour le macrozonage des Pyrénées-Orientales

6.4.2. Définition des colonnes de sol

L'étape suivante du travail a consisté à retraiter l'ensemble des données ponctuelles disponibles sur la zone d'étude (logs géologiques de la BSS, profils sismiques MASW et les mesures H/V) pour en déduire une colonne de sol simplifiée en tout point du territoire. Ce travail comporte trois étapes majeures :

- définition des séquences des terrains au regard de la typologie formationnelle élaborée (§ 6.4.1) ;
- évaluation des épaisseurs des différents types de sols définis ;
- attribution des valeurs de vitesses des ondes S (V_s) aux différents ensembles déterminés.

Séquence de terrains

- **Approche à partir des logs de sondages**

Le dépouillement des données de sondages (2516 logs) dont 2477 présents en BSS permet la valorisation potentielle de 1002 sondages. La destination des ouvrages est très variable : reconnaissance géologique profonde, forage d'eau, sondages géotechniques, etc.... La profondeur des sondages varie fortement (illustration 63) entre quelques mètres (puits ou tranchée) et 2275 m (10972X0037, forage profond de Elne). Plus de 450 sondages présentent des profondeurs supérieures à 50 m ce qui est intéressant dans la perspective de classification des colonnes de sol.

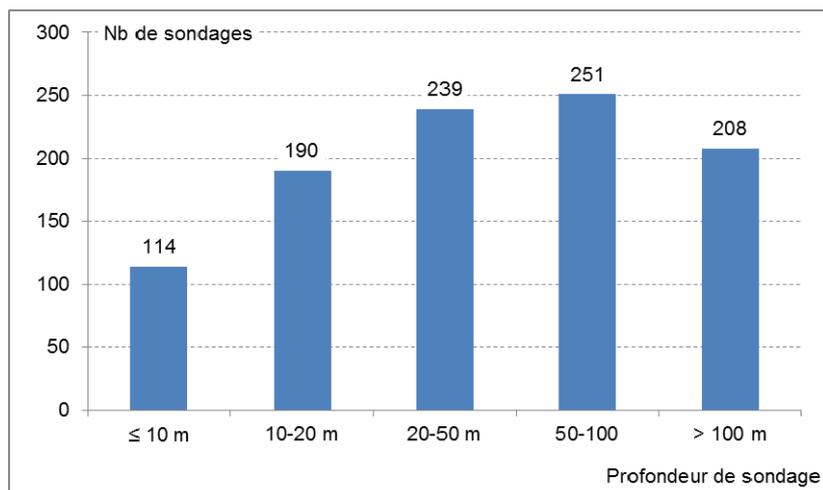


illustration 63 – Profondeur des sondages valorisés (total 1002).

Les niveaux atteints sont variables en fonction de la localisation des forages et de leur profondeur (illustration 64). Les logs descriptifs de la BSS ne décrivent pas systématiquement les horizons traversés de façon claire et la jointure avec les types de sols décrits précédemment n'est pas immédiate (SS, VSS) pour les formations du Quaternaire au moins. En outre le dépouillement strict de plus de 1000 sondages n'est pas envisageable dans le cadre du projet. Cependant le traitement de la donnée BSS suivant la stratigraphie permet de définir globalement les épaisseurs des différents faciès rencontrés en forage – et ponctuellement leur nature.

Le principe développé est la représentation de chaque sondage par sa coupe type : « QUAT/SR/BR » (illustration 64), depuis la surface (QUAT : correspondant aux dépôts quaternaires) vers la profondeur (SR : dépôt tertiaires ; BR substratum rocheux ou bed-rock). Les niveaux non représentés sont notés « - » et les niveaux inconnus « ? ». Les profondeurs des interfaces sont stockées dans une base de données géoréférencées (illustration 65).

Niveau d'arrêt	Coupe	Nb
QUAT	QUAT/??	94
SR	QUAT/SR/?	521
	-/SR/?	90
BR	QUAT/-/BR	54
	QUAT/SR/BR	18
	-/SR/BR	12
	-/-/BR	213

illustration 64 – Niveau d'arrêt des sondages et coupes simplifiée des sondages valorisés (total 1002)

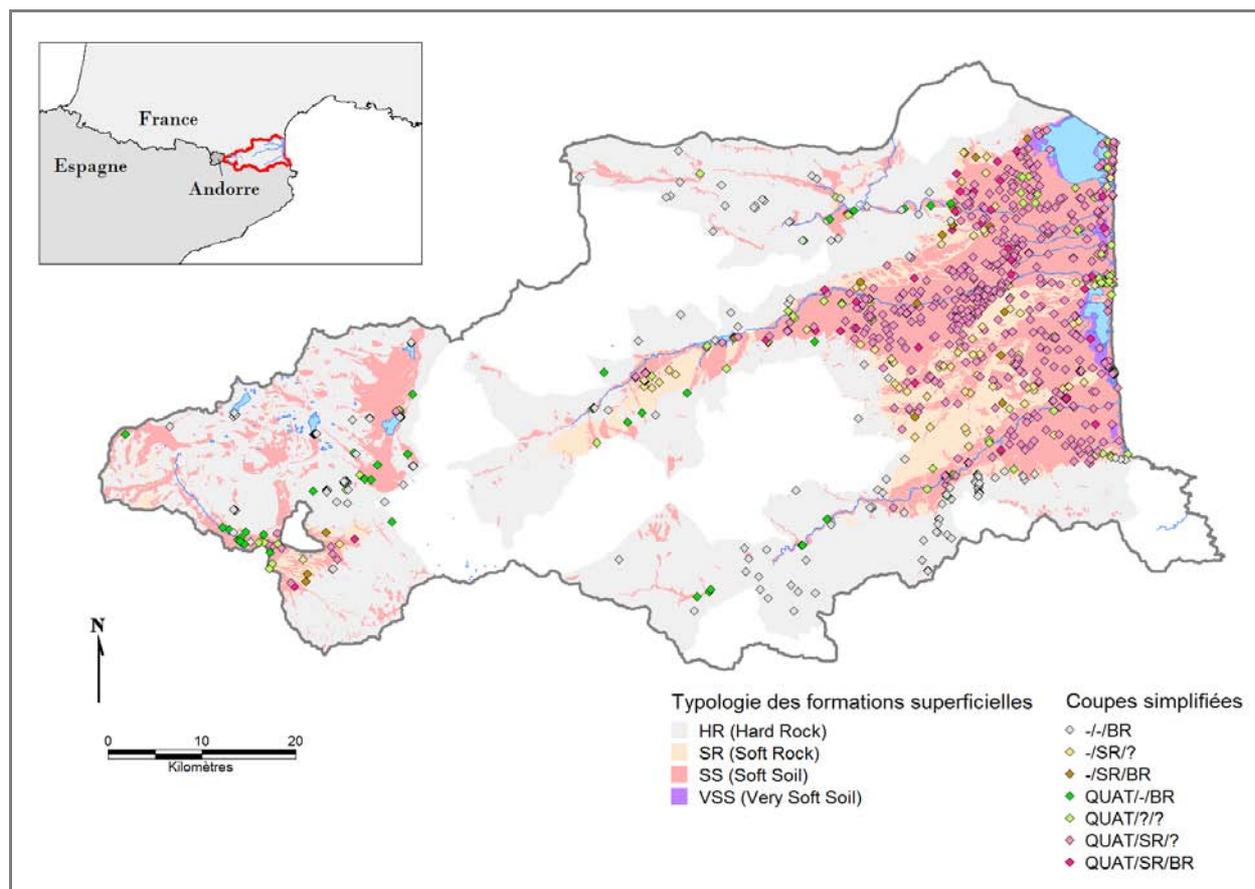


illustration 65 – Coupes simplifiées résultant de l'analyse de l'ensemble des données géologiques, géotechniques et géophysiques disponibles sur la zone d'étude

• Approche géophysique (SASW)

La méthode d'analyse spectrale des ondes de surface (SASW) permet d'évaluer la répartition en profondeur de la vitesse de propagation des ondes sismiques de cisaillement. En effet, les ondes de surface se propagent parallèlement à la surface de la terre. Dans le cas d'un milieu dont les propriétés élastiques varient avec la profondeur, la vitesse des ondes de surface varie avec la longueur d'onde et donc avec la fréquence. Cet effet est appelé dispersion. Suivant la fréquence considérée, les ondes de surface contiennent alors de l'information sur les milieux traversés entre la surface et la profondeur maximale de pénétration des différents modes. En analysant la dispersion de ces ondes, il est donc possible d'obtenir des informations sur des valeurs de paramètres physiques à différentes profondeurs.

L'inversion des courbes de dispersion a pour but de retrouver le profil vertical de vitesse des ondes S. Pour chaque tir, un modèle final en vitesses des ondes de cisaillement peut être proposé (illustration 66).

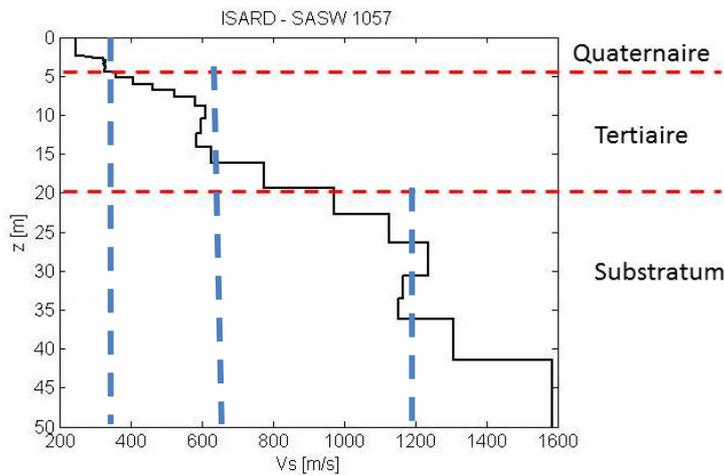


illustration 66 – Exemple d’interprétation d’un profil SASW en termes de colonne de sol simplifiée

Épaisseurs des formations identifiées

Les différentes approches précédemment évoquées permettent l’appréhension des épaisseurs de formations identifiées, avec plus ou moins d’incertitudes (illustration 66 et illustration 67) :

• **Approche à partir du contexte géologique global**

Pour évaluer la géométrie des bassins de remplissage tertiaires, l’approche géologique globale est indispensable. La coupe est-ouest du bassin du Roussillon met en évidence en particulier l’épaississement des dépôts pliocènes vers l’Est (env. 600 m au forage Canet) et l’épaisseur totale des dépôts mio-pliocènes de l’ordre de 1500 m au niveau du centre du bassin le long du littoral actuel.

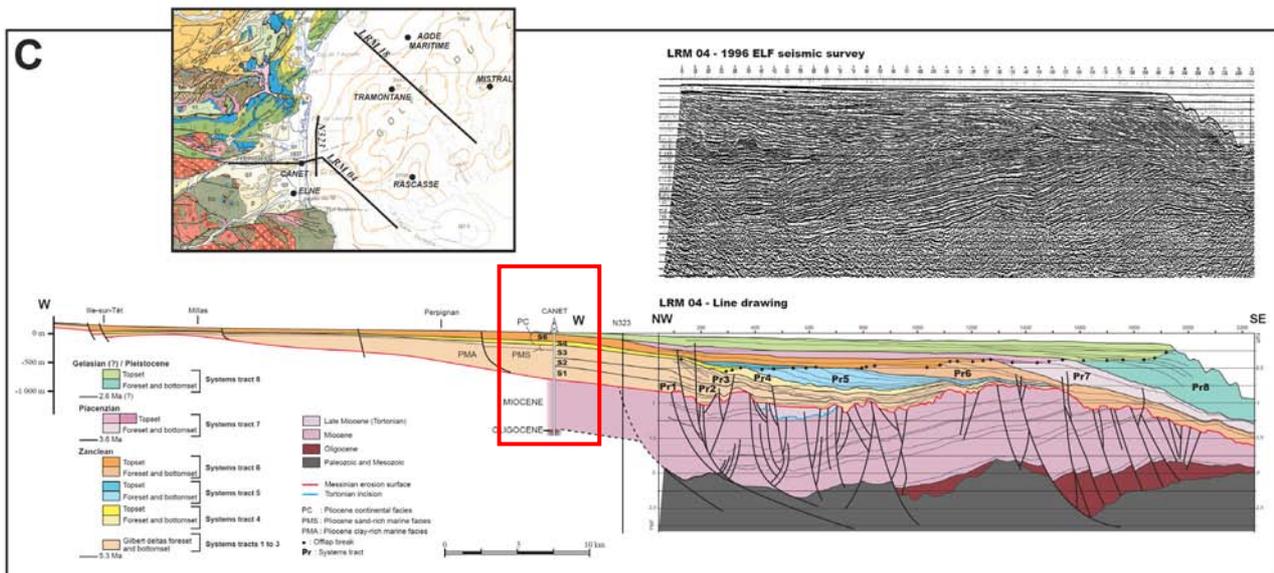


illustration 67 – Interprétation de profils sismiques profonds (LRM04) (d’après Duvail, 2010)

En outre, dans le cadre du projet ModelRoussillon (programme de recherche en cours au BRGM sur la caractérisation de la géométrie et de l’architecture des formations du Pliocène de la plaine du Roussillon pour la modélisation hydrodynamique), un modèle 3D du Roussillon a

été établi, en grande partie basé sur les travaux de Duvail (2001, illustration 69 et 2010 illustration 67). Ce modèle représente la géométrie et l'organisation relative des différents remplissages du bassin (nature, épaisseurs...) en identifiant la surface d'érosion messinienne comme référence (illustration 69).

L'illustration 68 (Duvail, 2013) présente l'architecture des diverses formations mio-pliocènes dans le bassin. On distingue en particulier (de la surface vers la profondeur) :

- les dépôts quaternaires ;
- le Pliocène continental (PC), marqué par des alternances détritiques de sables argiles et conglomérats ;
- le Pliocène marin sableux (PMS), représenté par des niveaux à dominante sableuse ;
- le Pliocène marin argileux (PMA), caractérisé par des silts et argiles marines.

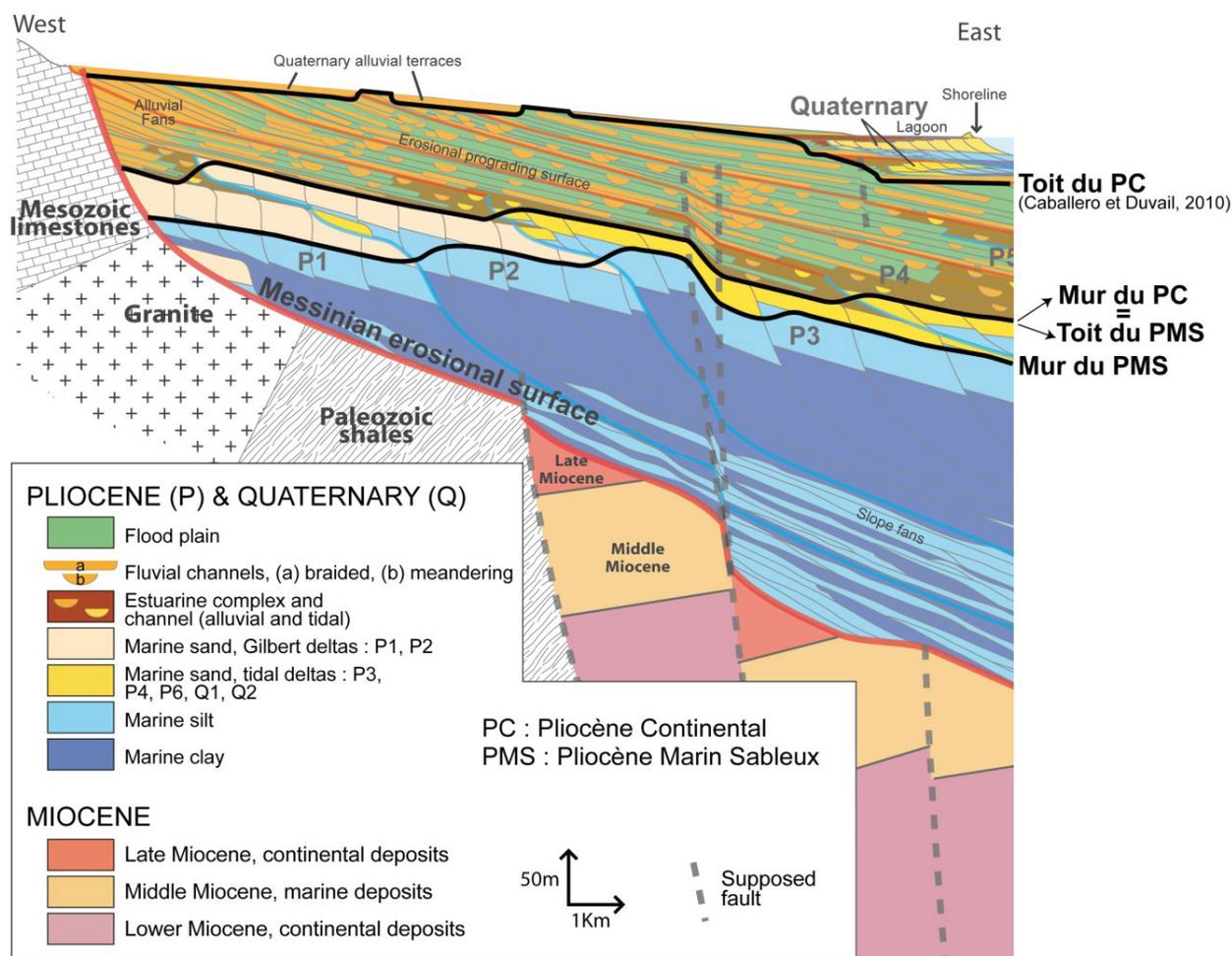


illustration 68 – Coupe schématique des formations sédimentaires de la plaine du Roussillon et de leur architecture (Duvail, 2013)

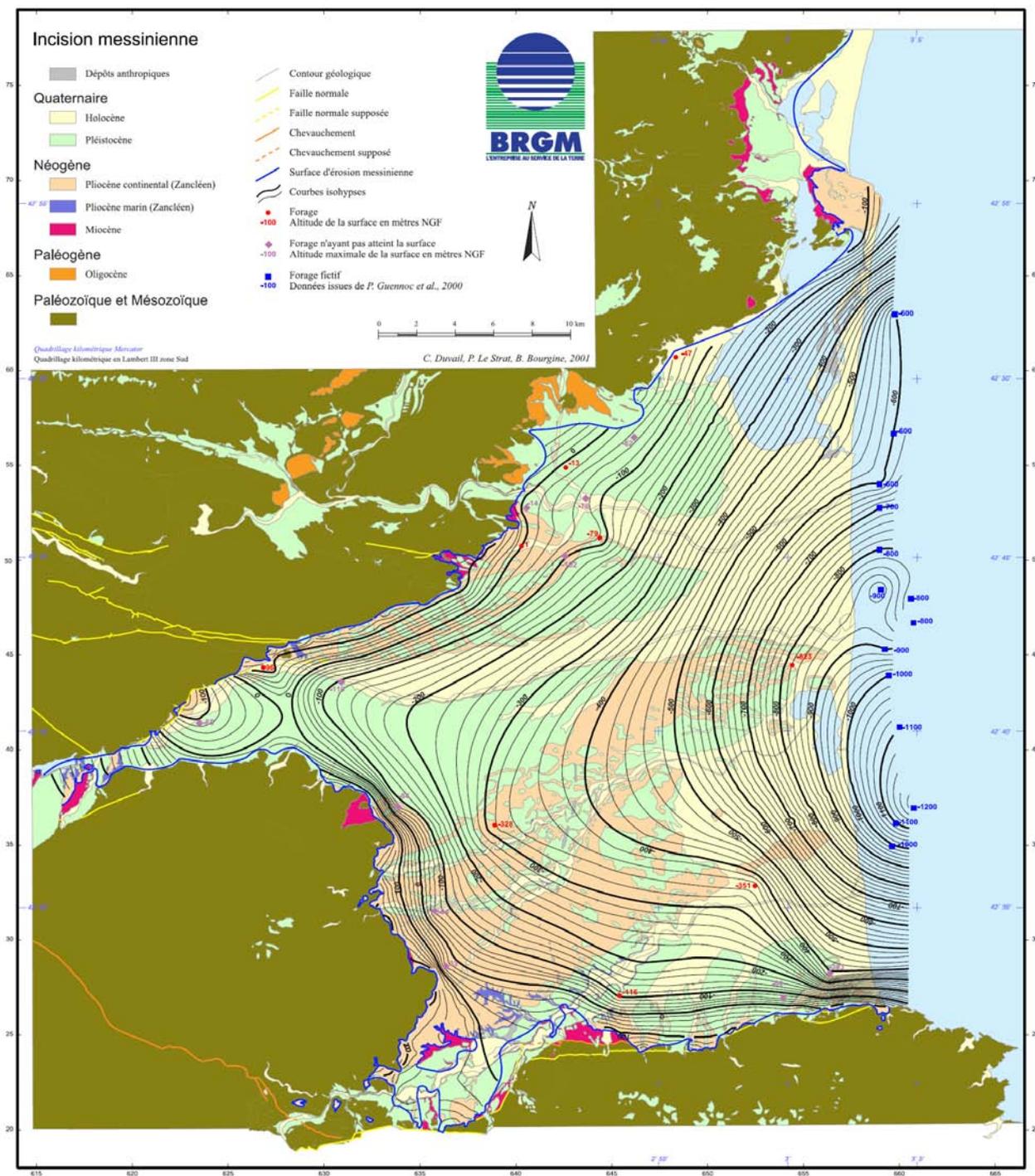


illustration 69 – Géométrie de l'incision messinienne (Duval et al., 2001)

En amont du bassin du Roussillon, le bassin de Prades (illustration 70), est caractérisé par la présence de différentes formations de remplissage détritique continental d'âge Miocène :

- sur la bordure nord du bassin, sables arkosiques de la formation de Marquixanes, d'âge Burdigalien inférieur, d'une épaisseur de 175 à 250 m ;

- dans le lit de la Llitera entre Taurinya et Prades et dans les collines entre Llonat et Finestret, éléments graveleux et matrice argileuse de la formation de Codalet, attribuée au Burdigalien inférieur (200 m) ;
- formation de la Lentilla, alternance de niveaux à galets de gneiss, granites et schistes à matrice sablo-graveleuse et niveaux de limons, d'âge Burdigalien inférieur (200 m) ;
- dans la partie occidentale du bassin, entre Prades et Escaro, alternance de sables grossiers quartzo-feldspathiques et de niveaux à gros blocs de la formation d'Escaro, attribuée au Miocène inférieur (500 à 600 m).

L'épaisseur maximale des dépôts n'est pas identifiée à plus de 100 m environ en sondage (10954X0044). Les quelques données disponibles en partie Nord du bassin révèlent des épaisseurs de l'ordre de 50 m avec un approfondissement rapide vers le Sud. Les coupes schématiques réalisées au niveau de Prades et du Col de Ternère (illustration 70 et illustration 71) illustrent ces géométries.

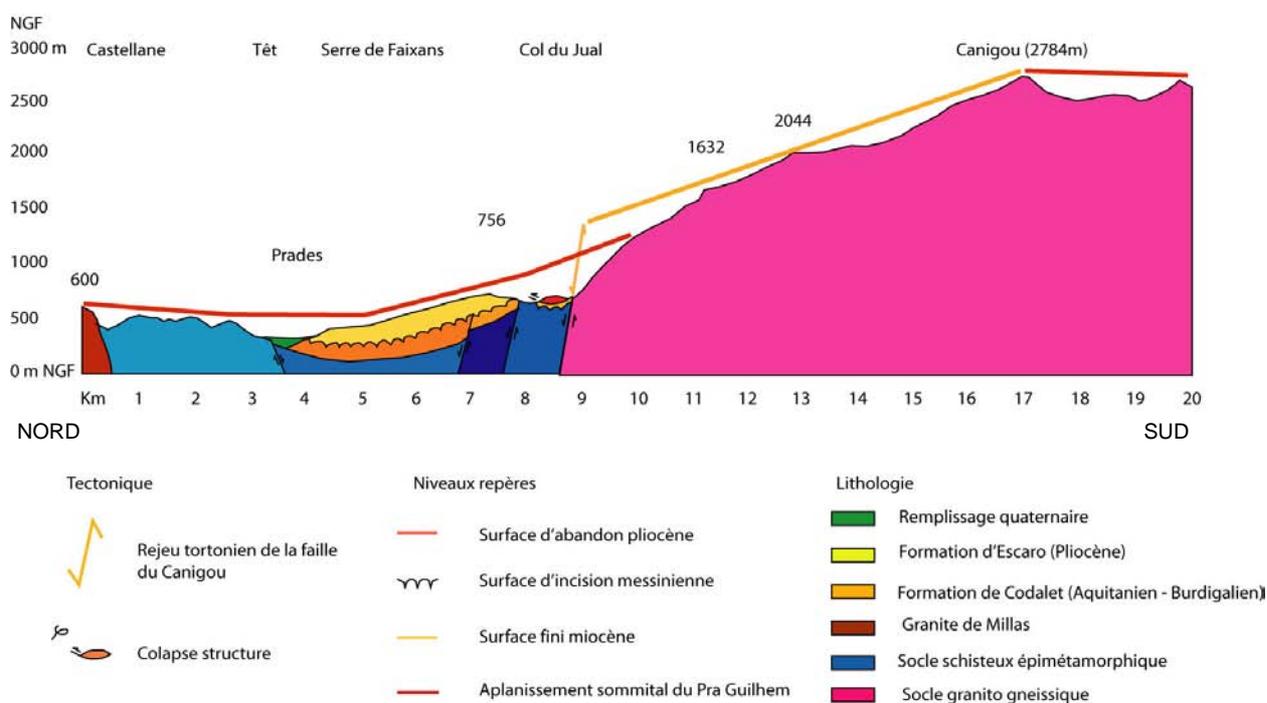


illustration 70 – Coupe géologique dans la vallée de la Têt (Clauzon G., Rubino J-L., 2001, modifiée BRGM 2007)

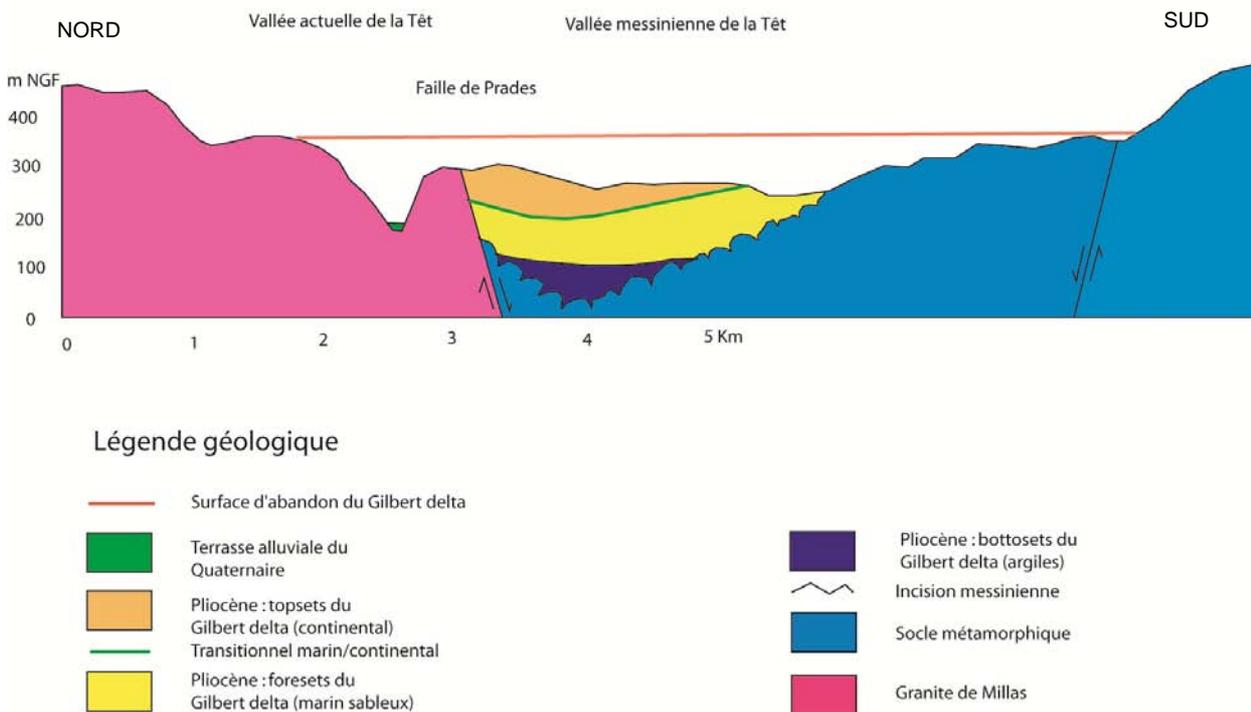


illustration 71 – Coupe géologique Col de Ternère (vallée de la Têt) (Clauzon G., Rubino J-L., 2001, modifiée BRGM 2007)

Au-delà des formations de remplissage « profond », le bassin de Prades est entaillé de terrasses alluviales étagées : haute, moyenne et basse terrasses d’alluvions anciennes. Les matériaux sont constitués de cailloutis à gros éléments peu roulés, ou d’éléments remaniés des formations amont, ou pour les plus récents, de matériaux grossiers (blocs, galets, graviers et sables remaniés au gré des crues) témoignant du régime torrentiel des cours d’eau.

Le bassin de la Cerdagne est marqué par la présence de dépôts profonds d’âge Mio-Pliocène dont l’épaisseur est évaluée à plus de 800 m en son centre. Les travaux menés dans le cadre du projet ISARD ont mis en évidence la succession de silts, argiles, grès et conglomérats (illustration 72).

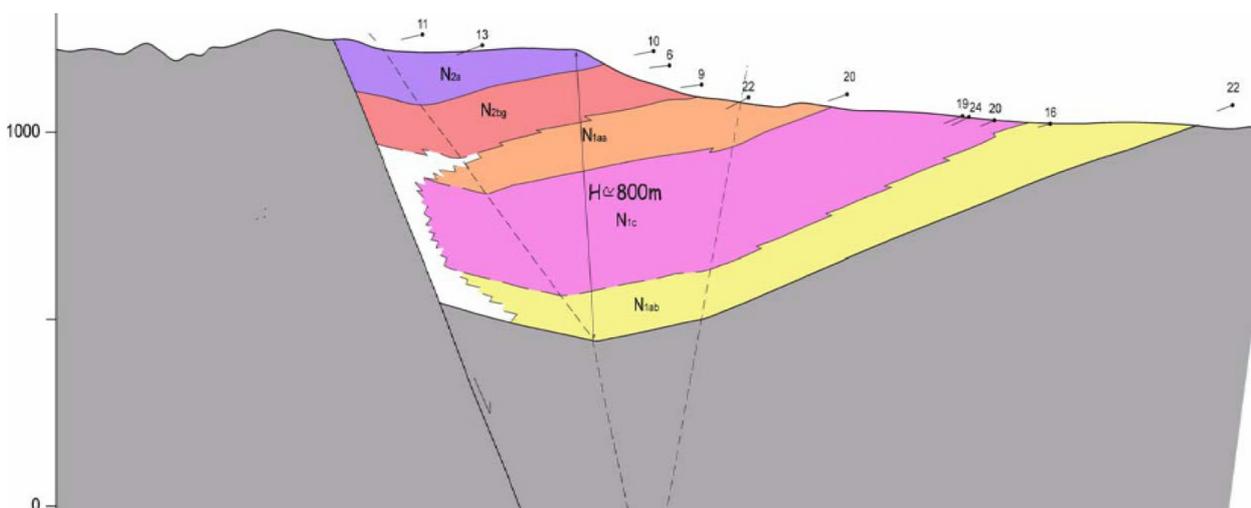


illustration 72 – Coupe en Cerdagne (profil géologique de la zone de Martinet (Macau et al., 2006)

- **Approche à partir des logs de sondages**

Le dépouillement des données de sondages fournit des indications sur les profondeurs des interfaces des horizons identifiés comme essentiels dans l'élaboration du modèle de réponse du sous-sol à savoir l'épaisseur de matériaux meubles (dépôts quaternaires « QUAT », illustration 73) et des dépôts tertiaires profonds (« SR », illustration 74).

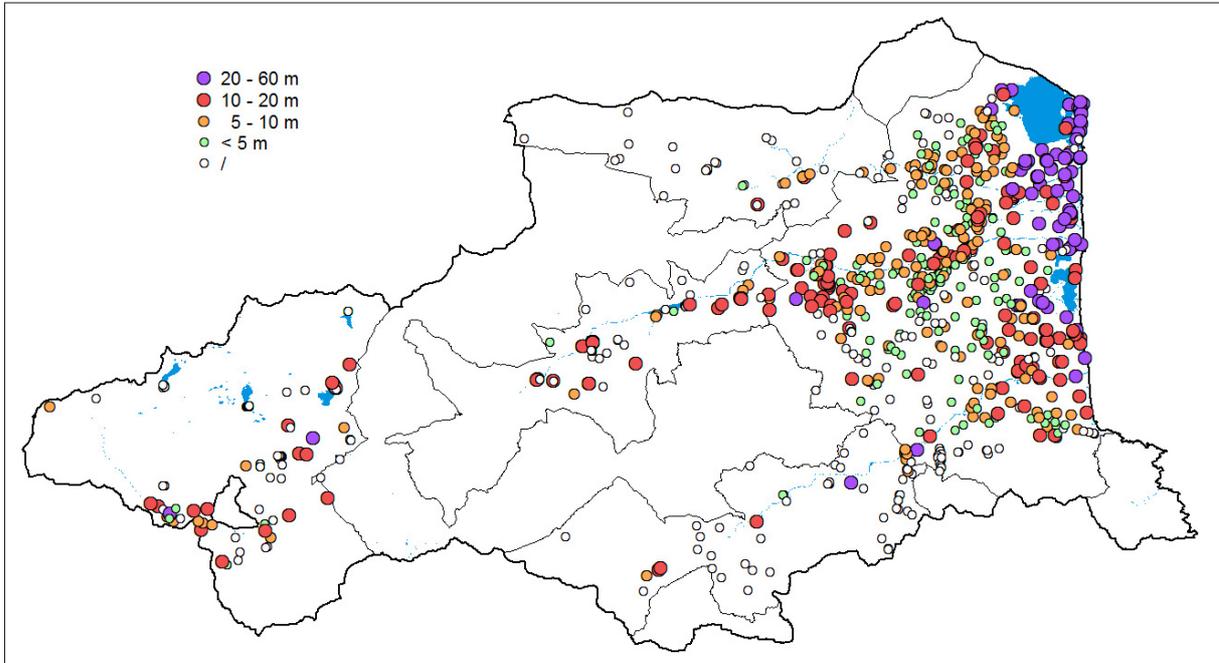


illustration 73 – Synthèse des données de sondages : épaisseurs de dépôts quaternaires (QUAT)

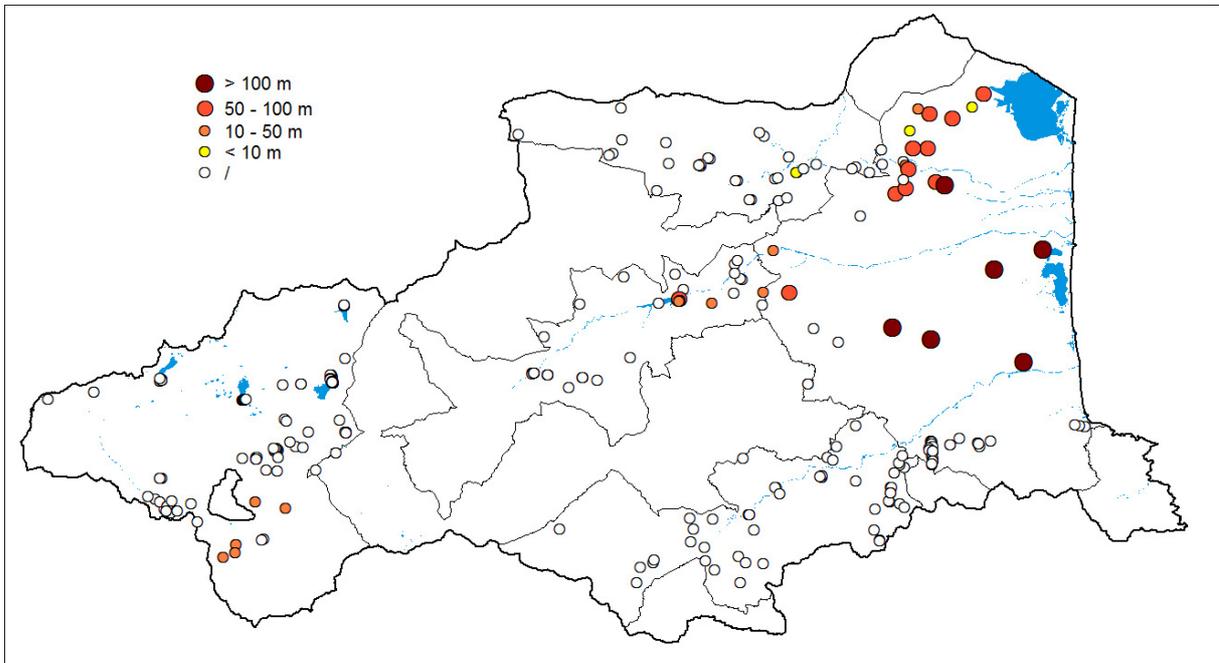


illustration 74 – Synthèse des données de sondages : épaisseurs de dépôts tertiaires (SR)

• **Approche géophysique (H/V) et modèles existants**

La valorisation des mesures H/V a été réalisée sur la plaine du Roussillon, sur le bassin de Prades et en Cerdagne, zones pour lesquelles un modèle géologique (avec information en profondeur, 3D ou non) permet le calage des mesures géophysiques ponctuelles.

Le travail consiste à définir des vitesses d’ondes S (Vs) dans chacune des couches et à ajuster l’épaisseur des couches afin d’obtenir la fréquence de résonance observée. Pour la plaine du Roussillon, ceci est réalisé à l’aide du logiciel GRILLA. Il faut bien noter que les valeurs d’épaisseur obtenues sont indicatives et présentent de fortes incertitudes liées notamment à notre mauvaise connaissance des propriétés mécaniques des couches tertiaires en profondeur dont les valeurs de vitesse Vs ont été extrapolées à partir des modèles de vitesse utilisés dans la cadre du projet ISARD pour le bassin de Cerdagne (Macau et al, 2006).

Pour le Roussillon, l’exercice a montré que c’est l’interface entre le mur du Pliocène Marin Argileux (PMA de l’illustration 68) et le substratum Miocène sous-jacent (surface d’érosion Messinienne) qui explique le mieux les fréquences de résonance observées. Cette hypothèse serait intéressante à valider par la réalisation d’un modèle de propagation 3D à travers le bassin du Roussillon qui constitue sans aucun doute un terrain exploratoire à la recherche pour une meilleure connaissance des phénomènes étudiés.

Cette approche, couplée à l’interprétation des sondages et au modèle géologique 3D du Roussillon a permis, d’estimer des épaisseurs pour les couches quaternaires (illustration 75) et tertiaires (illustration 76) de façon continue.

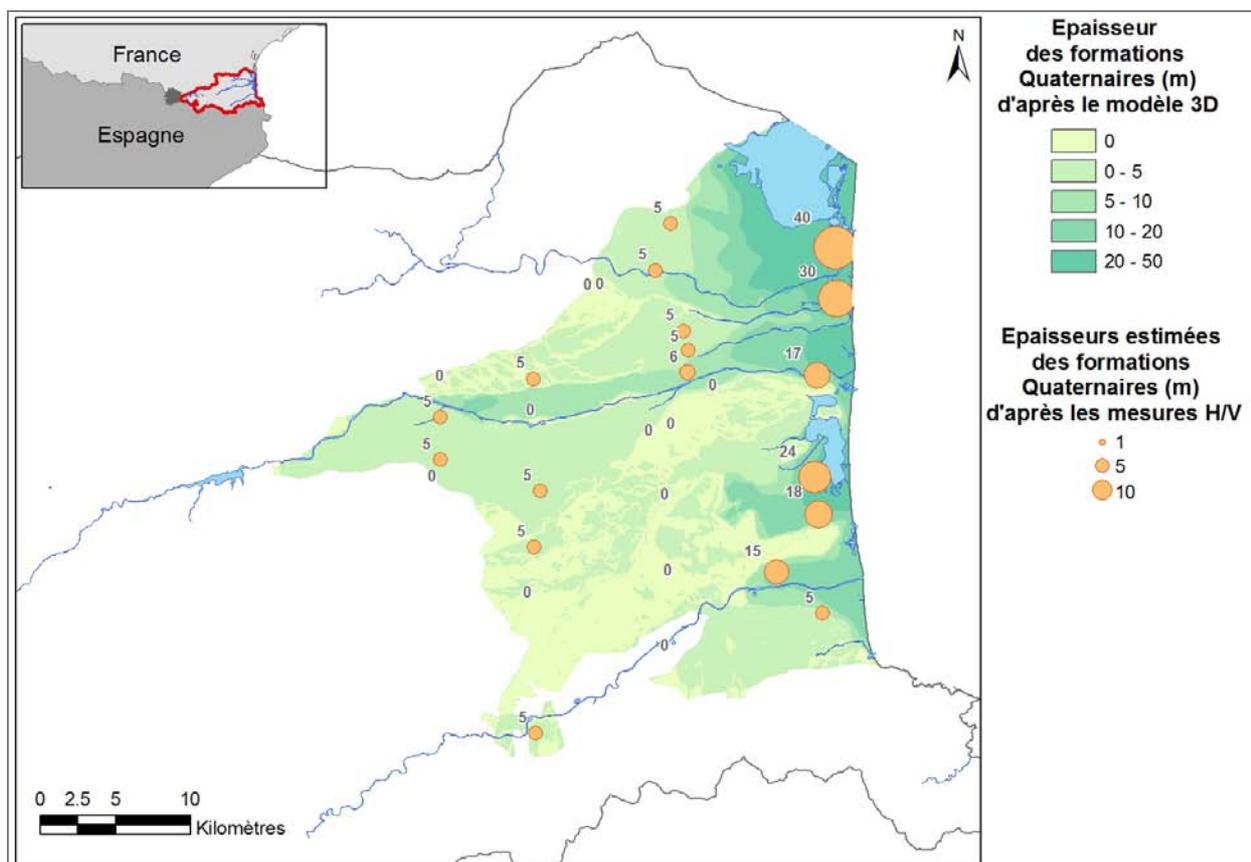


illustration 75 – Estimation des épaisseurs des couches quaternaires sur la plaine du Roussillon à partir du modèle géologique 3D et de l’analyse des mesures H/V.

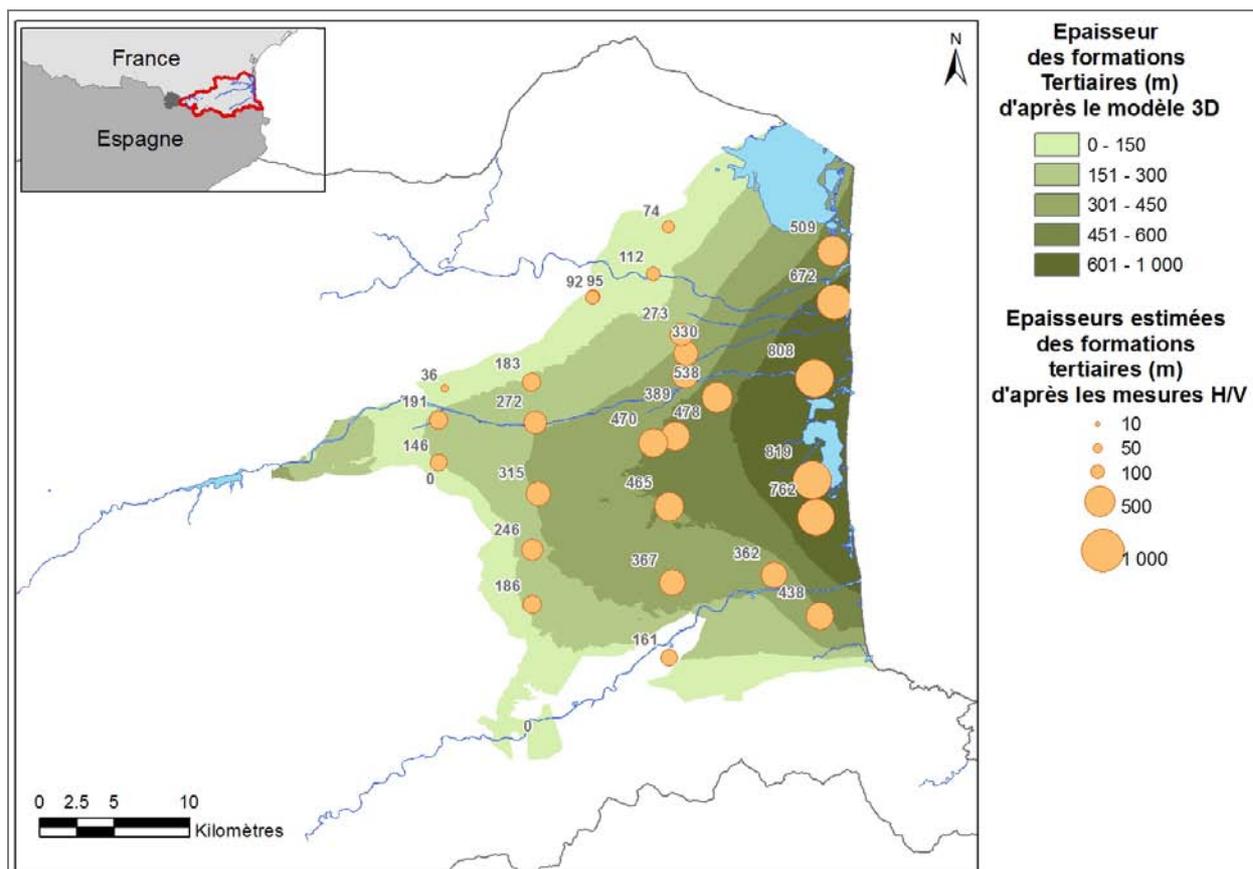


illustration 76 – Estimation des épaisseurs des couches tertiaires sur la plaine du Roussillon à partir du modèle géologique 3D et de l'analyse des mesures H/V

Pour la Cerdagne, l'interprétation des mesures H/V fournit des indications sur la géométrie du bassin (source ISARD, Macau et al. 2006). Côté français, la cuvette montre une réponse principale pour des fréquences de l'ordre de 0,3 Hz correspondant à des profondeurs de l'ordre de 500 m au centre du bassin ($V_s \approx 600$ m/s), illustration 77.

Pour le bassin de Prades, une unique mesure indique une réponse de la cuvette pour une fréquence de 0,5 Hz correspondant à des profondeurs de l'ordre de 300 m ($V_s \approx 600$ m/s). Un deuxième pic, moins marqué, à 6 Hz pourrait correspondre à une réponse des horizons plus superficiels (8-10 m de matériau décomprimé de surface type colluvions $V_s \approx 250$ m/s).

En dehors de ces bassins profonds, l'estimation des épaisseurs de recouvrement quaternaire s'est faite strictement à partir des logs géologiques ou des profils SASW quand l'information était disponible. Sinon, en l'absence de données quantifiées permettant l'estimation locale des épaisseurs, une autre approche a été développée à partir des emprises locales des faciès géologiques et de la morphologie.

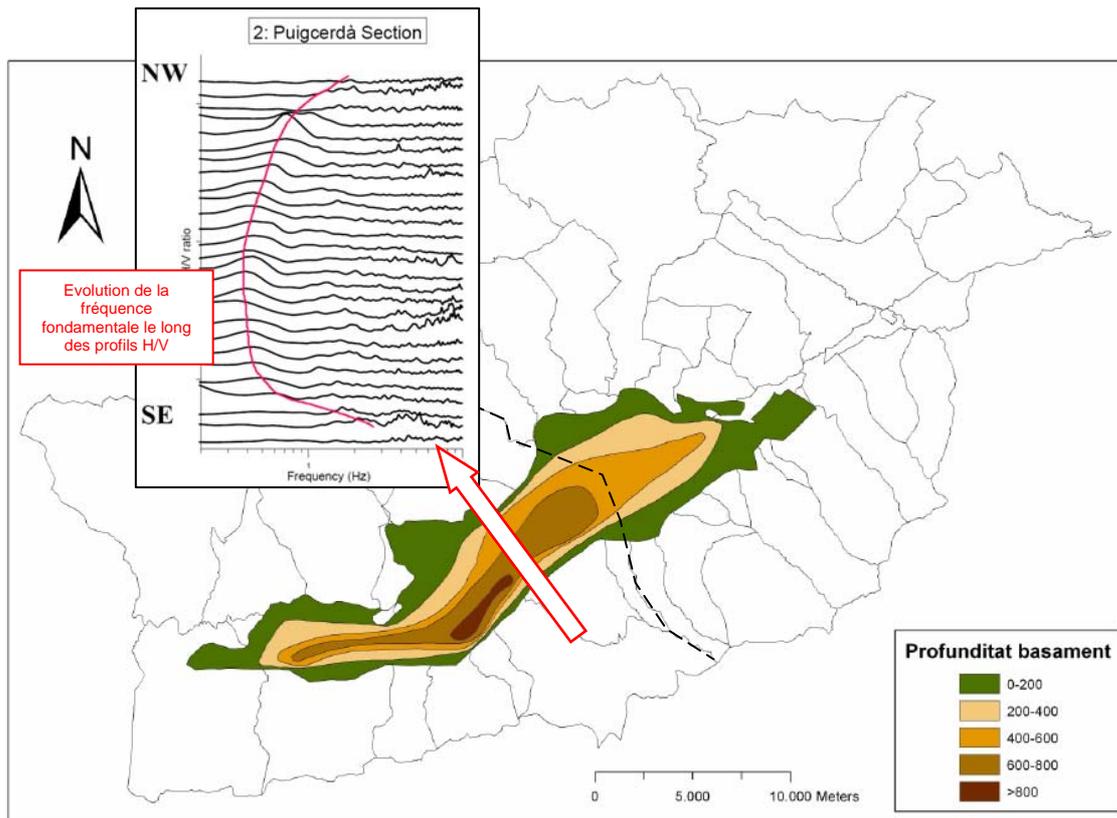


illustration 77 – Estimation des épaisseurs des couches tertiaires en Cerdagne à partir du modèle géologique et de l’analyse des mesures H/V (Macau et al. 2006)

Affectation des valeurs de Vs

L’affectation des valeurs de Vs aux différents horizons décrits et le calcul des Vs30 en référence aux règles EC8 sont réalisées selon les mêmes approches que précédemment décrites. Le paramètre Vs30 est une vitesse équivalente calculée sur les 30 premiers mètres constitutifs de la colonne de sol et est établie à partir des vitesses des différents horizons rencontrés (illustration 78).

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_i \frac{h_i}{v_i}}$$

v_1	h_1
...	...
v_i	h_i
...	...
v_n	h_n

illustration 78 – Calcul de Vs30 (avec $\sum h_i = 30 \text{ m}$)

- **Approche géophysique (SASW et H/V)**

La méthode d’analyse spectrale des ondes de surface (SASW) permet d’obtenir une mesure indirecte du paramètre physique Vs, vitesse des ondes S, à différentes profondeurs (illustration 66). Le calcul de Vs30 s’obtient ensuite directement pour tous les profils SASW disponibles par application de la formule de calcul de l’illustration 78.

L’illustration 79 présente la répartition des Vs30 obtenues en Cerdagne (sur 38 profils) en fonction de la typologie du sol rencontré en surface (illustration 64).

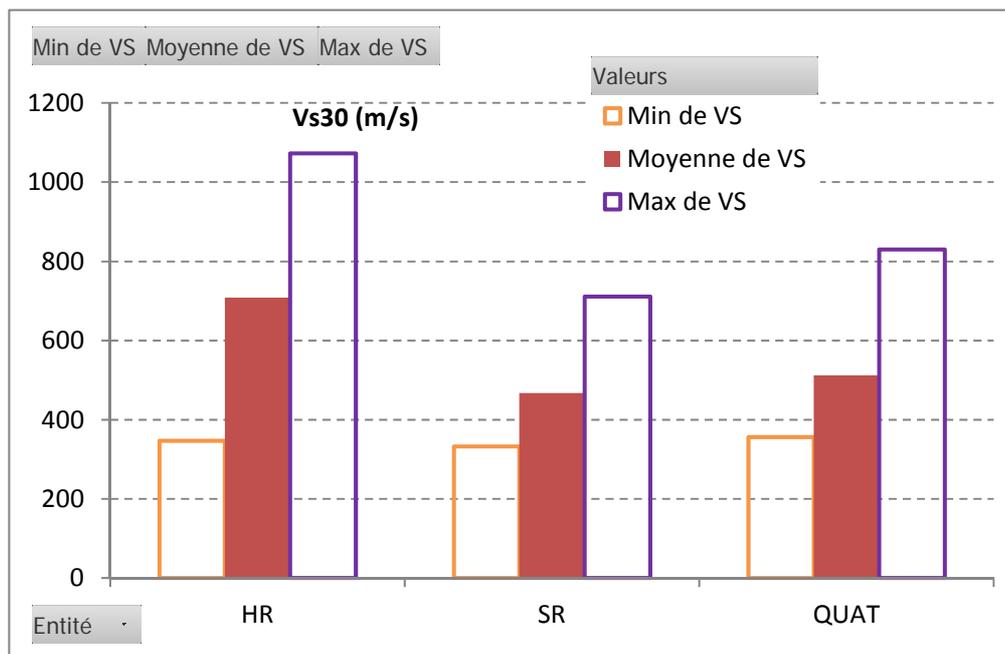


illustration 79 – Vs30 « mesurées » en Cerdagne (38 profils SASW)
 QUAT : dépôts quaternaires / SR : dépôts tertiaires / BR : bed-rock

La valorisation des mesures de bruit de fond H/V, calées sur les sondages géologiques mettent en évidence des Vs de l'ordre de 400 m/s à 700 m/s dans le bassin du Roussillon (illustration 58 et illustration 76), avec une augmentation présumée de Vs avec la profondeur. Les quelques mesures disponibles sont représentatives des premiers mètres de sol. Une estimation de l'augmentation graduelle des vitesses en profondeur est approchée par la formule empirique de Hamilton (1971), avec $V_s = 128 D^{-0,28}$ (illustration 80) sur la Cerdagne.

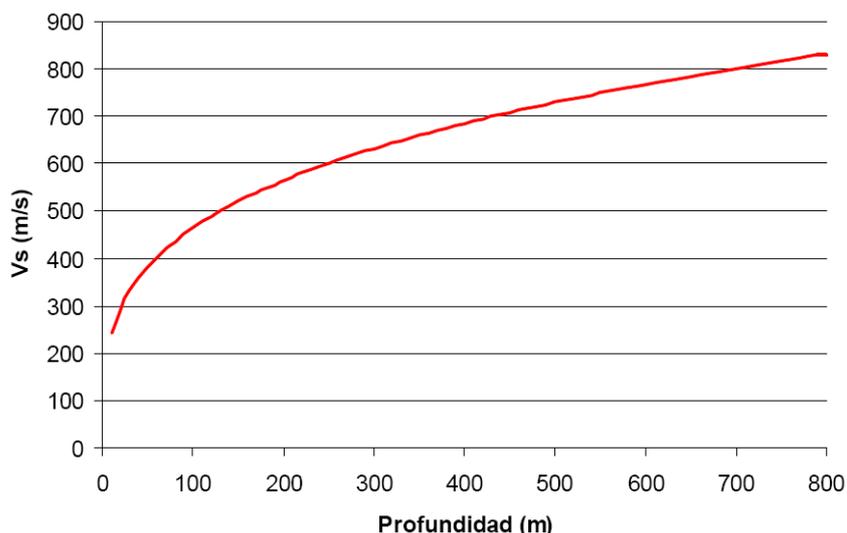


illustration 80 – Augmentation de Vs en fonction de la profondeur pour des dépôts profonds appliquée au cas de la Cerdagne

- **Approche à partir des logs de sondages**

Sur l'ensemble des sondages, 104 sont réalisés à dessein « géotechnique » avec fourniture de coupes détaillées et de caractéristiques géotechniques (Cu : cohésion non drainée, valeurs

pressiométrique : PI et E_M module pressiométrique ou plus rarement essai SPT ou de pénétration statique : qc). Ces 104 sondages ont été dépouillés de façon à établir dans la mesure du possible des corrélations de Vs sur chaque horizon et de Vs30 sur les 30 premiers mètres de recouvrement.

L'analyse est menée en comparaison des descriptifs de sondages (lithologie) et à partir des données quantifiées de chaque horizon déterminé (pression limite notamment sur 61 des sondages). Le principe développé est le suivant (exemple sur le log de l'illustration 59 présenté en illustration 81) :

- calcul de paramètres géo-mécaniques moyens par horizons ;
- double classification selon PS92 et/ou EC8 en fonction des essais ;
- définition des valeurs de Vs par horizon selon les fourchettes de classe en fonction des plages de valeurs des paramètres géomécaniques ;
- calcul d'une Vs30 à partir des Vs élémentaires et de la colonne de sol.

	Sable vaseux Granulaire	Sable grossier Granulaire	Sable vaseux Granulaire	Argile jaune Cohérent	Argile jaune (hyp.) Cohérent
Prof.	0.0 m	4.3 m	8.5 m	16.0 m	20.0 m
	4.3 m	8.5 m	16.0 m	20.0 m	30.0 m
Cumoy.	30 kPa	73 kPa	28 kPa	50 kPa	-
EC8	D	C-D	D	D	-
SPT	10	21	8	16	-
PS92	b	b	c	-	
EC8	D	C	D	D-C	
PI	0.3 MPa	1.6 MPa	0.7 MPa	1.0 MPa	1.0 MPa
PS92	c	b	b	b	b
Em	2.0 MPa	11.4 MPa	3.7 MPa	6.6 MPa	10.0 MPa
PS92	c	b	c	b	c
PROPOSITION	D	C	D	C	C
	< 180 m/s	180-360 m/s	< 180 m/s	180-360 m/s	180-360 m/s
	150 m/s	250 m/s	150 m/s	200 m/s	360 m/s
Vs30	209 m/s				
Classe EC8	C				

illustration 81 – Exemple de classification EC8 à partir de corrélations sur plusieurs paramètres géotechniques (log de l'illustration 59)

La synthèse des résultats des sondages est présentée sur l'illustration 82. Des incertitudes demeurent sur nombre de sondages. En dehors des zones de bassins tertiaires profonds, l'analyse des données révèle :

- quelle que soit la lithologie des dépôts quaternaires, et très majoritairement pour les niveaux d'alluvions anciennes, éboulis et dépôts glaciaires, la forte proportion (de l'ordre de 75%, illustration 83) de dépôts relativement consistants (classe B correspondant à des vitesses Vs > 360 m/s établies à partir de corrélations avec les sondages pressiométriques : PI > 1,8 MPa) ;
- les dépôts potentiellement moins rapides sont (illustration 83) :
 - o les alluvions récentes (partiellement consolidées) ;
 - o les dépôts de pentes (à dominante argileuse, localement soliflués) et colluvions diverses ;

- les parties amont des bassins versants sont localement marquées par des recouvrements quaternaires de relativement faible épaisseur (< 20 m).

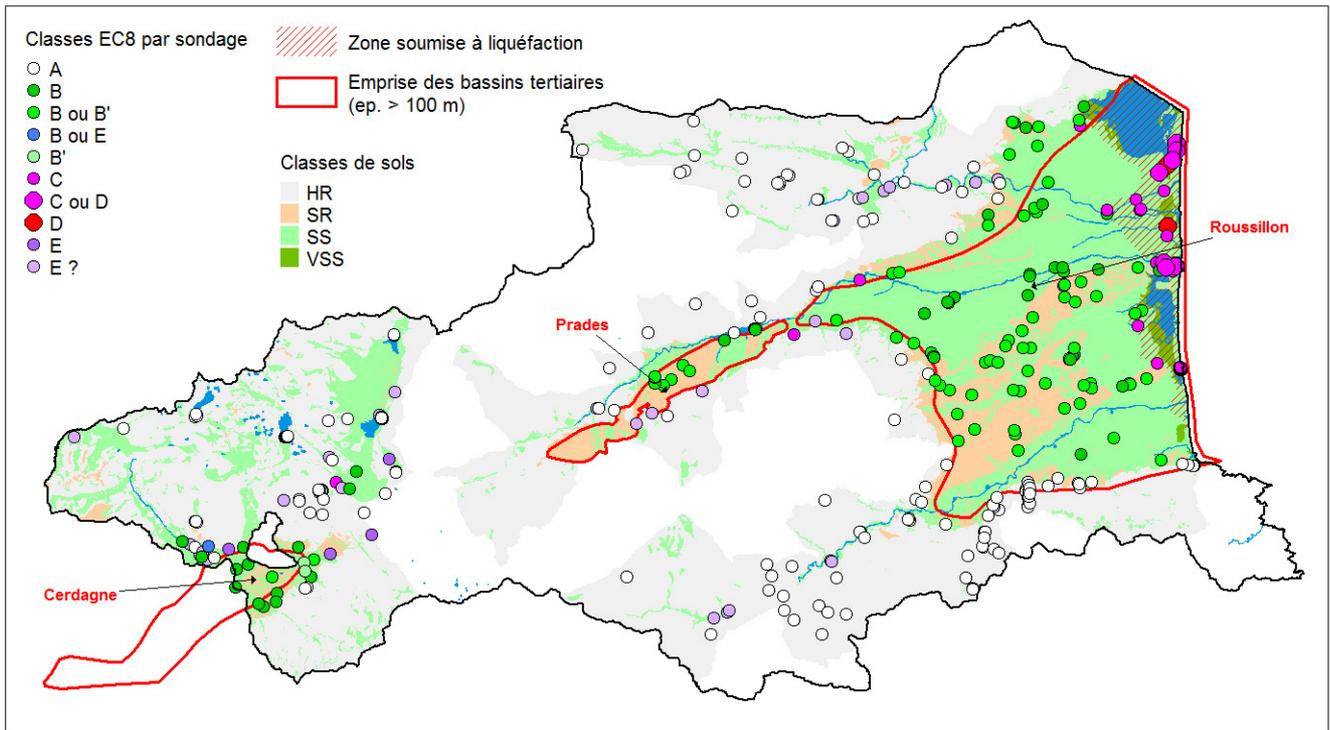


illustration 82 – Estimation des classes de sol EC8 au droit de sites disposant de données géologiques, géotechniques et/ou géophysiques

L'illustration 83 présente le niveau moyen de « compétence » des dépôts quaternaires selon leur nature à partir de l'évaluation des Vs, et l'équivalence de classe EC8 associée indépendamment de l'épaisseur du dépôt ($V_s > 360$ m/s = classe B, $V_s < 360$ m/s classe C).

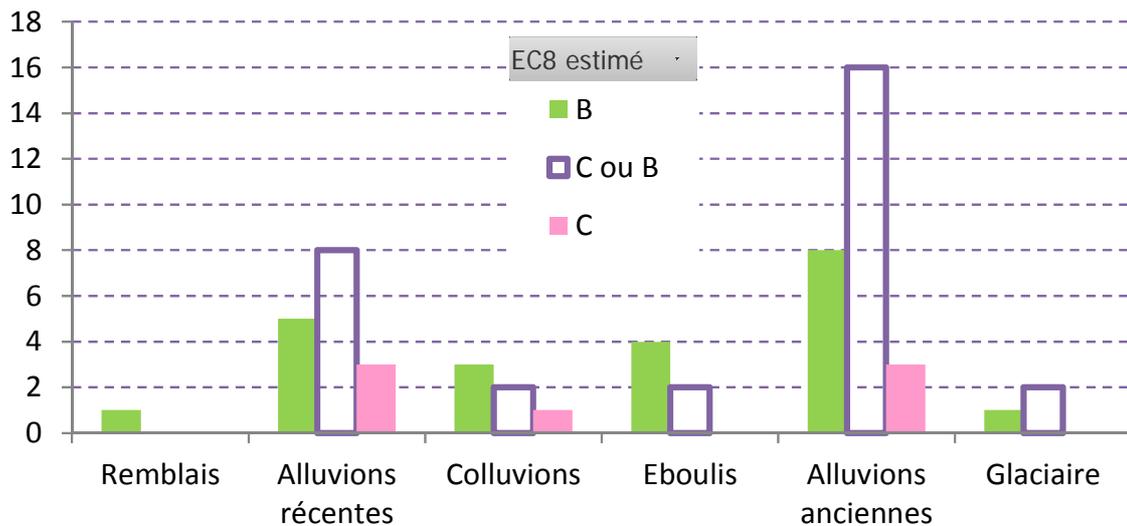


illustration 83 – Distribution des classes EC8 des sols quaternaires selon les lithologies à partir des données de sondage

6.4.3. Classification des différentes zones selon les EC8

Sur la base des analyses développées à l'échelle départementale et de l'établissement des colonnes de sols type par secteur, l'étape suivante a consisté à extrapoler les classes de sol EC8 à l'ensemble de la zone d'étude en suivant les règles suivantes :

- Hard Rock (HR) : formations rocheuses de bonnes caractéristiques mécaniques. Ces formations ne présentent pas d'effets de site lithologiques, classe A ;
- Soft Rock (SR) ou « rocher tendre » : remplissage détritique tertiaire des bassins du Roussillon, de la Têt (Prades) et de la Cerdagne. Ces ensembles globalement très épais sont des silts, sables et argiles qui présentent a priori une augmentation progressive de leur caractéristiques en profondeur. Ces zones sont classées en B' (classe B introduite vis-à-vis de l'EC8, illustration 54) ;
- Soft Soil (SS) : formations quaternaires de caractéristiques mécaniques faibles à moyennes (alluvions, colluvions et moraines) dont la classe est liée à l'épaisseur et à la nature des dépôts :
 - o pour des épaisseurs < 5 m, la classe EC8 est celle de l'encaissant (A, B ou B'). Dans cette classe sont inclus par hypothèse les placages locaux de matériaux meubles de très faible emprise (< 0,05 km² = 5 ha) de type « éboulis » ou « colluvions ». Les matériaux alluvionnaires non isolés (superposés à d'autres niveaux de dépôts quaternaires) de faible surface sont identifiés séparément et associés dans la détermination de classe EC8 aux faciès alluviaux encaissants (cas d'alluvions récentes de faible emprise reposant sur des terrasses anciennes par exemple) ;
 - o pour des épaisseurs comprises entre 5 et 20 m, les lithologies représentées montrent majoritairement des dépôts plutôt consistants ($V_s > 360$ m/s) sans exclusion des niveaux plus lents en surface notamment. A l'échelle de travail, de niveau départemental, il n'est pas possible de renseigner l'ensemble des zones de façon catégorique. Par conséquent et de manière conservatrice, il est proposé :
 - l'adoption de la classe E systématique dans les zones non-reconnues par sondages hors bassins tertiaires ;
 - le maintien de la classe B dans les zones reconnues par sondage, par mesure géophysique ou décrite comme consistante (éboulis rocheux, glaciers rocheux,) ;
 - o pour des épaisseurs supérieures à 20 m (présentes sur le bassin du Roussillon de façon quasi exclusive), la réponse du bassin s'impose en dehors de la frange littorale (cf. VSS) et la classe affectée est B'.
- Very Soft Soil (VSS) : dépôts vaseux des bords de mer et des formations de colmatage saumâtre des étangs littoraux, des dépôts lagunaires, vases, limons argilo-sableux des étangs salés et sables vaseux identifiés :
 - o aucune zone n'est identifiée en site de classe S1 car les V_s mesurées ou estimées sont systématiquement supérieures à 100 m/s. Les zones potentiellement soumises à liquéfaction des sols (S2) sont décrites par ailleurs (chap. 0).
 - o délimitation en zone littorale de classes C et D. L'analyse des sondages ne met pas en évidence de zones systématiquement identifiées de classe D ($V_{s30} < 180$ m/s). Cependant, des niveaux présents en surface autour des zones de colmatage des étangs mettent en évidence des vitesses faibles, de l'ordre de 150 m/s et ce jusqu'à environ 20 m de profondeur. Par ailleurs, il est avéré (chap. 0) que certaines zones du littoral sont potentiellement soumises au phénomène de liquéfaction. Enfin, les mesures géophysiques ont révélé la présence de réflecteurs potentiels de fréquence voisine de

2 Hz, qui pourrait correspondre à ces recouvrements vasards ($V_s \approx 160$ m/s) ou aux dépôts quaternaires ($V_s \approx 320$ m/s, ep. 40 m). Ces constats ont incité à retenir la classe C sur l'emprise des sondages identifiés extrapolée selon le contexte géologique.

Le résultat est présenté sur l'illustration 84 et sous SIG en annexe.

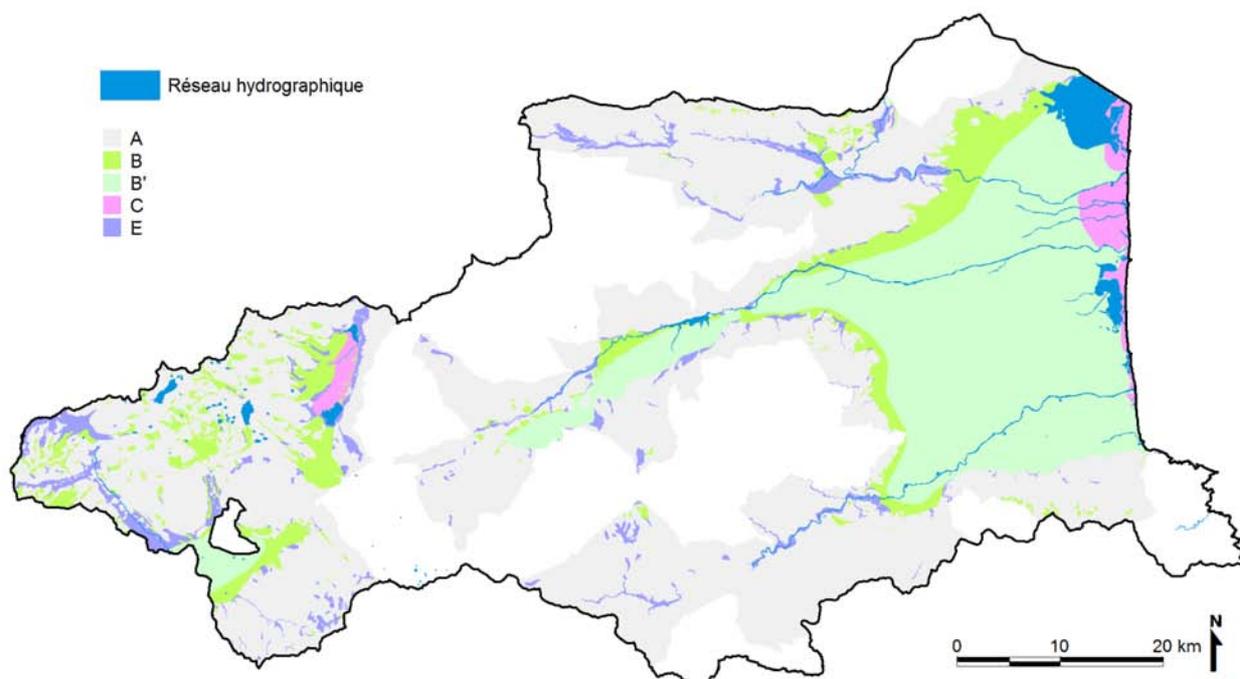


illustration 84 – Zonage macrosismique du département des Pyrénées-Orientales en classes de sol EC8 modifiées (ajout d'une classe B')

Il est à noter que, dans cette étude, il n'a pas été tenu compte des effets 2D ou 3D potentiellement induits par la structure géologique profonde des bassins tertiaires comme c'est par exemple le cas dans les vallées alpines profondes comme celle de Grenoble (Lebrun, 1997, Cornou et al., 2003). Ces effets sont généralement localisés (en bordure de bassin notamment) et ne sont pas intégrables simplement dans le cadre du programme, leur traitement à l'échelle locale nécessitant des modélisations poussées de la réponse du sous-sol (type 3D).

6.5. PRISE EN COMPTE DES EFFETS DE SITE DANS L'AMENAGEMENT

Les constructions de la catégorie dite « à risque normal » doivent résister à une accélération horizontale définie par un spectre de réponse en accélération forfaitaire (défini au niveau national par l'arrêté d'application du 22 octobre 2010) ou spécifique (si la commune concernée est visée par un PPR sismique). Dans le cas forfaitaire, le spectre de réponse est défini en fonction de (illustration 85):

- la zone de sismicité (3 ou 4 dans le département) ;
- de la catégorie d'importance du bâtiment (I à IV) ;
- du type de sol (défini par la classification spécifique du département présentée sur l'illustration 84) sur lequel est construit le bâtiment.

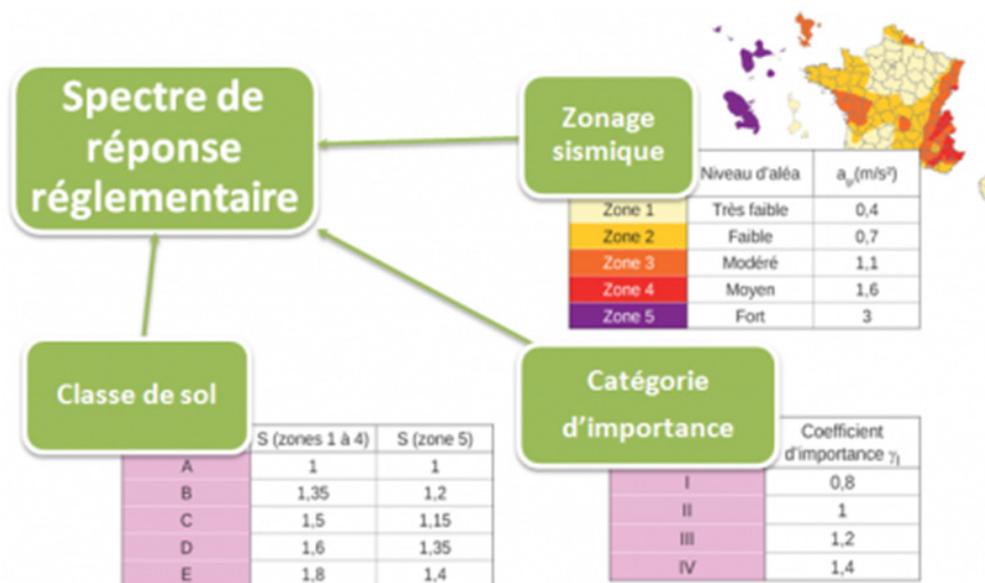


illustration 85 – Détermination du spectre de réponse réglementaire

La zone de sismicité et la catégorie d'importance du bâtiment (cf. § 9.2) permettent de définir l'accélération maximale de référence (notée a_g cf. § 5.2.2) au niveau d'un sol rocheux à prendre en compte pour la définition de ce spectre. Ces valeurs d'accélération maximale de référence sont indiquées dans l'illustration 86 :

Zones	Catégorie d'importance I	Catégorie d'importance II	Catégorie d'importance III	Catégorie d'importance IV
3	-	1,1m/s ²	1,32 m/s ²	1,54 m/s ²
4	-	1,6 m/s ²	1,92 m/s ²	2,24 m/s ²

illustration 86 – Accélération nominale selon les zones et la catégorie d'importance du bâtiment

Finalement, la prise en compte des effets de site géologiques pour les projets de construction se fait au travers de l'adoption de spectres spécifiques de réponse du sol, pré-définis par la réglementation des EC8 et adaptés au contexte national, donc en fonction des zones de sismicité. Ces spectres sont définis pour chaque zone sur l'illustration 87.

Ceci étant posé, l'application des différents spectres réglementaires aux constructions nouvelles pourra être réalisée sur la base du macrozonage proposé selon les 5 classes A, B, B', C et E.

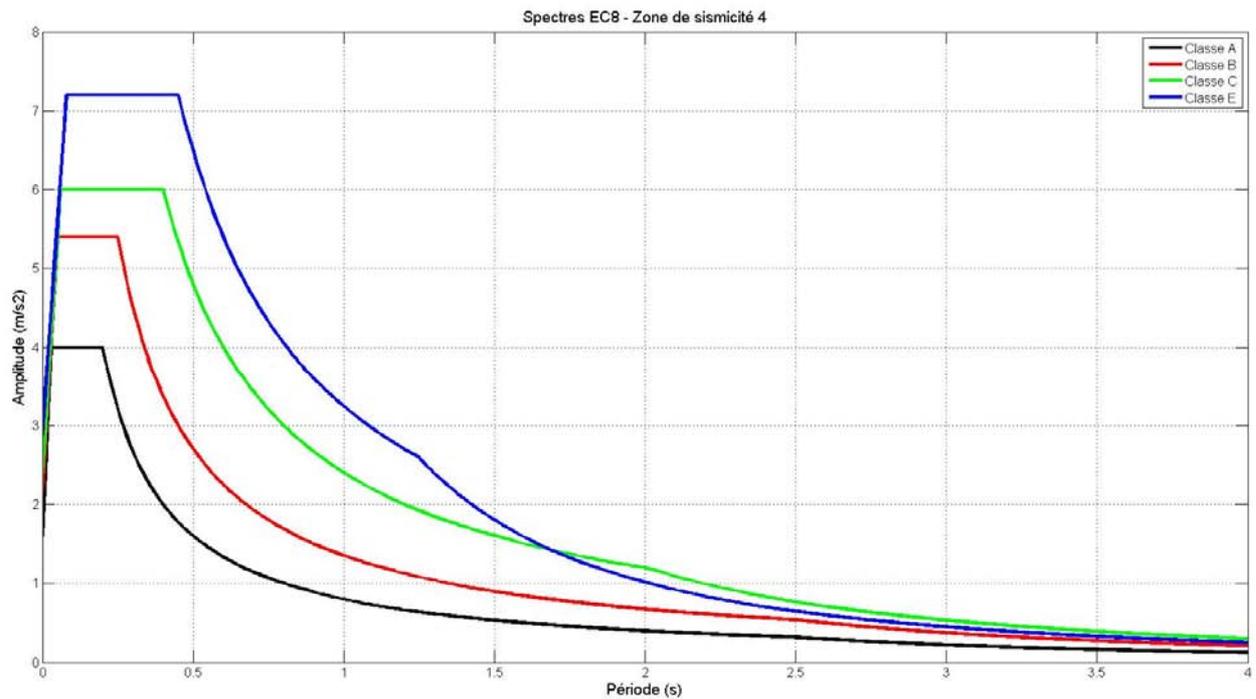
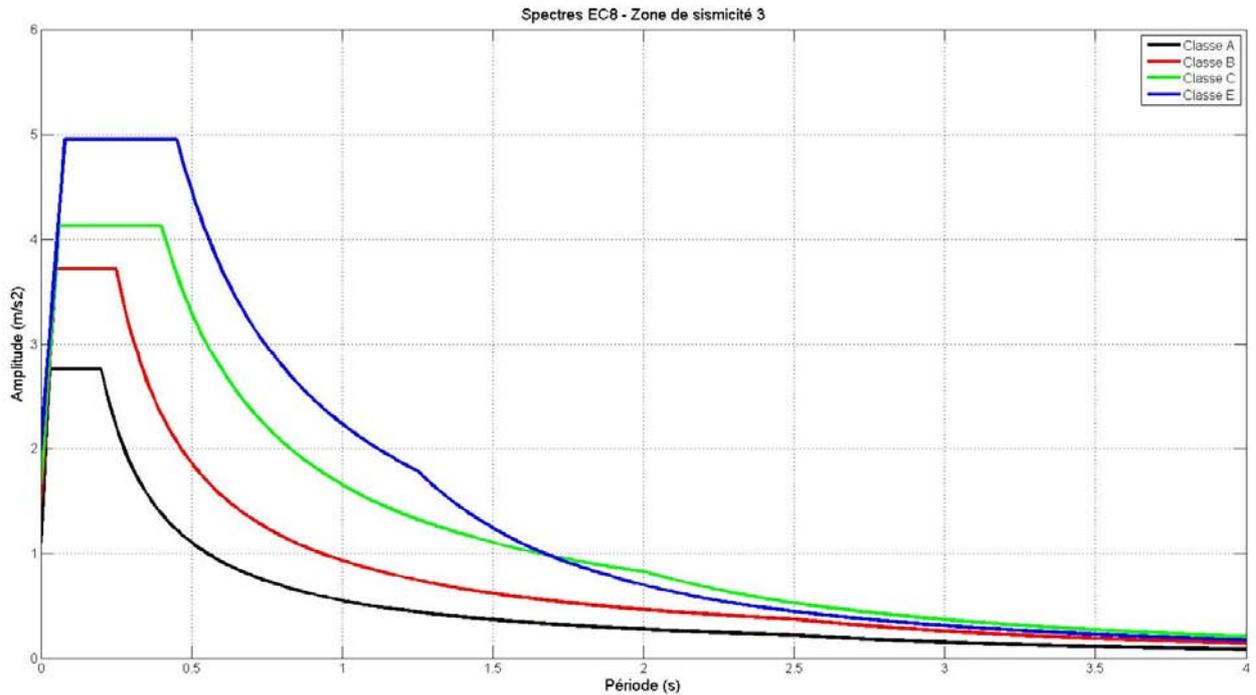


illustration 87 – Spectre de réponse EC8 (zones de sismicité 3 et 4) en fonction des classes de sol

Pour la classe B' introduite pour les bassins tertiaires profonds, c'est la réponse du bassin qui prime sur celle des dépôts superficiels en dehors de la zone côtière où la réponse est plus complexe. Dans cette zone B', l'adoption du spectre réglementaire sera celui de la classe B pour les bâtiments d'importance II (Maisons individuelles et petits collectifs).

Au-delà de cet aspect, puisqu'en première approximation, la fréquence propre des bâtiments est inversement proportionnelle au nombre de niveaux ($f \approx 10/N$), une attention particulière doit être portée :

- aux réseaux et ponts sensibles aux déplacements, donc aux longues périodes (basses fréquences) des spectres, que favorise la réponse d'un bassin profond ;
- aux bâtiments dont la fréquence propre serait de 0,2 Hz correspondant à $T=5$ s (50 étages non présents dans le département) et par exemple de 0,4 Hz mesurée sur Perpignan (bâtiments de 25 étages). De même, une attention devra être portée dans cette zone aux bâtiments souples (acier) de grande hauteur existants ou projetés.

En zone B de bord de bassin (limitrophe B'), la prise en compte de l'effet 3D pour les bâtiments de catégorie d'importance III et IV au moins, semble nécessaire. C'est en effet dans ces zones que les modifications du signal sismique (en amplitude et en fréquence) sont les plus complexes et potentiellement les plus impactantes.

Pour la zone côtière, le classement retenu est de type C de façon forfaitaire, bien que très localement la présence de zone D ne soit pas totalement exclue. En effet, la réponse du sol montre deux pics de fréquence correspondant respectivement au bassin profond (0,2 Hz) et à des horizons de surface (2 Hz). Le pic à 2 Hz pourrait affecter les maisons individuelles contrairement aux résonances basses fréquences du bassin (0,2 Hz).

7. Effets de site topographiques

7.1. DEFINITION

On a constaté que, tous facteurs étant apparemment égaux par ailleurs, certaines configurations topographiques pouvaient entraîner des amplifications notoires d'un signal sismique, entraînant une augmentation locale de l'intensité du tremblement de terre. Il s'agit de zones de rupture de pente, de crête, de bordure de plateau, de sommet (illustration 88) :

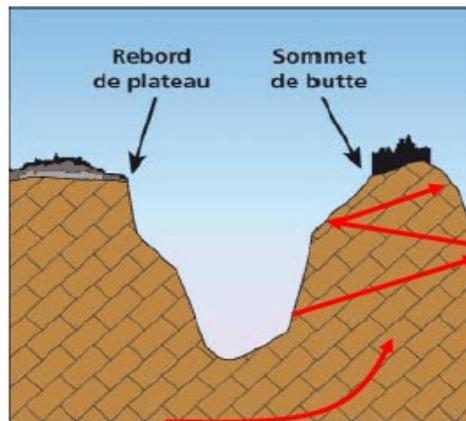


illustration 88 – Modification du signal sismique par la topographie

Il n'existe pas, à notre connaissance, de méthode validée ou de modèle opérationnel permettant une évaluation des amplifications du signal sismique liées à la topographie. Toutefois, les règles parasismiques PS92 (et également les EC8) tiennent compte de ces effets par l'application d'un coefficient multiplicateur d'amplification pour les ouvrages se trouvant dans les situations topographiques listées précédemment.

Ce coefficient τ (PS92) varie entre 1 (pas d'augmentation des accélérations des spectres de dimensionnement) et 1,4 (majoration de 40 % des accélérations). Il est obtenu à l'aide de formules empiriques basées sur l'analyse de profils topographiques bidimensionnels. Bien que la prise en compte des effets topographiques soit similaire dans les règles parasismiques PS92 et dans les EC8, le calcul du coefficient τ est décrit de façon plus explicite dans les règles PS92 alors qu'il se base sur des critères partiellement qualitatifs dans les EC8 (cf. § 7.4). Nous nous sommes donc appuyés, dans ce chapitre, sur les règles PS92 (AFNOR, 1995).

7.2. REGLEMENTATION ET DOCUMENTS DE REFERENCE

Le principe du calcul du coefficient τ est le suivant (d'après les règles PS92). Si l'on considère une arête B délimitant un versant aval de pente l (tangente de l'angle de pente) et un versant amont de pente i (illustration 89), et si :

- $H \geq 10$ m (H étant la hauteur de l'arête au-dessus de la base du relief) ;
- $i \leq l/3$;

alors le coefficient τ prend la valeur :

- $\tau = 1$ pour $l-i \leq 0,40$;
- $\tau = 1+0,8 (l-i-0,4)$ pour $0,40 \leq l-i \leq 0,90$;
- $\tau = 1,40$ pour $l-i \geq 0,90$.

l et i sont pris en valeur algébrique.

Sur le tronçon BC du versant amont défini par la longueur b de sa projection horizontale (exprimée en mètres) : $b = \text{minimum de } 20 \times l \text{ ou de } (H+4)/10$.

La valeur de τ fait l'objet d'un raccordement linéaire entre les valeurs 1 et le long des tronçons AB et CD de longueur : $a = AB = H/3$ et $c = CD = H/4$.

Enfin, τ prend la valeur 1 à l'aval du point A et à l'amont du point D.

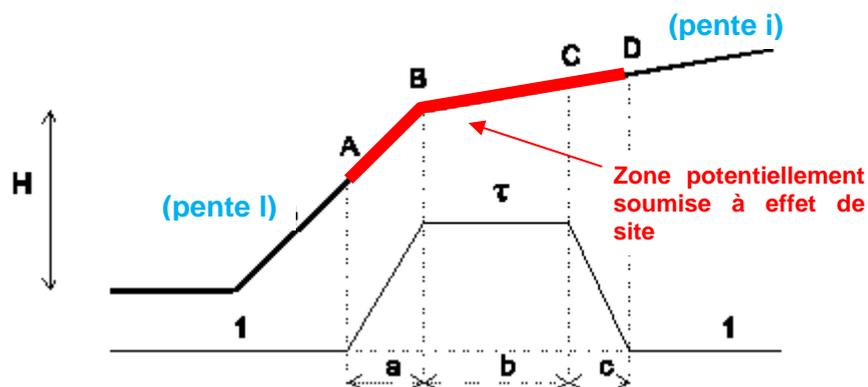
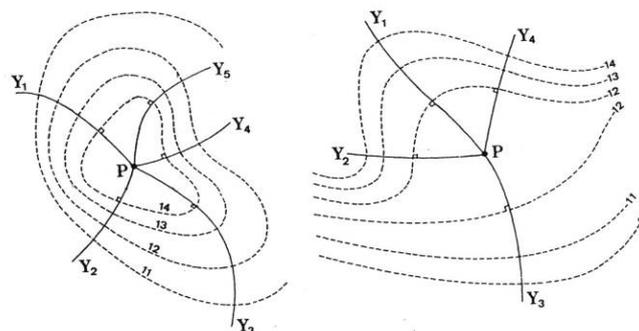


illustration 89 – Principe de calcul du coefficient τ pour l'évaluation des effets de site topographiques.

La détermination de H laisse une certaine part à l'appréciation. À titre indicatif, on peut considérer comme base du relief le point en dessous duquel la pente générale du site devient inférieure à 0,4.

L'illustration 90 montre, pour un point de calcul, les différents profils sur lesquels il est possible de calculer le coefficient τ . On voit que selon le profil pris en compte, la valeur de τ va pouvoir varier sensiblement. C'est le profil le plus défavorable qui doit être utilisé pour le calcul.



Le profil à considérer est le plus défavorable des profils composites $Y_i P Y_j$.

illustration 90 – Choix des profils pour le calcul du coefficient τ .

Par ailleurs, la modélisation du phénomène reste encore largement du domaine de la recherche et le coefficient défini dans les règles parasismiques n'est pas totalement satisfaisant du point de vue théorique. En outre, sa valeur est étroitement liée à la précision des données topographiques utilisées pour le calcul. Bien que les résultats de certaines campagnes de mesures (sismographes, vélocimètres, accéléromètres) ont été parfois en contradiction avec ceux qui étaient attendus, l'application des règles PS92 et EC8 impose l'emploi du coefficient τ pour la construction d'ouvrages.

7.3. CARTOGRAPHIE

Le zonage des effets de site topographiques repose sur l'évaluation du coefficient τ évoqué précédemment. Ce coefficient est calculé en tout point du territoire à l'aide d'un outil développé par le BRGM © SuperTau, qui reprend le principe de calcul des règles PS92 françaises.

Dans le cadre d'une cartographie à l'échelle départementale, les profils topographiques ne peuvent être multipliés indéfiniment. Il est donc nécessaire d'adapter ces règles par le paramétrage de profils de référence.

La donnée d'entrée est le modèle numérique de terrain, dans le cas présent au pas de 50 mètres de la zone d'étude. L'outil calcule la valeur de τ en chaque maille selon un paramétrage imposé. Compte tenu de l'influence relative du paramétrage de l'outil et des incertitudes propres à la méthode (§ 7.2), le parti a été de combiner plusieurs approches paramétriques afin d'intégrer notamment le lissage du MNT à l'échelle du 1/50 000 (illustration 91). A ce titre, des longueurs de profils variables sont retenus :

- 100 m : prise en compte des ruptures de pente caractérisées entre 2 mailles contigües du MNT ;
- 300 m : prise en compte des ruptures de pente caractérisées entre 6 mailles du MNT.

Ces deux approches fournissent des résultats différents qui peuvent potentiellement correspondre à des effets topographiques au sens de leur calcul par les PS92 (illustration 91). Le choix du facteur final repose sur une maximisation des 2 approches. Finalement, il est proposé une hiérarchisation qualitative des effets de site topographiques potentiels, par reclassement et lissage du facteur τ :

- aléa faible à modéré ($1 < \tau \leq 1,2$) ;
- aléa moyen à fort ($1,2 < \tau \leq 1,4$)

La cartographie hiérarchisée qualitative des zones susceptibles de présenter un effet de site topographique est ainsi représentée à titre d'exemple à l'échelle communale (illustration 91) et à l'échelle départementale (illustration 93). En raison de l'automatisation de la méthode, la carte est réalisée indépendamment des zones Z1 à Z5 définies et couvre par conséquent l'ensemble du département.

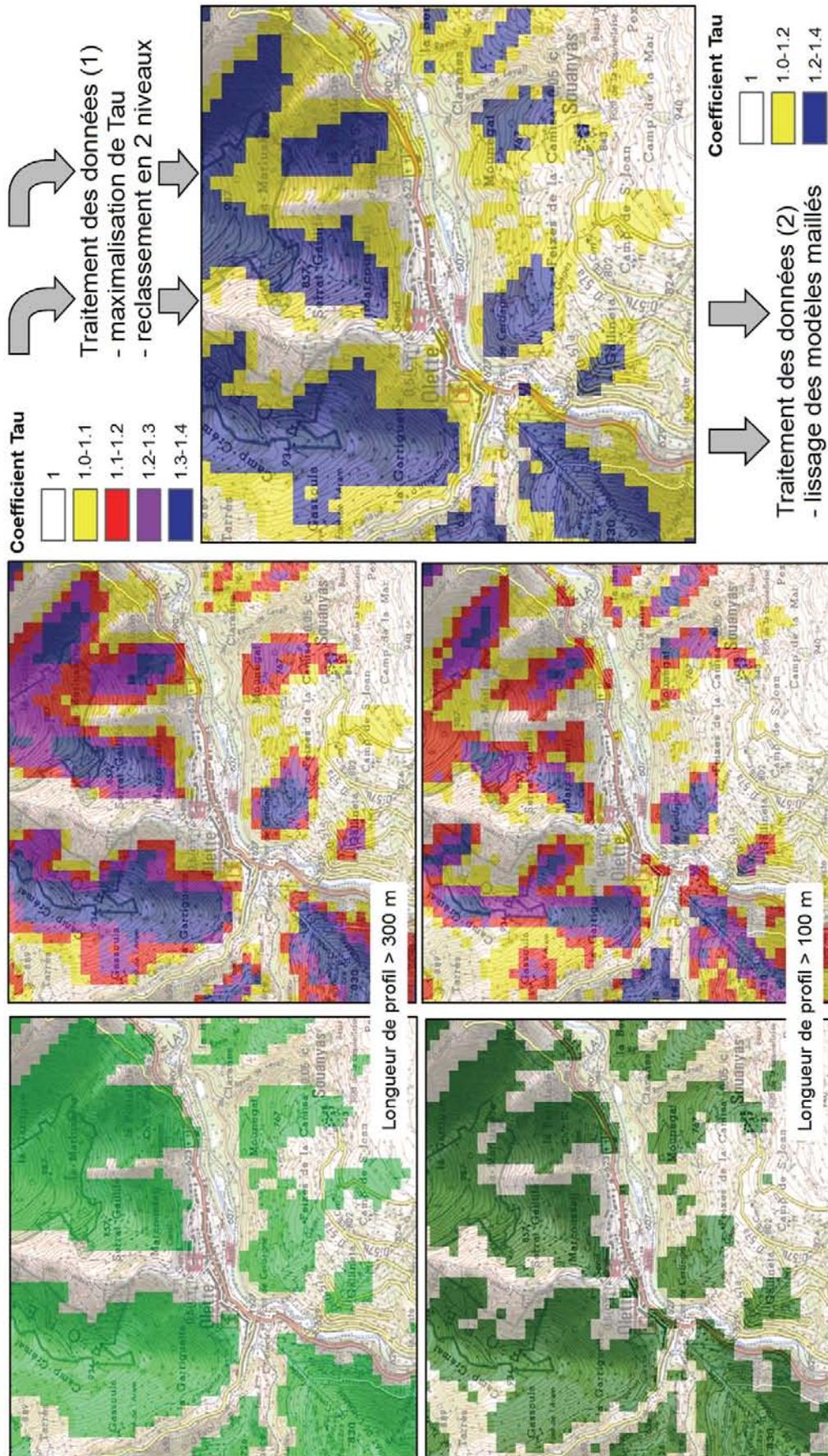


illustration 91 – Effets de site topographiques : méthode déployée pour cartographier les zones susceptibles.

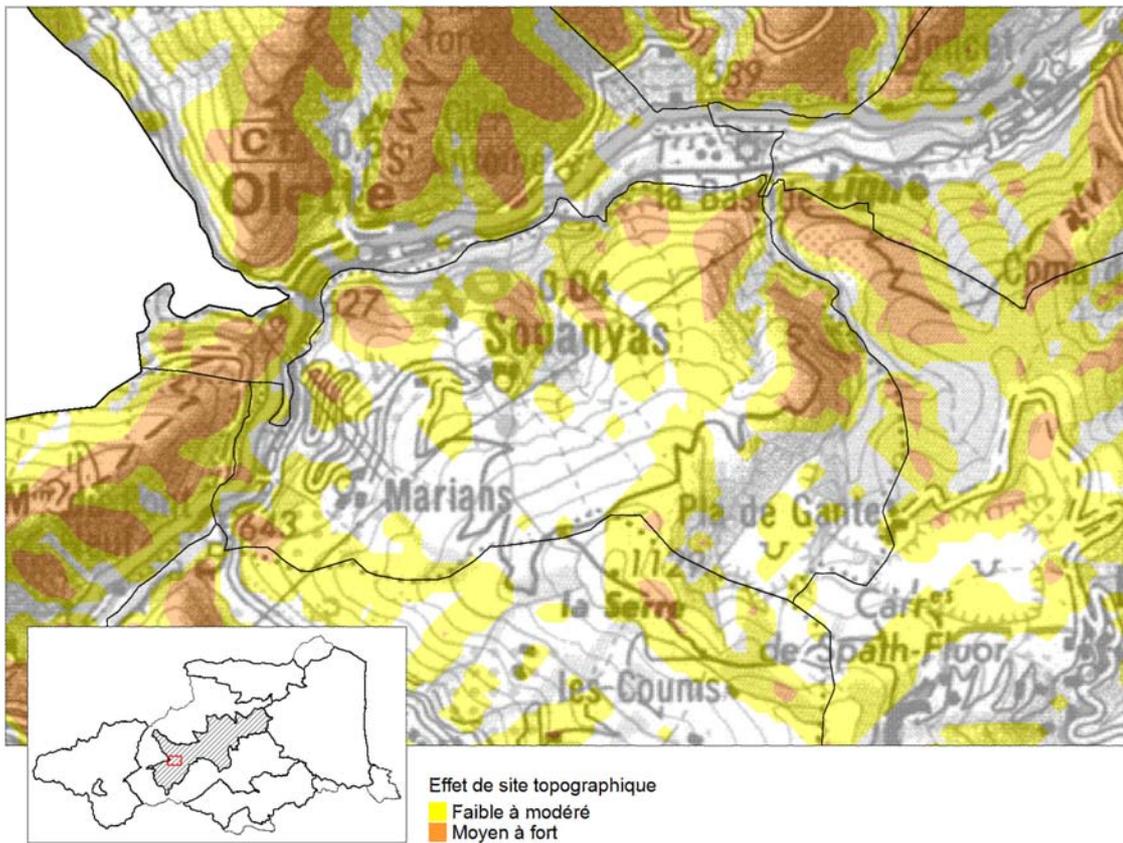


illustration 92 – Proposition de rendu de la qualification des effets de site topographiques à l'échelle communale

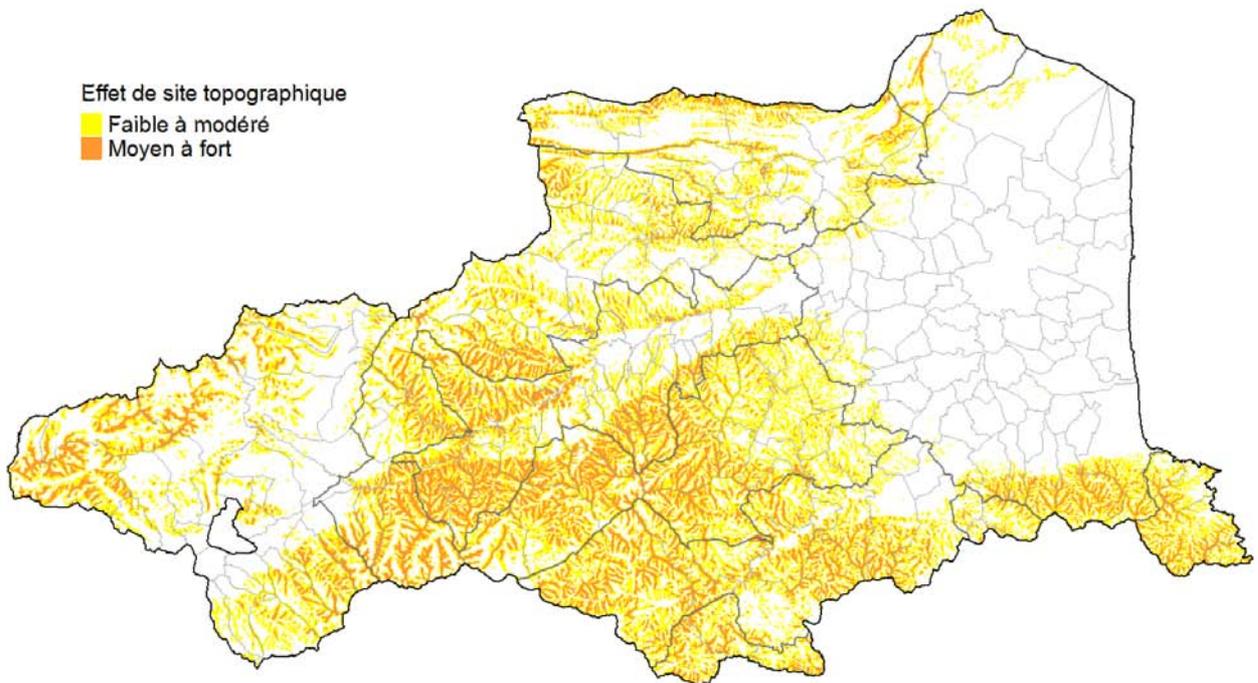


illustration 93 – Cartographie départementale des effets de site topographiques

7.4. PRISE EN COMPTE DE EFFETS DE SITE TOPOGRAPHIQUES DANS L'AMENAGEMENT

Actuellement, la prise en compte des effets topographiques dans les Eurocodes 8 est décrite dans l'annexe A de la partie 5 "Fondations, ouvrages de soutènement et aspects géotechniques". Cette approche, dédiée initialement à la vérification de stabilité des pentes, reste simplifiée et approximative pour quantifier les effets de site topographiques sous excitations sismiques. Les modifications de prise en compte du facteur d'amplification est menée sur des critères modifiés par rapport aux PS92 :

- Facteur noté ST au lieu de τ
- « Lorsque les pentes font partie d'irrégularités topographiques bidimensionnelles, comme les buttes et versants longs de hauteur supérieure à 30 m » :
 - o ST = 1,00 si pente < 15° (négligeable)
 - o ST ≥ 1,20 si pente isolée ou versant > 15° (proximité crête)
 - o ST ≥ 1,40 si butte marquée avec pente > 30°
 - o ST ≥ 1,20 si butte marquée avec pente < 30°
 - o Si couche lâche en surface, augmentation de 20 %
 - o Décroissance linéaire de ST jusqu'à la base du versant ou de la butte

Par ailleurs, afin de prendre en compte les remarques quant à la fiabilité des méthodes d'évaluation de l'effet topographique, le Guide Méthodologique des Plans de Prévention des Risques Naturels (PPR) Risques Sismiques (Fabriol et Garry, 2002), préconise, en l'absence de données complémentaires, de fixer le facteur multiplicatif forfaitaire $\tau = 1,4$ (PS92) sur les mouvements sismiques définis sous la forme de spectres en accélération pour toutes les zones concernées par une amplification topographique selon la démarche proposée ($\tau > 1$).

Le caractère qualitatif de l'approche EC8 (« proximité de crête » par exemple) a incité à valoriser l'approche PS92 dans la cartographie. Le seuil de coupure proposé de $\tau > 1$ dans les PS92 semblant très réducteur à l'échelle de travail 1 :50 000, il est proposé la prise en compte des effets de site topographiques dans l'aménagement, à cette échelle, pour $\tau > 1,2$. Dans ces zones, l'application d'un facteur multiplicatif forfaitaire ST = 1,4 sur les mouvements sismiques définis sous la forme de spectres en accélération serait recommandée en l'absence d'études locales.

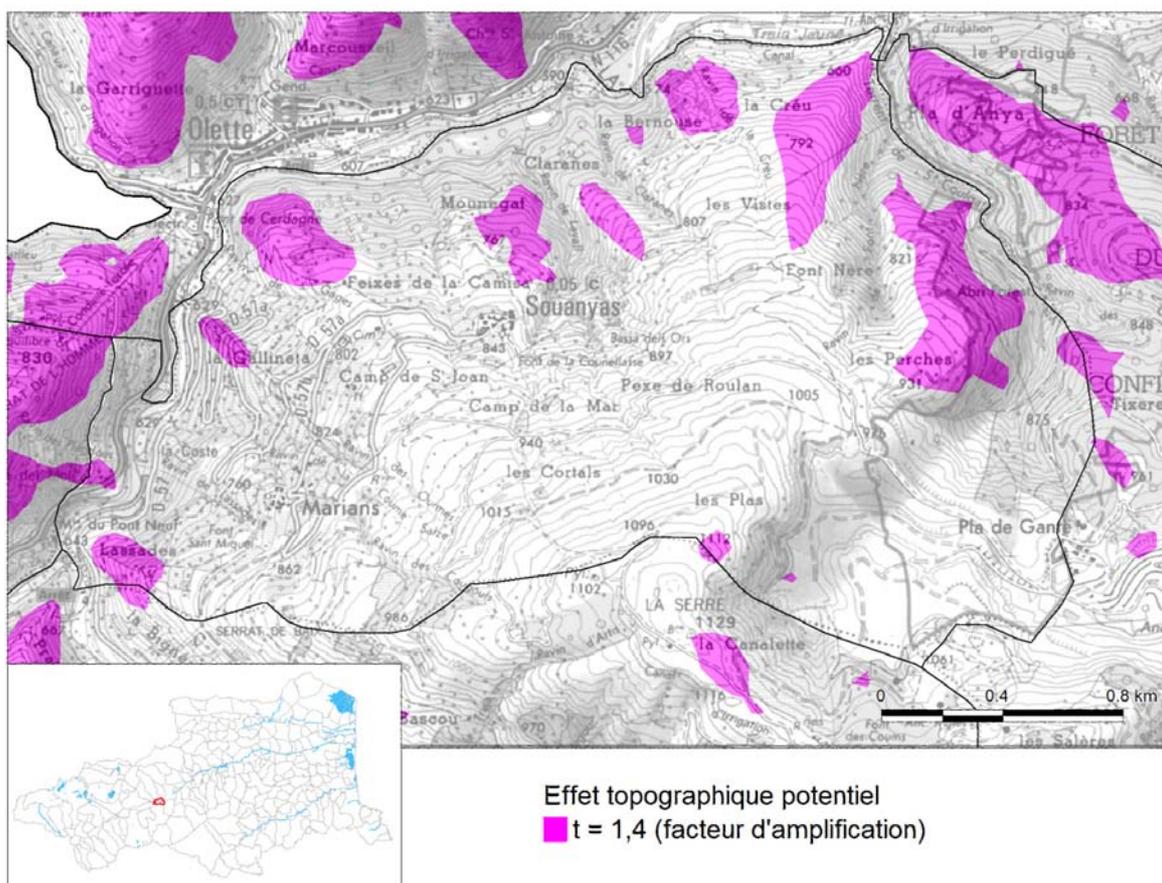


illustration 94 – Proposition de prise en compte des effets de site topographiques à l'échelle communale

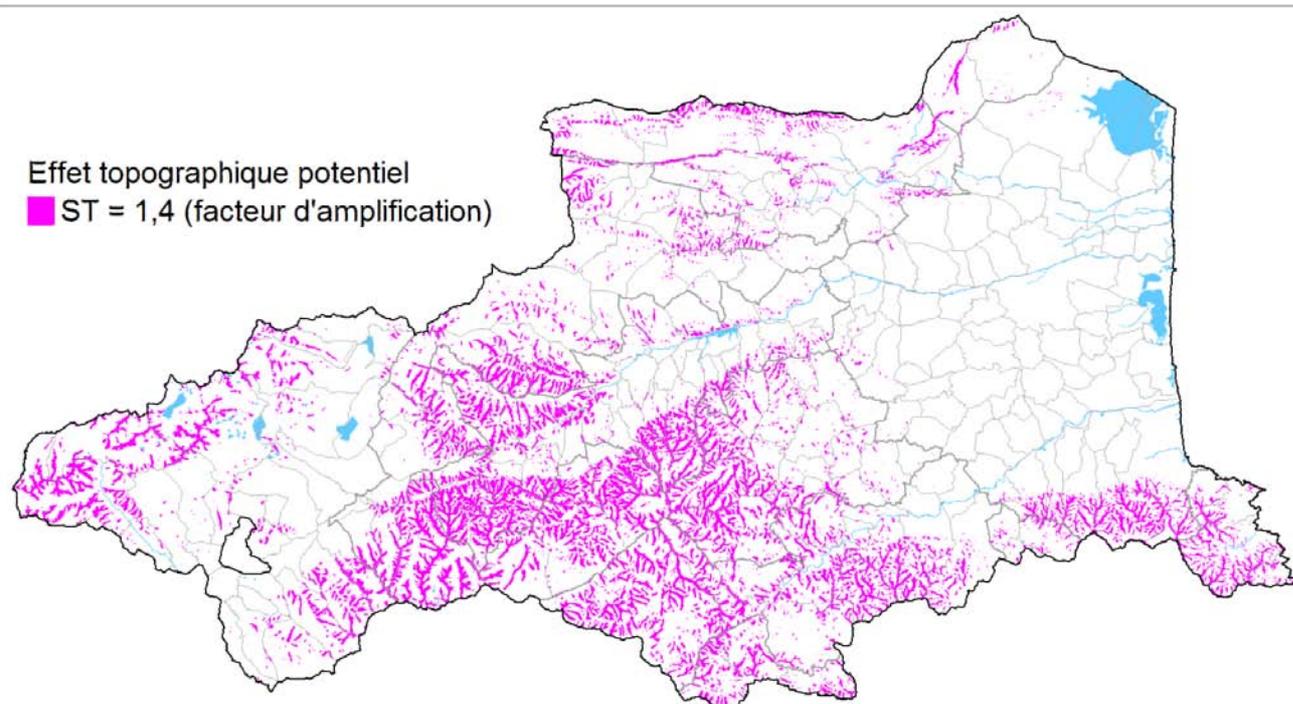


illustration 95 – Carte de prise en compte des effets de site topographiques (échelle départementale)

8. Liquéfaction des sols

8.1. DEFINITION

La liquéfaction est une perte de résistance au cisaillement du sol créée par une quasi annulation de la contrainte effective par augmentation de la pression interstitielle. La manifestation du phénomène se traduit par la déformation ou la rupture du sol. Le phénomène peut être causé par des sollicitations monotones (on parle de liquéfaction statique) ou lors d'un séisme par des sollicitations cycliques.

Les retours d'expériences montrent que la liquéfaction se produit le plus souvent sur des sols granulaires présentant une teneur en eau proche de la saturation et une résistance au cisaillement relativement faible. Les alluvions récentes, sableuses à silteuses, voire graveleuses, lâches, ainsi que les remblais hydrauliques non compactés présentent typiquement ce comportement.

La liquéfaction d'un sol sous sollicitation sismique requiert par conséquent deux types de conditions:

- des facteurs permanents, il s'agit des caractéristiques du sol et des paramètres décrivant son état (milieu plutôt pulvérulent, dans un état peu compact, peu contraint et saturé) ;
- des facteurs aggravants, ils sont ponctuels, le premier d'entre eux est le séisme agissant comme un déclencheur.

On parle d'aléa liquéfaction des sols ou de potentiel à la liquéfaction sous sollicitation sismique. A l'échelle départementale, l'approche consiste en une évaluation qualitative et hiérarchisée de la susceptibilité des sols au phénomène en fonction de la présence de facteurs permanents favorables à l'occurrence du phénomène.

8.2. REGLEMENTATION ET DOCUMENTS DE REFERENCE

En France, les documents de référence et les normes en vigueur pour l'évaluation du risque de liquéfaction, et plus particulièrement pour la réalisation de microzonages sismiques, sont les suivants :

- AFPS, 1993 – Guide méthodologique pour la réalisation d'études de microzonage sismique
- Norme NF P06-013 (DTU) : règles PS 92. Valable jusqu'au 01/01/2014.
- Norme NF EN 1998-5 : Eurocode 8, partie 5. Valable depuis mars 2010.

L'ensemble du cadre réglementaire parasismique est résumé sur une plaquette éditée par le MEDDE : « *La nouvelle réglementation parasismique applicable aux bâtiments dont le permis de construire est déposé à partir du 1er mai 2011* ». Le document scientifique de référence pour l'évaluation chiffrée du risque de liquéfaction est le suivant : Youd *et al.* (2001) - "*Liquefaction resistance of soils: summary report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF workshops on evaluation of liquefaction resistance of soil*".

8.3. FACTEURS DE SENSIBILITE A LA LIQUEFACTION (APPROCHE QUALITATIVE)

8.3.1. Facteur géomorphologique

Le département des Pyrénées-Orientales est marqué par un contraste majeur de morphologie entre la plaine du Roussillon et la zone de montagne. L'ensemble des formations géologiques de la zone montagneuse est constitué des faciès géologiques qualifiés de « rocheux » qui forment les reliefs. Ces terrains sont par nature même non liquéfiables.

Par ailleurs, dans leur grande majorité les formations tertiaires du département sont, du fait de leur niveau/ de consolidation, également qualifiées comme non susceptibles au phénomène (les données géomécaniques par exemple valident cette appréciation – cf. § 6).

Au niveau de la zone montagneuse, deux vastes plateaux perchés dessinent de larges plaines avec recouvrement quaternaire potentiellement sensible au phénomène :

- la Cerdagne ou le plateau Cerdan, situé entre 1200 et 1500 mètres d'altitude, est un fossé d'effondrement irrégulier ;
- le Capcir s'organisant comme une cuvette de 12 km de long sur 3 km de large environ, orientée nord-sud, et située à une altitude moyenne de 1 500 mètres, traversé par le fleuve Aude.

L'ensemble des vallées, des dépôts de pentes, le recouvrement quaternaire de la plaine du Roussillon et surtout les zones littorales sont par nature (sols granulaires, +/- lâches, sols argileux) potentiellement soumis au phénomène de liquéfaction. Cette première analyse très basique est représentée de façon binaire sur l'illustration 96 (zones grisées dans l'encart).

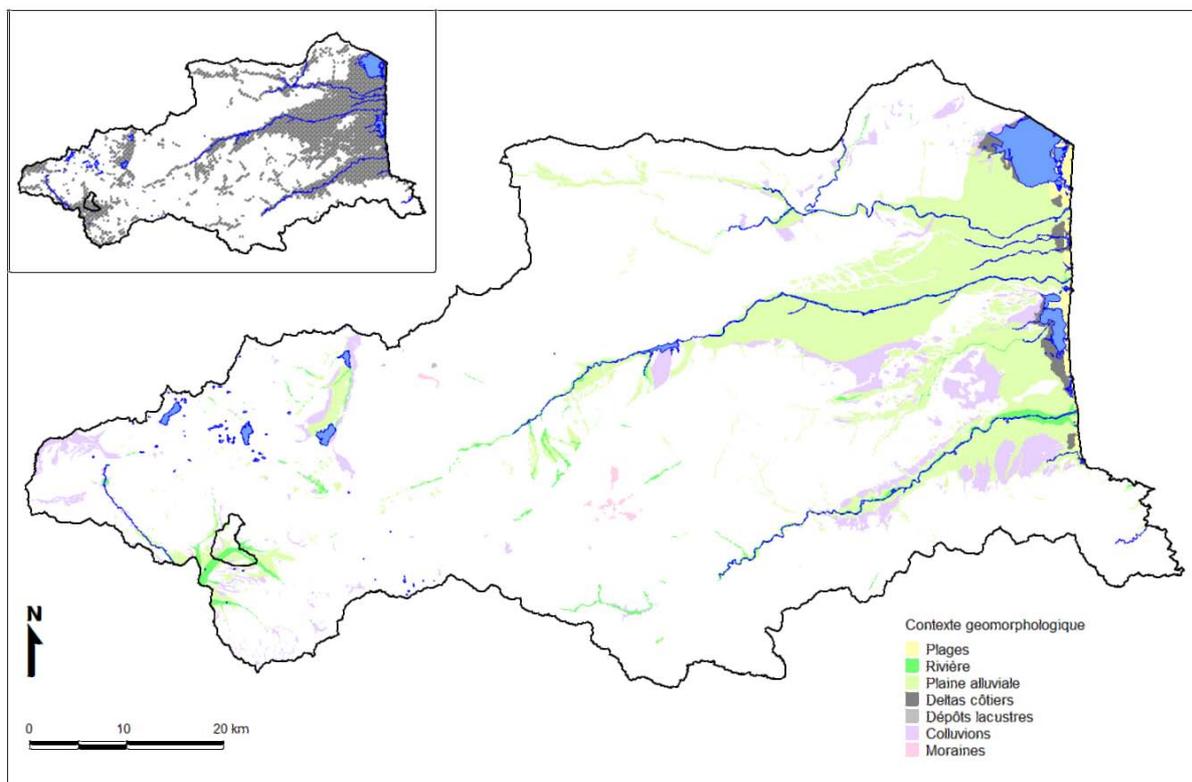


illustration 96 – Formations potentiellement sensibles à la liquéfaction

Le guide PPR sismique (Fabriol et Garry, 2002), dans ses annexes, précise les contextes géologiques favorables à l'apparition du phénomène de liquéfaction :

Nature du dépôt	Possibilité d'occurrence de liquéfaction de sols pulvérulents saturés			
	< 500 ans	Holocène < 10 000 ans	Pléistocène < 1 650 000 ans	Prépléistocène > 1 650 000 ans
Dépôts continentaux				
Rivière/Lit mineur	Très élevée	Élevée	Faible	Très faible
Plaine inondable/ Lit majeur	Élevée	Modérée	Faible	Très faible
Cône de déjection/ Plaine alluviale	Modérée	Faible	Faible	Très faible
Terrasses marines	-	Faible	Très faible	Très faible
Deltas	Élevée	Modérée	Faible	Très faible
Dépôts lacustres	Élevée	Modérée	Faible	Très faible
Colluvions	Élevée	Modérée	Faible	Très faible
Dunes	Élevée	Modérée	Faible	Très faible
Lœss	Élevée	Élevée	Élevée	Inconnue
Moraine glaciaire	Faible	Faible	Très faible	Très faible
Zones côtières				
Deltas	Très élevée	Élevée	Faible	Très faible
Estuaires	Élevée	Modérée	Faible	Très faible
Plages	Modérée à élevée	Modérée à faible	Faible à très faible	Très faible
Lagons	Élevée	Modérée	Faible	Très faible
Remblais artificiels				
Non compacté	Très élevée	-	-	-
Compacté	Faible	-	-	-

Source : Guide méthodologique pour la réalisation d'études de microzonage sismique, AFPS 1993.

illustration 97 – Susceptibilité à la liquéfaction (selon âge et environnement de dépôt des formations géologiques)

Sous réserve de niveaux pulvérulents et de conditions de saturation, la hiérarchisation de la susceptibilité à la liquéfaction pour les faciès affleurant identifiés dans le département peut se décliner suivant cette classification. La cartographie résultante est présentée en illustration 98.

Cette analyse doit cependant être modulée par la prise en compte :

- du degré de saturation des formations concernées. Cette analyse est menée à partir des données relatives à la piézométrie (profondeur des niveaux de nappes) ;
- la lithologie des faciès identifiés tantôt silteux ou vasards, sableux, graveleux ou argileux ;
- l'éventuelle superposition d'horizons sensibles et la présence masquée d'horizons susceptibles à la liquéfaction : c'est notamment le cas de dépôt de deltas côtiers (vases et sables fins) masqués sous des alluvions.

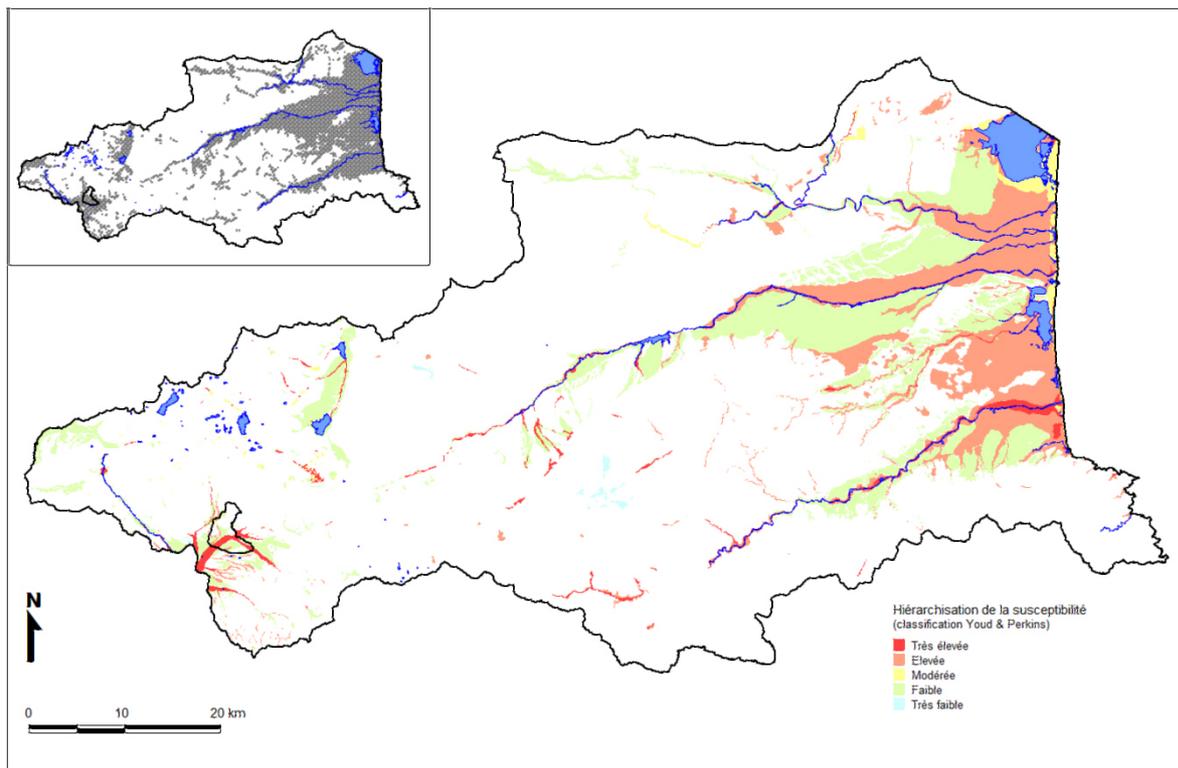


illustration 98 – Cartographie de susceptibilité à la liquéfaction (selon âge et environnement de dépôt des formations géologiques)

8.3.2. Facteur hydrologique

La connaissance à l'échelle départementale de l'épaisseur de la zone non saturée (ou de la profondeur de nappe) est appréhendée à partir des travaux menés concernant le phénomène inondation par remontée de nappes qui hiérarchise la potentialité d'inondation en fonction de :

- la présence et la profondeur moyenne de nappe (ou épaisseur de la zone non saturée : ZNS), illustration 100 ;
- le battement potentiel de nappe lié aux variations saisonnières ou exceptionnelles.

La valorisation de ces données est menée en fonction de la classification de Youd et Perkins (1978) :

Âge du dépôt	Profondeur nappe (m)			
	0 - 3	3 - 10	10 - 15	> 15
Holocène récent	Élevée à très élevée	Modérée	Faible	Très faible
Holocène	Élevée	Modérée	Faible	Très faible
Pléistocène récent	Faible	Faible	Très faible	Très faible
Prépléistocène	Très faible	Très faible	Très faible	Très faible

Source : Guide méthodologique pour la réalisation d'études de microzonage sismique, AFPS 1993.

illustration 99 – Susceptibilité à la liquéfaction (selon âge de dépôt des formations géologiques et profondeur de nappe)

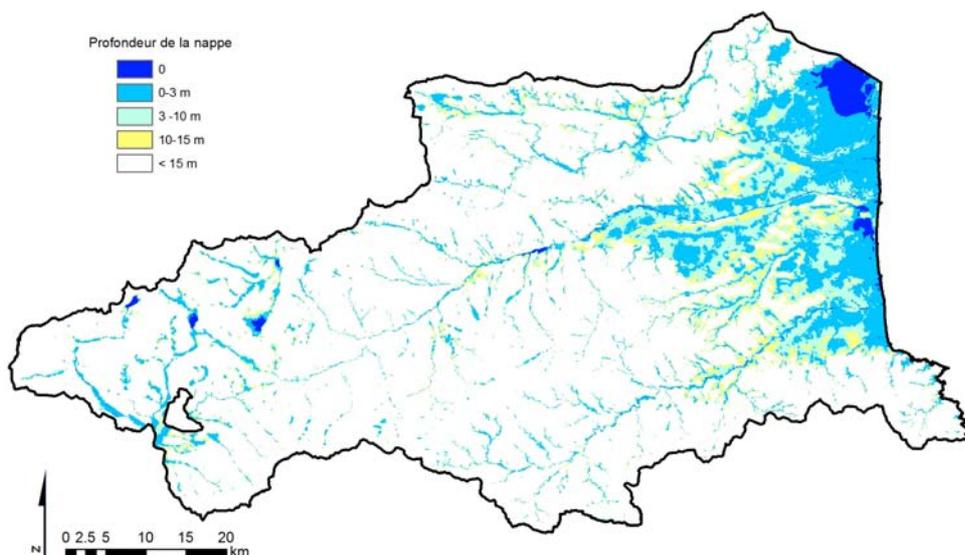


illustration 100 – Profondeur des niveaux d'eau observés en sondage

Dans le département des Pyrénées-Orientales, sont notamment concernés par des niveaux d'eau peu profonds :

- toutes les zones littorales basses : nappe « salée » associée au niveau marin et nappes alluviales ;
- les lits majeurs des rivières : nappes alluviales.

8.3.3. Facteur géo-mécanique

La liquéfaction des sols est un phénomène mécanique qui traduit la perte de résistance au cisaillement d'horizons individualisés. La condition ultime de liquéfaction de sols, dont les caractéristiques sont reconnues comme sensibles, dépendent naturellement de l'agression sismique et de l'état de contrainte au niveau de la zone sensible.

Ce facteur est explicitement formulé par les règles PS92 en fonction du zonage sismique national. Sont en particulier à considérer comme candidats à la liquéfaction les horizons de sols répondant aux critères d'identification et à la condition suivante :

- $\sigma'_v < 200$ kPa en zone sismique 2 et 3 ;
- $\sigma'_v < 250$ kPa en zone sismique 4 ;

avec σ'_v : contrainte effective au niveau des horizons sensibles.

En posant une hypothèse sur le poids volumique des sols en présence (alluvions continentales ou marines), il est possible d'analyser en première approche la potentialité de liquéfaction des sols vis-à-vis de l'état de contrainte des sols (illustration 101).

Prof. niveau sensible (m)	Profondeur de nappe (m)							
	0	2	3	5	8	10	15	20
2	16	36	Hors nappe					
3	24	44	54	Hors nappe				
5	40	60	70	90	Hors nappe	Hors nappe	Hors nappe	Hors nappe
8	64	84	94	114	144	Hors nappe	Hors nappe	Hors nappe
10	80	100	110	130	160	180	Hors nappe	Hors nappe
15	120	140	150	170	200	220	270	Hors nappe
20	160	180	190	210	240	260	310	360

hypothèse : $\gamma_h \# 18 \text{ kN/m}^3$ - Liquéfaction potentielle pour $\sigma'_v < 200 \text{ kPa}$ (zone 3 de sismicité - Roussillon).

Liquéfaction potentielle pour $\sigma'_v < 250 \text{ kPa}$ (zone 4 de sismicité).

illustration 101 – Critères de suspicion à la liquéfaction vis-à-vis de l'état de contrainte du sol

Cette analyse conclut de façon synthétique, pour les niveaux d'agression sismique considérés (zones 3 et 4), à l'absence de liquéfaction pour des niveaux de nappe supérieurs à 10 m de profondeur par rapport à la surface topographique.

8.3.4. Facteurs lithologique et géotechnique

La discrimination des faciès susceptibles de liquéfaction dépend de leur nature (critère qualitatif : silt, sable, argile ...) qui est appréhendée de manière pseudo-quantitative à partir des essais géotechniques d'identification physique. Selon le caractère cohésif ou pulvérulent des matériaux, l'approche varie sensiblement (illustration 102) mais la qualification est basée invariablement sur les essais de granulométrie, les limites d'Atterberg et sur l'état de contrainte effective du sol soupçonné de liquéfaction (valeur de la contrainte effective).

Les informations quantifiées de ces différents paramètres sont issues d'essais géotechniques spécifiques réalisés dans le cadre d'études d'aménagement (fondations, terrassements...) ou de travaux de recherche. Les principales sources de données exploitées sont :

- les données de la banque de données du sous-sol (BSS), données qualitatives (description de faciès, log de sondages) ou quantitative (essais géotechniques in situ ou en laboratoire) ;
- les données géotechniques issues des travaux sur le retrait gonflement des sols argileux (qualification des formations quaternaires vis-à-vis de leur sensibilité au phénomène et synthèse des identifications de sols réalisées dans le cadre d'expertise de sinistres sécheresse, essentiellement granulométrie et limites d'Atterberg) ;
- les données des travaux de recherche sur le Quaternaire du Roussillon menés par M. Calvet dans le cadre de la thèse « Morphogénèse d'une montagne méditerranéenne – Les Pyrénées Orientales » (1996).

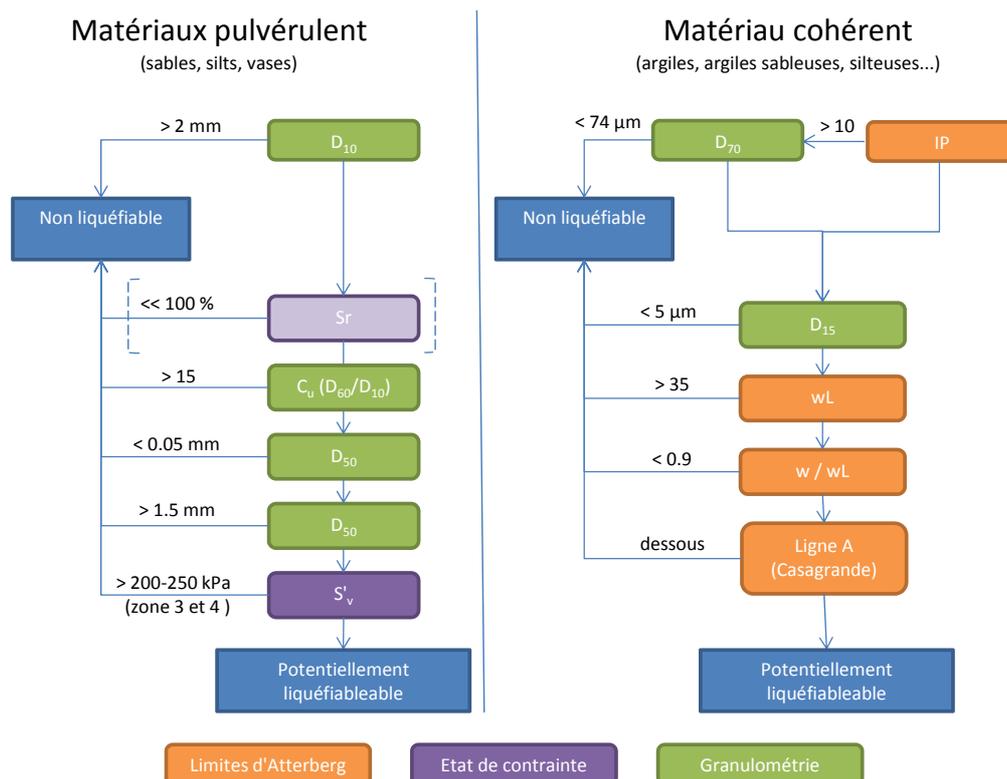


illustration 102 – Critères de suspicion à la liquéfaction vis-à-vis des critères géotechniques

Données sur le quaternaire ancien

L'étude départementale des formations quaternaires des Pyrénées-Orientales menée dans le cadre de la thèse de M. Calvet a conduit à l'établissement d'une organisation des dépôts du point de vue géomorphologique. Ces travaux intègrent en particulier les environnements de dépôt, le contexte hydrodynamique des mises en place et sont appuyés par des analyses spécifiques dont notamment des analyses granulométriques.

La valorisation des données de terrasses alluviales distinguées (T1 à T5 – illustration 103) met en évidence des fractions fines relativement importantes pour ces faciès mais de D_{15} systématiquement supérieurs à $5 \mu\text{m}$. La discrimination de la susceptibilité de ces alluvions est basée sur les limites de liquidité élevées ($w_L > 35$ – d'après les synthèses des essais menés dans le cadre de l'étude sur le retrait gonflement des sols argileux, Colas, 2010). Les mêmes constats sont établis pour les faciès fluvio-glaciaires et morainiques (principalement würmiens) rencontrés en Cerdagne, Capcir et massif du Canigou notamment.

Cette analyse est confortée par les descriptions de sondages disponibles en BSS (cf. § suivant).

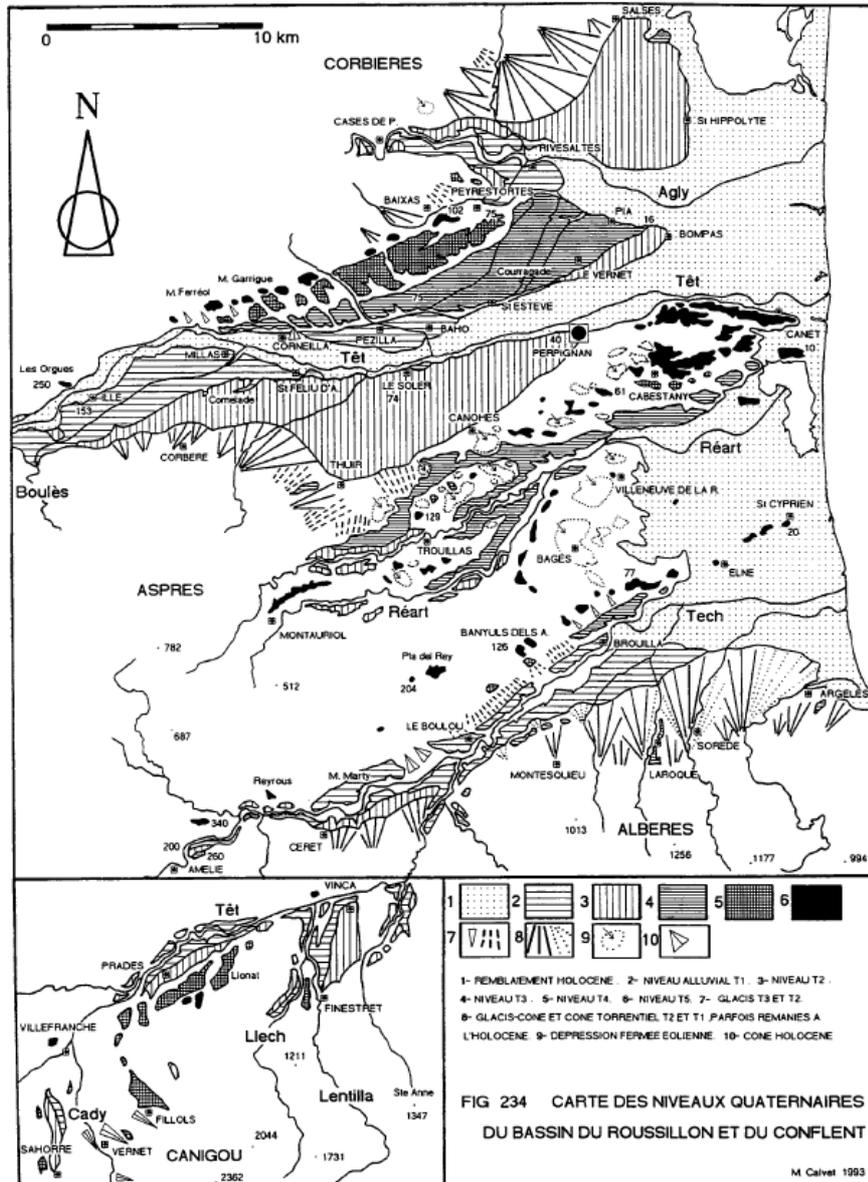


illustration 103 – Carte des niveaux quaternaires du bassin du Roussillon et du Conflent (extrait Thèse Calvet, 1996)

Données sur le quaternaire récent

La qualification des terrains quaternaires récents a reposé sur le dépouillement des sondages de la BSS et des données de sondages collectées dans le cadre du programme « retrait-gonflement » des Pyrénées-Orientales. L'extraction des données de sondages sur les zones d'étude est reportée sur l'illustration 104. Finalement, sont valorisés :

- 104 sondages comportant des données quantifiées (essais géotechniques en laboratoire ou in-situ) ;
- 552 sondages fournissant des descriptions plus ou moins détaillées.

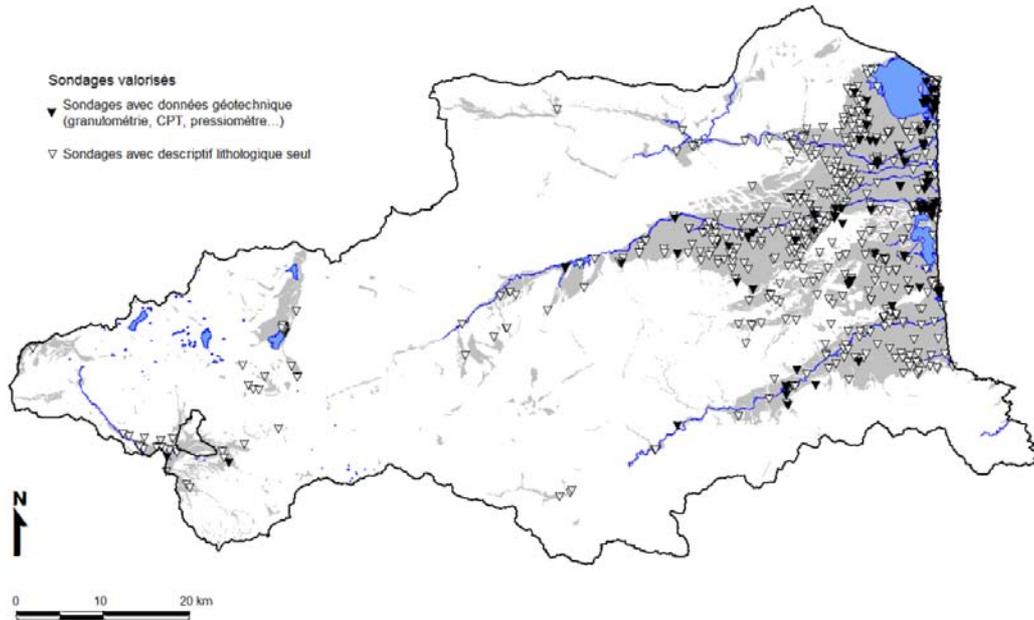


illustration 104 – Sondages valorisés pour qualifier le potentiel de liquéfaction.

L'analyse des coupes de sondages et des données géotechniques associées permet de qualifier le potentiel de liquéfaction des sols présents en profondeur au droit des points de mesure. Le niveau de hiérarchisation retenu est le suivant :

Sondages géotechniques

- potentiel de liquéfaction avéré : présence de niveaux sableux, silteux, lâches à faible profondeur caractérisés du point de vue géo-mécanique comme répondant ponctuellement aux critères de liquéfaction (coefficient de sécurité à la liquéfaction quantifié par valeurs de CPT ou à partir des classifications de Robertson, qualification à partir d'essais pressiométriques : pression limite faible et rapport E/PI faible) ou du point de vue physique (analyse granulométrique) ;
- potentiel de liquéfaction suspecté : indétermination à partir des seuls essais géotechniques réalisés (pressiomètre seul, absence de granulométrie mais essai d'équivalent sable par exemple) ;
- potentiel de liquéfaction rejeté : rejet a priori de la susceptibilité à la liquéfaction sur la base de la caractérisation géotechnique des sols décrits sur les logs géologiques (illustration 102).

Sondages lithologiques

- potentiel de liquéfaction avéré : présomption de présence de sols sensibles à partir des seules descriptions des logs géologiques et de contexte de dépôt, voire de corrélation avec les sondages géotechniques de faciès quantifiés ;
- potentiel de liquéfaction suspecté : indétermination à partir des seuls descriptifs, en général trop imprécis, mais terminologie laissant suspecter la présence de niveaux sensibles ;
- potentiel de liquéfaction rejeté : interprétation des logs et traduction des descriptions formulées vers les critères quantifiés exclusifs (illustration 102).

Selon cette approche, la répartition spatiale des résultats permettant de qualifier le potentiel de liquéfaction au niveau des points de sondages est présentée sur l'illustration 105.

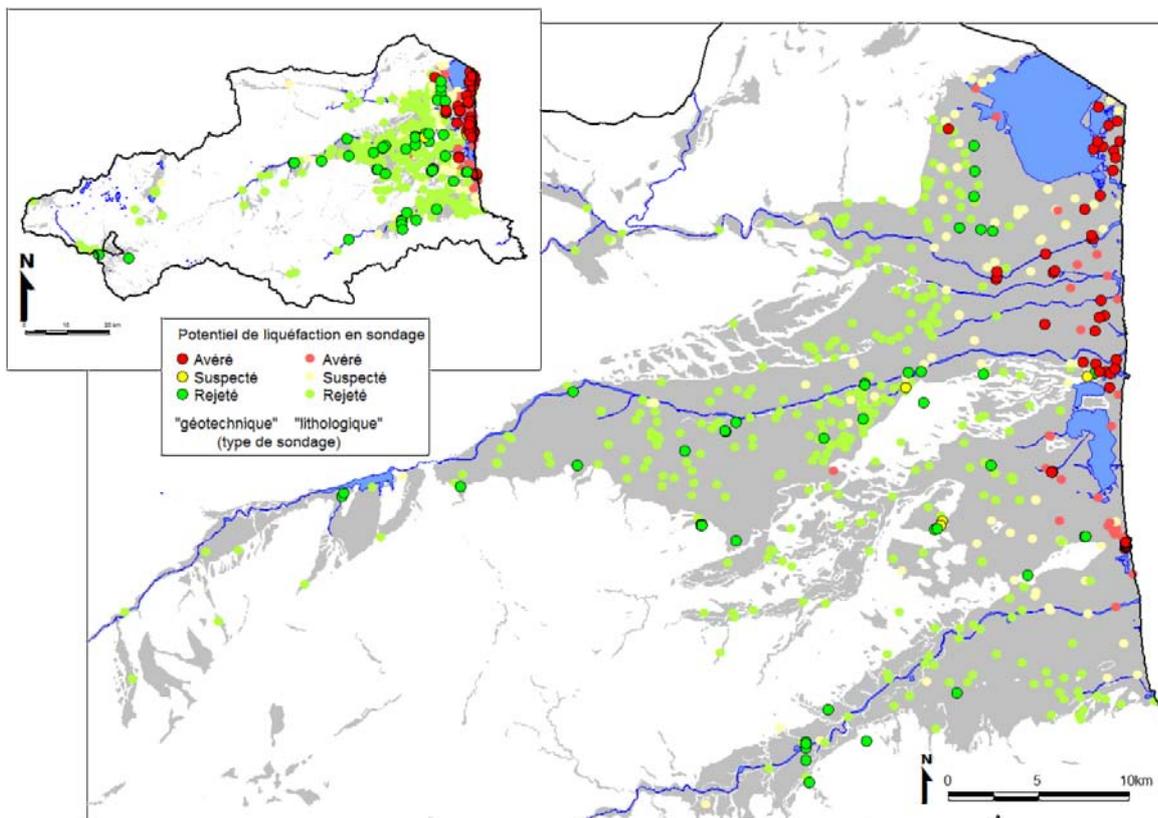


illustration 105 – Données ponctuelles du potentiel de liquéfaction (base de sondages)

Il est en particulier noté de cette analyse que par rapport à la seule analyse des lithologies définies par le contexte géo-stratigraphique, l'ensemble des zones situées en dehors de la frange littorale, s'avèrent, après analyse comme non susceptibles au phénomène.

8.4. EVALUATION DE LA SUSCEPTIBILITE A LA LIQUEFACTION

L'analyse croisée des facteurs de sensibilité à l'échelle du département a été réalisée par une méthode couplée de traitement SIG et d'interprétation de type expertise, notamment sur le contour des zones jugées sensibles.

Les données d'entrée à ce zonage sont explicitées dans les paragraphes précédents et représentées de façon synthétique sur le diagramme de l'illustration 106.

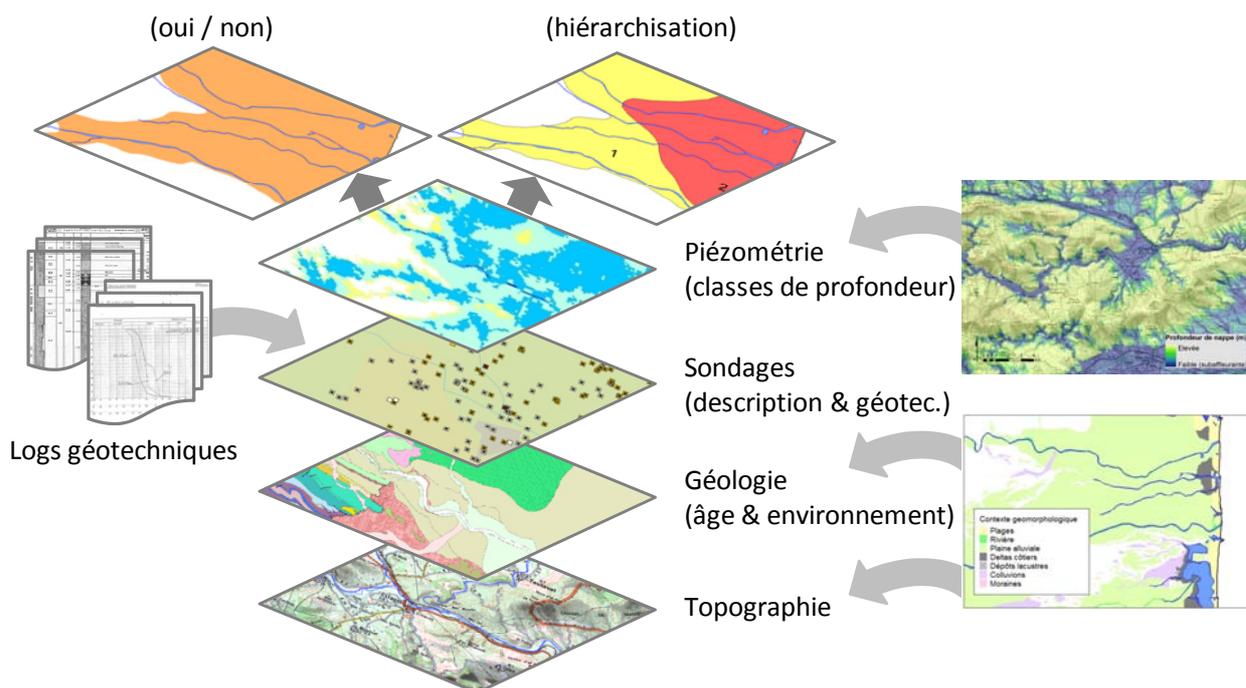


illustration 106 – Principe méthodologique du zonage de la susceptibilité à la liquéfaction

La valorisation de ces travaux conduit à la production de deux cartes (illustration 107) caractérisant le potentiel de liquéfaction des sols :

- défini de façon binaire (oui / non) ;
- déterminé suivant une hiérarchisation en 2 classes de la susceptibilité au phénomène en fonction en particulier de la présence rejetée, suspectée ou avérée des facteurs permanents prédisposant l'apparition du phénomène.

8.5. LIMITES DE LA CARTOGRAPHIE

Le zonage a été réalisé à une échelle bien moindre que celle préconisée par les guides PPR puisque l'approche est ici départementale. Cette notion, se traduit d'une part dans la précision des contours (basés sur les contours des cartes à l'échelle 1 :50 000 et selon le niveau de précision en plan des données de sondage) et d'autre part dans la hiérarchisation des résultats en deux classes de susceptibilité.

A ces égards, il n'est pas totalement exclu que localement, le phénomène de liquéfaction soit possible dans des zones pourtant qualifiées comme non susceptibles. Afin de préciser ces secteurs, la compilation systématique des données de sondages géotechniques (et leur déversement au niveau de la BSS comme théoriquement imposé par le code minier pour les ouvrages de profondeur supérieure à 10 m) contribuerait à l'enrichissement de la connaissance et à l'amélioration – voire l'optimisation – des mesures de prévention pour ce phénomène en particulier.

8.6. PRISE EN COMPTE DE LA LIQUEFACTION DANS L'AMENAGEMENT

L'évaluation de l'aléa liquéfaction met en évidence, à l'échelle du département, une zone très étendue potentiellement concernée. L'urbanisation de ces zones devra en tenir compte en intégrant cette donnée lors de tout nouveau projet d'aménagement. L'adaptation des dispositions est liée à la sévérité attendue du phénomène et à la nature des ouvrages projetés.

Conformément aux règles PS92, la susceptibilité des terrains à la liquéfaction pourra être entreprise avec prélèvement de matériaux en profondeur, reconnaissance du niveau de nappe et réalisation d'essais en laboratoire. En cas de susceptibilité avérée, la sévérité de la liquéfaction sera évaluée à partir d'essais de pénétration statique (CPT) et/ou la réalisation d'essais de pénétration standard (SPT).

Suivant l'Eurocode 8, la réalisation d'essais SPT et/ou CPT serait à prévoir quasi-systématiquement dans le programme d'investigations.

Pour rappel de l'Eurocode 8 (Partie 5, § 4.1.4.) : « si des sols sont identifiés comme liquéfiables et si les effets qui en découlent sont jugés capables d'affecter la capacité portante ou la stabilité des fondations, la stabilité des fondations doit être assurée par exemple par une amélioration du sol et des fondations sur pieux (pour transmettre les charges à des couches non sensibles à la liquéfaction) ».

A titre informatif, l'illustration 108 présente les principes de réglementation fournis dans le guide PPR Sismique (Fabriol et Garry, 2002) :

Aléa	Mesures de prévention et dispositions constructives	Espaces non urbanisés	Espaces urbanisés
Très élevé à élevé : Liquéfaction quasi certaine	Traitement des sols, fondations sur pieux ou radiers	Inconstructible (aléa glissement subhorizontal)	Constructible sous conditions pour les bâtiments A, déconseillé pour les bâtiments B en raison du coût, étude de sol préconisée pour les bâtiments C et D, si l'implantation ne peut être évitée
Moyen : Liquéfaction probable	Traitement des sols, fondations sur pieux ou radiers	Constructible sous conditions	Constructible sous conditions pour A et B, étude préconisée pour certains bâtiments de classe C (ERP et bâtiments stratégiques) et pour tous ceux de classe D
Faible : Liquéfaction peu probable	Application de la réglementation, prise en compte d'un spectre de réponse propre au site	Constructible	Constructible

Les zones exposées à un aléa moyen à élevé sont constructibles dans le cas des bâtiments C et D, si une étude est réalisée pour préciser la profondeur du « bon » sol et décrire les dispositions constructives à mettre en œuvre.

illustration 108 – Principe de règlement pour la construction en cas de liquéfaction

Une adaptation et l'analyse détaillée des mesures préventives, voire constructives, serait à proposer en intégrant la prise en compte du niveau d'aléa selon les catégories d'importance des bâtiments définies par l'arrêté du 22 octobre 2010 et précisées en annexe 5.

9. Perspectives et valorisation potentielle des travaux de macrozonage sismique

9.1. EVALUATION DU RISQUE SISMIQUE

Les trois composantes nécessaires à la qualification du risque sismique sont : l'aléa (objet du présent document) qui caractérise l'agression sismique probable ; la valeur des éléments exposés, qui caractérise les enjeux ; et la vulnérabilité des éléments exposés.

Le risque (R) est par définition la convolution de l'aléa A, de la vulnérabilité V et de la valeur de l'élément exposé E :

$$R = A . V . E.$$

Cette équation théorique se base sur les définitions données lors de la Décennie Internationale pour la Prévention des Catastrophes Naturelles [DIPCN92] :

- risque : « Espérance mathématique de pertes en vies humaines, blessés, dommages aux biens et atteinte à l'activité économique au cours d'une période de référence et dans une région donnée, pour un aléa particulier » ;
- aléa : « Événement menaçant ou probabilité d'occurrence dans une région et au cours d'une période donnée, d'un phénomène pouvant engendrer des dommages » ;
- éléments exposés ou éléments à risque : « Population, constructions et ouvrages de génie civil, activités économiques, services et infrastructures publiques, etc., exposés à un aléa ». Un élément exposé ayant une valeur constitue un enjeu ;
- vulnérabilité : « Degré de perte (de 0 à 100 %) d'un élément à risque résultant d'un phénomène susceptible d'engendrer des victimes et des dommages matériels ».

La vulnérabilité représente la variation de la capacité de résistance d'une construction en fonction du niveau d'agression sismique. Cette perte de capacité peut être fonctionnelle, économique, financière ou structurelle (lorsqu'il y a endommagement de la structure). Le terme « vulnérabilité » est utilisé pour exprimer les différences de comportements des bâtiments aux secousses sismiques. Si deux bâtiments sont soumis exactement à la même agression sismique et que l'un subit plus de dommages, il est dit plus vulnérable (moins résistant) que l'autre.

Les méthodes d'évaluation de la vulnérabilité sismique diffèrent par leur complexité, leur précision et leur objectif. Selon l'échelle et l'applicabilité de l'analyse et suivant l'approche (statistique, déterministe ou probabiliste) utilisée, plusieurs méthodes, parfois complémentaires, pour estimer et exprimer la vulnérabilité peuvent être choisies : description qualitative de la vulnérabilité, indice de vulnérabilité, avis d'expert, calculs analytiques simplifiés ou analyse numérique (modélisation) nécessitant un travail préalable d'acquisition, de traitement et de mise en forme des données brutes assez variable.

Ce type d'analyse, intégrant les aléas locaux évalués au cours de chapitres précédents permet d'améliorer la connaissance du risque sismique – et sa hiérarchisation, et par conséquent de

prioriser les actions préventives à mettre en œuvre pour diminuer l'impact potentiel des phénomènes.

Les résultats obtenus d'une telle approche au niveau d'un département ou de bassins de risques permettraient de mettre en évidence :

- une estimation de la distribution des dommages plausibles pour les bâtiments, éléments déterminant pour le dimensionnement et positionnement des postes stratégiques ;
- les zones présentant les niveaux de risque les plus importants en raison de leur forte vulnérabilité et/ou d'un niveau d'aléa important, pour lesquels les actions de renforcement/réhabilitation seraient prioritaires.

L'ensemble de ces actions contribuent à la gestion optimisée du risque sismique.

9.2. RENFORCEMENT DU NIVEAU D'INFORMATION PREVENTIVE

La valorisation immédiate des travaux engagés consiste en une amélioration du porter à connaissance (PAC) auprès des communes du département, par l'établissement de fiches synthétiques déclinant l'aléa sismique dans toutes ses composantes : effets directs et effets induits.

Un exemple de valorisation serait la réalisation d'une fiche communale de PAC du risque sismique, accompagné d'une doctrine pour la prise en compte de l'aléa sismique au moins dans les projets de construction nouvelle. Cette approche reprenant les conclusions des chapitres 4 à 0 en distinguant notamment la prise en compte de tel ou tel facteur selon les catégories d'importance des bâtiments.

En effet, le niveau de protection parasismique du bâtiment doit être modulé en fonction de l'enjeu associé. La classification des bâtiments en catégories d'importance est établie en fonction du risque pour la sécurité des personnes et le risque socio-économique que représenterait leur défaillance. L'article R563-3 du Code de l'Environnement définit 4 catégories d'importance pour les ouvrages « à risque normal » :

- **Catégorie d'importance I** : ceux dont la défaillance ne présente qu'un risque minime pour les personnes ou l'activité socio-économique ;
- **Catégorie d'importance II** : ceux dont la défaillance présente un risque dit moyen pour les personnes ;
- **Catégorie d'importance III** : ceux dont la défaillance présente un risque élevé pour les personnes et ceux présentant le même risque en raison de leur importance socio-économique ;
- **Catégorie d'importance IV** : ceux dont le fonctionnement est primordial pour la sécurité civile, pour la défense ou pour le maintien de l'ordre public.

Ces 4 classes sont précisées dans l'arrêté du 22 octobre 2010 modifié et décrites annexe 5. Elles s'appliquent au bâti nouveau et au bâti existant.

10. Conclusions générales

L'objectif de ce programme portait sur l'évaluation de l'aléa sismique local du département des Pyrénées-Orientales. À cette fin, le BRGM a réalisé un macrozonage sismique, en adoptant les méthodes préconisées par l'Association Française du Génie Parasismique (AFPS) et les guides méthodologiques de réalisation des Plans de Prévention des Risques Naturels (PPRN) édités par les Ministères concernés.

Les résultats sont fournis, sous la forme de cartes départementales, à l'échelle du 1/50 000 (échelle de validité des travaux). La compilation des données, sous forme de SIG, permet de connaître, au niveau des 5 zones identifiées en accord avec la DDTM comme zone à enjeux prioritaires, correspondant aux bassins principaux de population :

- les zones de réponse sismique homogène selon les types de sols EC8 ;
- les zones susceptibles de présenter une amplification du mouvement sismique liée à la topographie au sens des règles PS92 adapté à la classification EC8 ;
- les zones susceptibles de liquéfaction ;
- la présence de failles potentiellement actives.

L'ensemble des approches développées se base sur une solide connaissance de la géologie de surface et profonde (en particulier au niveau des bassins tertiaires du Roussillon et de la Cerdagne) du territoire, appuyée sur des travaux de recherche ou des démarches spécifiques engagées dans le cadre du projet.

Au niveau structural, en particulier, chaque système de failles majeures a fait l'objet d'une description et d'une cartographie détaillée aboutissant par classification à une hiérarchisation qualitative de ces accidents tectoniques majeurs.

L'appréhension des effets de site lithologiques (ou géologiques) repose en particulier sur la compilation et l'analyse des données géologiques, géophysiques et géotechniques existantes en s'appuyant notamment sur les données de sondage de la banque de données du sous-sol (BSS) et de campagnes de mesures spécifiquement engagées dans le cadre du projet.

La prise en compte des effets de site topographiques est proposée à l'appui d'un outil spécifique d'aide à la cartographie développé par le BRGM permettant une délimitation des secteurs potentiellement concernés.

La hiérarchisation de la susceptibilité à la liquéfaction pour les faciès affleurants ou présents en profondeur identifiés dans le département se décline suivant le degré de saturation des formations concernées, la lithologie des faciès identifiés et la géométrie des formations jugées sensibles (profondeur notamment). Ponctuellement, une approche quantitative, à partir de l'analyse de données issues des sondages géotechniques existants dans les zones suspectées, a été mise en œuvre afin de valider et d'affiner le travail d'expertise.

Les différentes composantes de l'aléa sismique local peuvent désormais être prises en compte dans l'aménagement afin de favoriser une aide à la décision en matière de contraintes liées à l'aléa sismique et ce dès la conception d'un projet. Des recommandations sont fournies en ce sens et ce, pour chaque composante de l'aléa abordée. La compilation de l'ensemble des

résultats doit pouvoir permettre, à l'échelle de chaque commune, de proposer, outre la diffusion des résultats des travaux, la mise à jour – ou la réalisation, des Porters à Connaissance (PAC) relatifs au risque sismique. Cette connaissance, en l'absence de PPR sismique spécifique existant, pourrait s'appuyer sur une doctrine orientant les décisions en matière d'aménagement.

La prise en compte du risque sismique dans les projets de construction apparaît bien comme un enjeu majeur pour la sécurité des personnes. L'analyse des séismes destructeurs récents dans le monde, indique en effet que la plupart des dégâts sont causés sur les constructions qui n'ont pas fait l'objet de dispositions constructives parasismiques. En revanche, les constructions pour lesquelles les dispositions élémentaires ont été appliquées, se comportent bien.

Pour appliquer ces dispositions élémentaires, encore faut-il qu'elles soient connues, et qu'un cadre réglementaire astreigne les constructeurs, aménageurs et urbanistes à les suivre. Une des priorités pourrait être, dans les zones le nécessitant, de transposer les constats techniques de l'étude de macrozonage départemental vers des microzonages sismiques adaptés, puis en documents opposables aux tiers, ce qui permettrait d'adapter localement la réglementation nationale.

11. Bibliographie

AFNOR (1995) - Règles d'extension parasismique : règles PS applicables aux bâtiments, dites règles PS92. AFNOR, Paris, norme française NF P 06-013.

AFNOR (2005) - Eurocode 8 - Calcul des structures pour leur résistance aux séismes - Partie 1 : règles générales, actions sismiques et règles pour les bâtiments (P06-030-1). AFNOR, Paris, norme française NF En 1998-1.

AFNOR (2005) - Eurocode 8 - Calcul des structures pour leur résistance aux séismes - Partie 5 : fondations, ouvrages de soutènement et aspects géotechniques (P 06-035-1), AFNOR, Paris, norme française NF En 1998-5.

Décret no 2010-1254 du 22 octobre 2010 relatif à la prévention du risque sismique :
<http://www.legifrance.gouv.fr/affichTexte.do;jsessionid=?cidTexte=JORFTEXT000022941706&dateTexte=&oldAction=rechJO&categorieLien=id>

Décret no 2010-1255 du 22 octobre 2010 portant sur la délimitation des zones de sismicité du territoire français :
http://www.legifrance.gouv.fr/affichTexte.do;jsessionid=3F46EFBB859559DB9DDB308ADCAA00A3.tpdjo04v_3?cidTexte=JORFTEXT000022941731&dateTexte=&oldAction=rechJO&categorieLien=id

Arrêté du 22 octobre 2010 relatif à la classification et aux règles de construction parasismique applicables aux bâtiments de la classe dite « à risque normal » :
http://www.legifrance.gouv.fr/affichTexte.do;jsessionid=37C0052CBE1232A62F4B50A7868AE36D.tpdjo04v_3?cidTexte=JORFTEXT000022941755&dateTexte=&oldAction=rechJO&categorieLien=id

AFPS (1993) - Guide méthodologique pour la réalisation d'études de microzonage sismique.

Anastasopoulos I., Gazetas G. (2007) - Foundation-structure systems over a rupturing normal fault: Part I. Observations after the Kocaeli 1999 earthquake, *Bull. Earthquake Eng.*, **5**, 253-275.

Anderson, J. G. (1979). Estimating the seismicity from geological structure for seismic risk studies, *Bull. Seism. Soc. Am.* **69**, 135- 158.

Anderson, J. G. Luco, J. E. (1983). Consequences of slip rate constraints on earthquake occurrence relations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 471- 496.

Anguy Y., Damotte B., Roure F. (1991). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t. 313 (série II), p. 677-684.

Arthaud, F., Seguret, M. (1981). Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France), *Bull. Soc.Geol. Fr.*, **7**, 51-63.

Arthaud, F., Pistre, S. (1993): Les fractures et les paléocontraintes du granite hercynien de Millas (zone axiales des Pyrénées): un cas d'étude de la tectonique cassante d'un aquifère de socle. *Geodin. Acta* **6**(3), 187-201.

Asensio, A., Khazaradze, G., Echeverria, A., King, R.W., Vilajosana, I. (2012): GPS studies of active deformation in the Pyrenees. *Geophys. J. Int.* doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05525.x.

Bray J. D. (2001) - Developing Mitigation Measures for the Hazards Associated with Earthquake Surface Fault Rupture. *Workshop on Seismic Fault-Induced Failures – Possible Remedies for Damage to Urban Facilities*, University of Tokyo, Japan, pages 55-79.

Briais A. et al. (1990). Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Annales Tectonicae*, IV, 1, 19-42.

Caballero Y. & Duvail, C. (2011). Détermination de la profondeur du toit du Pliocène sur le bassin du Roussillon. Rapport BRGM/RP-59408-FR, 20 p., 5 fig.

Calvet M. (1996). « Morphogénèse d'une montagne méditerranéenne – Les Pyrénées Orientales ». 3 tomes. Documents du BRGM 255. Presses Universitaires de Perpignan.

Calvet M. (1999). Rythmes et vitesse d'évolution morphogénétique dans un orogène alpin. Le cas des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *Z. Geomorph.*, 118, 91-105.

Calvet M. (2011). Géomorphogénèse des Pyrénées. Brève histoire d'une chaîne de montagne. XIII Reunio de Quaternari i simposi de glacialisme. Andorra, 4-10 juliol 2011.

Calvet M., Gunnell Y. (2008). Planar landforms as markers of regional topographic evolution: an inversion of long-term East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis.– in: Gallagher, K., Jones, S.J., Wainwright, J. (eds), *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics over different Time and Spatial Scales*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 296, 147–166.

Calvet M., Gunnell Y., Hez G., Braucher R., Guillou V., Bourlès D., Delmas M., Sorriaux P. (2013) - Capturing the timing and rates of valley incision through cave dating in the Eastern Pyrenees: geodynamic implications. 8th IAG International Conference on Geomorphology (IAG), Session 05. Tectonic geomorphology. abstracts volume, p. 199

Canérot (J.). 2008. "Les Pyrénées, histoire géologique et itinéraires de découverte", 2008; Biarritz Atlantica éd. et BRGM éditions

Carozza J.M., Baize S. (2004). L'escarpement de la faille de la Têt est-il le résultat de la tectonique active Plio-Pléistocène ou d'une exhumation Pléistocène ?. *C.R. Geosciences*, 336, pp.217-226.

Choukroune P. (1976). Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. *Mémoires de la S.G.F.*, Tome LV, n°127, 116p.

Clauzon G., Rubino J-L. (2001). La crise de salinité messinienne et les Gilbert deltas pliocènes marqueurs de l'évolution géodynamique du Roussillon et du Conflent. GDR "Marges" Atelier Messinien, Perpignan.

Cointre M. (1988). Etude néotectonique des Pyrénées orientales. DEA Univ. de Montpellier (USTL).

Colas B, Goula X., Roullé A., Garcia I., Buxo P., Roviro J, Dewez T., Nus E. (2012). Système d'Information Sismique des Pyrénées. Shake-Map. Site effect corrections. Action 4 – Sub Action 4.1 (IGC – BRGM – GEOCAT). SISPYR / Interreg IVA

- Colas B., Le Strat P.** (2010). Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des argiles dans le département des Pyrénées-Orientales. Rapport BRGM/RP-58054-FR. 95 p., 55 ill., 4 ann., 3 cartes h.-t..
- Combes Ph., Grellet B.** (1991) - Fichier des indices de déformation avec rupture de surface dans le Quaternaire - 1ère partie. Rapport GTS/CEA/0191/02. Geotecsis
- Cornou C., Bard P.Y., Dietrich M.** (2003). Contribution of dense array analysis to the identification and quantification of basin-edge-induced waves, Part II : Application to Grenoble Basin (French Alps), Bull. Seism. Soc. Am, 6, 2624-2648.
- Daignières, M., Gallart, J., Banda, E.** (1981): Lateral variation of the crust in the North Pyrenean Zone, Ann. Géophys. 37, 435-456.
- Delcaillau B., Carozza J.M., Font M.** (2004). Le segment nord de la faille de la Têt (Pyrénées orientales): fonctionnement néogène et implications géomorphologiques. Bull. Soc. Géol. Fr, n°3, pp.257-272.
- Duvail C.** (2008). Expression des facteurs régionaux et locaux dans l'enregistrement sédimentaire d'une marge passive. Exemple de la marge du Golfe du Lion étudiée selon un continuum terre-mer. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier 2, 296p.
- Duvail C.** (2010). Détermination de la profondeur du toit du Pliocène sur le bassin du Roussillon. Rapport GEOTER ; GTR/BRGM/1210-866. 14 p., 6 fig.
- Duvail C., Le Strat P. & Bourguin B.** (2001) – Atlas géologique des formations plio-quaternaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées Orientales). Rapport BRGM/RP-51197-FR. 44 p.
- Duvail C.** (2013). Programme de recherche ModelRoussillon. Caractérisation de la géométrie et de l'architecture des formations du Pliocène de la plaine du Roussillon pour la modélisation hydrodynamique. Rapport Final GEOTER. Rapport GTR/BRGM/1212-1022 Rev1
- Ellenberger, F., Gottis, M.** (1967): Sur les jeux de failles pliocènes et quaternaires dans l'arrière-pays narbonnais. Rev. Géogr. Phys. et de Géol. Dyn. 2, 153-159.
- Ellenberger F. et al.** (1987) - Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille de Capendu (1060). Édit. BRGM, Orléans, avec notice explicative, 88 p.
- Fabriol H., Garry G.** (2002) - Plan de prévention des risques naturels (PPR) : Risques sismiques - Guide méthodologique, La Documentation Française, 112 p., ISBN 2-11-005156-6.
- Faccioli E, Anastasopoulos I., Gazetas G., Callerio A., Paolucci R.** (2008) - Fault rupture–foundation interaction: selected case histories. *Bull. Earthquake Eng.*, 6, 557-583.
- Fleta, J.; Grellet, B.; Philip, H.; Escuer, J.; Goula, X., Bousquet, J.C.** (1996): Les deformacions tectòniques en els materials plioquaternaris de la depressió de Tortellà-Besalú. Geologia de la conca lacustre de Banyoles-Besalú, Quaderns 17, 99-112.
- Galobart, A., Maroto, J. & Ros, X.** (1996). Las faunas cuaternarias de mamíferos de la cuenca de Banyoles-Besalú (Girona). Revista Española de Paleontología.nº extraordinario.Madrid. pp.248-255.

Gorini, C. (1994). Géodynamique d'une Marge Passive: le Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale). Thèse de l'Univ. de Toulouse, 256 p.

Goula X., Olivera C., Fleta J., Grellet B., Lindo R., Rivera L.A., Cisternas A., Cardon D. (1999) - Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees, *Tectonophysics* 308, pp. 487–502

Guennoc et al. (1994). Anatomie d'une marge passive jeune (Golfe du Lion, sud France)apports des données géophysiques. *Bull. Cent. Rech. Explo. Prod. Elf-Aquit*, 18 (1994), pp. 19–32

Gunnell Y., Calvet M., Brichau S., Carter A., Aguilar J.P., Zeyen H. (2009). Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo-and biochronologyin the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, t. 278, p. 208-218.

Guitard G., Laumonier B., Autran A., Bandet Y., Berger G.M. (1998). Notice explicative, Carte géologique (1:50 000), feuille Prades (1095), BRGM, Orléans, 1998, 198 p.

Grünthal G., Musson R. M. W., Schwarz J., Stucchi M. (1998). European Macroseismic Scale 1998 (EMS98). Cahiers du centre européen de géodynamique et de séismologie, volume 15, Luxembourg.

Hamilton (1971). Prediction of in situ acoustic and elastic properties of marine sediments: *Geophysics*, v. 36, p. 226-284.

Hart, E. W. Bryant, W. A. Treiman, J. A. (1993). Surface faulting associated with the June 1992 Landers Earthquakes, California, *Calif. Geol.* 46, no. 1, 10- 16.

Lacan P., Ortuño M. (2012). Active Tectonics of the Pyrenees: A review Revisión de la tectónica activa de los Pirineos. *Journal of Iberian Geology* 38 (1) 2012: 9-30

Larue (2013). Formations quaternaires et néotectonique dans le bassin de l'Orbieu (Aude, France). *Physio-Géo*. Volume 7. p. 19-33

Lazarte C.A, Bray J.D., Johnson A.M., Lemmer R.E. (1994) - Surface Breakage of the 1992 Landers Earthquake and Its Effects on Structures, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 547-561.

Lebrun B., 1997. Les effets de site: étude expérimentale et simulation de trois configurations. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 208 pp.

Macau A., Roullé A., Figueras S., Susagna T., Colas B. (2006). Peligrosidad sísmica a escala local en las zonas piloto de la Cerdanya y Andorra. *Nota Técnica*.

Mattauer, Seguret (1971).Les relations entre la Chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne. (*Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, p. IV 41 à IV 4 24, Ed. Technip).

Mauffret A., Durand de Grossouvre B, Dos Reis A-D., Gorini C. & Nercesian A. (2001) Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *Journ. Struct Geol.* 23, 1701-1726.

Maurel, O., Moniè, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., Jolivet, M. (2008): The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the eastern Pyrenees; an (super 40) Ar/ (super 39) Ar fission track and (UTh)/He thermochronological study of the Canigò and Mont-Louis Massifs. *International Journal of Earth Sciences* 97, 565-584. doi: 10.1007/s00531-007-0179-x.

- Nocquet J-M.** (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics* Volume 579, 5 December 2012, Pages 220–242: doi:10.1016/j.tecto.2012.03.037
- Olivera, C., Redondo, E., Lambert, J., Riera Melis, A., Roca, A.** (2006): Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya, Monografies 30, 407p.
- Perea H.** (2009). The Catalan seismic crisis (1427 and 1428; NE Iberian Peninsula): Geological sources and earthquake triggering. *Journal of Geodynamics*. Volume 47, Issue 5, May 2009, Pages 259–270
- Philip H. et al.** (1992) – Présence de failles inverse dans l'Est des Pyrénées : implications sismotectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, t.314, pp.1230-1245.
- Rigo A.** (2010). Precursors and fluid flows in the case of the 1996, M_L=5,2 Saint-Paul_de-Fenouillet earthquake (Pyrenees, France): a complete pre-, co- and post-seismic scenario.. *Tectonophysics* 480, pp.109-118.
- Secanell, R., D. Bertil, C. Martin, X. Goula, T. Susagna, M. Tapia, P. Dominique, D. Carbon and J. Fleta** (2008). Probabilistic seismic hazard assessment of the Pyrenean region. *Journal of Seismology*, 12:323_341, 2008. ISSN 1383-4649.
- Séranne M.**, (1999) - The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview, in *The Mediterranean Basins : Tertiary extension within the Alpine Orogen*, vol. Special Publication 156, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne, pp. 15-36, The Geological Society, London, 1999.
- Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G.** (2005): Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *Am. J. Sci.*, 305(5), 369-406. doi:10.2475/ajs.305.5.369
- SISFRANCE** (2009) - Base de données SisFrance des séismes historiques (www.sisfrance.net). BRGM, EDF, IRSN.
- Stich, D., Martín, R., Morales, J.** (2010): Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005–2008. *Tectonophysics* 483, 390-398. doi: 10.1016/j.tecto.2009.11.006.
- Sylvander M., Monod B., Souriau A., Rigo A.** (2007). Analyse d'un essaim de sismicité (mai 2004) dans les Pyrénées orientales: vers une nouvelle interprétation tectonique du séisme de Saint-Paul de Fenouillet (1996).. *C.R. Geoscience* 339, pp.75-84.
- Tahayt. A.** (2008). Apport des mesures de la géodésie spatiale dans l'étude des déformations tectoniques actuelles dans la Méditerranée occidentale. Thèse Université Toulouse III - Paul Sabatier.
- Terrier M.** (2006). Identification et hiérarchisation des failles actives de la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur. Phase 3 : Hiérarchisation des failles actives, Rapport BRGM-RP-53930-FR, 216 p.
- Viallard P., Gorini C.** (1994). Modalités de la fracturation d'une marge passive préstructurée: le Golfe du Lion (Méditerranée nord-occidentale). *Comptes-Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 319 (5) (1994), pp. 567–572

Vernant P., Hivert F., Chéry J., Steer P., Cattin R., Rigo A. (2013). Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology*, Volume : 41, Février (2013)

Wells D.L. and Coppersmith K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 974-1002.

Youd, T.L., Idriss, I.M., Andrus, R.D., Arango, I., Castro, G., Christian, J.T., Dobry, R., Finn, W.D., Harder Jr., L.F., Hynes, M.E., Ishihara, K., Koester, J.P., Liao, S., Marcuson, W.F., Martin, G.R., Mitchell, J.K., Moriwaki, Y., Power, M.S., Robertson, P.K., Seed, R.B. and Stokoe, K.H. (2001) - Liquefaction resistance of soils: Summary report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF Workshops on evaluation of liquefaction resistance of soils. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 127(10), p. 817-833.

Youd T.L., Perkins D.M (1978). Mapping liquefaction-induced ground failure potential. *J. Geotech. Engng Div.* (1978), pp. 443–446

12. Glossaire

- Accélération maximale** Pour un séisme donné, valeur maximale de l'accélération mesurée sur les composantes horizontales de l'accélérogramme en un point donné. Unité de mesure : m/s².
- Accélérogramme** Enregistrement par un accéléromètre de l'accélération du sol pendant un séisme. Le terme accélérogramme au rocher s'applique à un enregistrement effectué sur du rocher, i.e. un sol de classe A dans les Eurocode 8.
- Aléa** Evénement menaçant ou probabilité d'occurrence, dans une région et au cours d'une période données, d'un phénomène pouvant engendrer des dommages.
- Coefficient d'amplification (τ)** Coefficient multiplicateur appliqué dans la définition de l'action sismique pour tenir compte de l'effet topographique.
- Contreventement** Ensemble d'éléments de construction assurant la rigidité et la stabilité d'un bâtiment vis-à-vis des forces horizontales engendrées par le vent, les secousses sismiques ou d'autres causes.
- CPT** Essai de pénétration au cône statique. Variante du SPT.
- Déterministe** Analyse de l'aléa sismique dans une région donnée pour identifier le séisme le plus important ; elle est réalisée à partir des événements passés sans prendre en compte, ni leur fréquence d'occurrence, ni leur probabilité de retour.
- Drainé** Un sol drainé est un sol sec, un sol non drainé est un sol plus ou moins saturé en eau.
- Effet de site** Amplification (ou atténuation) du mouvement du sol par rapport au mouvement enregistré sur le rocher, causée par les caractéristiques locales du site : géologie, topographie.
- Effets induits** Grands mouvements du sol ou de l'eau déclenchés par la vibration sismique. Soit le séisme joue un rôle de déclencheur (glissement, éboulement, effondrement), soit il est déterminant dans leur genèse (liquéfaction des sols, tsunamis, seiche).
- Enjeux** Personnes, biens, activités, moyens, patrimoines susceptibles d'être affectés par un phénomène naturel. La notion d'enjeu recouvre une notion de valeur ou d'importance.
- Épicentre** Point de la surface du globe situé à la verticale du foyer d'un séisme. En général, il est au barycentre de la zone où les dégâts sont les plus importants (aire de plus forte intensité macrosismique).
- Faille** Plan de rupture qui divise un volume rocheux en deux compartiments et le long duquel les deux compartiments ont glissé l'un par rapport à l'autre.

Faille active Faille sur laquelle une rupture et un glissement se sont produits à une période récente (derniers 100 000 ans) et dont on présume qu'elle pourrait engendrer un séisme au cours d'une nouvelle et rupture future.

Foyer (ou hypocentre) Lieu où s'est initialisée la rupture de la croûte à l'origine du tremblement de terre.

Intensité (d'un séisme) Mesure de la force destructrice d'un séisme par cotation des effets de la secousse sismique sur les hommes, les bâtiments et l'environnement, et cela en un lieu donné à la surface. L'intensité en un point dépend non seulement de la taille du séisme (magnitude), mais aussi de la distance au foyer, de la géologie locale et de la topographie. Il existe plusieurs échelles d'intensité :

Intensité MSK Ancienne échelle d'intensité des séismes, mise au point en 1964 par Medvedev, Sponheuer et Karnik.

Intensité EMS98 Nouvelle échelle d'intensité « l'Echelle Macrosismique Européenne » (Grünthal, 2001), évaluée en fonction de la répartition qualitative des dommages en fonction des différentes classes de vulnérabilité des bâtiments.

Limites d'Atterberg Paramètres géotechniques (limite de liquidité et limite de plasticité) destinés à identifier un sol et à caractériser son état au moyen de sa teneur en eau pondérale. L'**indice de plasticité** est la différence entre limite de liquidité et limite de plasticité.

Linéaire équivalent Approximation linéaire du comportement non linéaire des sols sous sollicitation sismique, ayant notamment pour conséquence que l'amplification du signal sismique sur un sol meuble par rapport au rocher est proportionnellement moindre pour les grandes sollicitations que pour les petites sollicitations.

Liquéfaction Transformation momentanée sous l'effet d'une secousse sismique de sols (généralement sables ou vases) saturés en eau, en un fluide sans capacité portante.

Lois d'atténuation Formules reliant un paramètre de mouvement du sol (accélération, vitesse ou intensité) à la distance au foyer. Elles sont déduites d'enregistrements accélérométriques et moyennées sur le plus grand nombre de séismes possible.

Magnitude Mesure la force d'un séisme ou son énergie libérée, à partir des enregistrements sur les sismographes. La magnitude peut être corrélée avec des grandeurs physiques associées à la source, comme la taille du plan de faille ou l'énergie libérée sous formes d'ondes sismiques. Elle n'a pas de limite théorique supérieure ni inférieure.

Microzonage sismique Zonage sismique sur l'ensemble ou une partie d'un territoire communal. Il tient compte du mouvement sismique au rocher (aléa régional) et des modifications de ce mouvement en fonction des conditions locales (effets de site et effets induits).

Module de cisaillement Rapport entre la contrainte tangentielle appliquée à un solide et la déformation en cisaillement résultante. Appelé aussi module de rigidité (μ). Unité de mesure : MPa.

Ondes sismiques Ondes élastiques générées par un séisme et se propageant à l'intérieur de la Terre.

Période de retour Intervalle de temps moyen entre deux occurrences successives d'un phénomène. Dans le cas d'un modèle probabiliste de Poisson, on utilise souvent pour les séismes et les bâtiments courants une période de retour de 475 ans, ce qui correspond à une probabilité d'occurrence de 10 % en 50 ans.

Plaque tectonique La couche supérieure rigide de notre planète (lithosphère) est découpée en une douzaine de grandes plaques et en de nombreuses petites. Les plaques sont mobiles et entraînent les continents dans leurs déplacements.

Probabiliste Analyse de l'aléa sismique dans laquelle on prend en compte non seulement l'occurrence historique des séismes dans une région donnée, mais aussi le rythme selon lequel ils se succèdent dans le temps. Dans un zonage probabiliste, les paramètres de mouvement du sol sont calculés pour une probabilité de non-dépassement (voir période de retour) en un site.

Séisme de référence Séisme dont les caractéristiques (magnitude, intensité, profondeur) seront celles utilisées pour la prise en compte de l'aléa sismique ; généralement séisme de magnitude la plus élevée auquel peut être exposée une région donnée.

Signal vibratoire Mouvement oscillatoire du sol soumis à un séisme.

Sismicité Distribution géographique des séismes en fonction du temps.

Sismicité historique Sismicité ressentie par l'homme et qui est décrite dans les textes historiques (Exemple du séisme de 1839 en Martinique).

Sismicité instrumentale Sismicité mesurée par les réseaux de surveillance. Elle n'est bien connue que depuis quelques dizaines d'années.

Sismotectonique Analyse des relations entre les structures géologiques actives (se déformant encore de nos jours) et la sismicité. Elle conduit à identifier des failles actives ou sismogènes et des domaines sismotectoniques.

Sol (au sens géotechnique) Pour un site donné, ensemble des couches proches de la surface caractérisées par leur épaisseur et leurs propriétés mécaniques : densité, rigidité et teneur en eau.

Source sismique Caractérise le mécanisme physique à l'origine du séisme, c'est-à-dire la rupture sur le plan de faille au niveau du foyer sismique.

Spectre de réponse Utilisé par les ingénieurs pour caractériser le système de forces (ou action sismique) qui s'applique à une structure lors d'un séisme. Il s'exprime par un graphe qui donne la réponse en termes d'accélération, de vitesse ou de déplacement, d'un oscillateur simple en fonction de la période, ou de son inverse la fréquence.

SPT Essai de pénétration statique (standard). Utilisé en géotechnique pour déterminer la succession des différentes couches de terrain, éventuellement leur nature, l'homogénéité d'une couche donnée ou la présence d'anomalies et certaines caractéristiques de sol.