LES MASSIFS ROCHEUX DU CRETACE SUPERIEUR DU LABOURD OCCIDENTAL : PROCESSUS D'ALTERATION ET INSTABILITES LITTORALES

Mariane Peter-Borie

▶ **To cite this version:**

Mariane Peter-Borie. LES MASSIFS ROCHEUX DU CRETACE SUPERIEUR DU LABOURD OCCIDENTAL : PROCESSUS D'ALTERATION ET INSTABILITES LITTORALES. Géologie appliquée. UNIVERSITÉ BORDEAUX 1, 2008. Français. NNT : . tel-01293031

HAL Id: tel-01293031

https://brgm.hal.science/tel-01293031

Submitted on 24 Mar 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'ordre : 3732

THÈSE

PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITÉ BORDEAUX 1

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

Par PETER-BORIE Mariane

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITE : GEORESSOURCES, PATRIMOINES ET ENVIRONNEMENTS

LES MASSIFS ROCHEUX DU CRETACE SUPERIEUR DU LABOURD OCCIDENTAL : PROCESSUS D'ALTERATION ET INSTABILITES LITTORALES

Thèse dirigée par RISS Joëlle

Soutenue le 19 décembre 2008

Devant la Commission d'Examen formée de :

Mme **RISS Joëlle**	Professeur, Université Bordeaux 1	Directeur
M. **MALLET Cyril**	Ingénieur, BRGM	Co-directeur
Mme **GENTIER Sylvie**	Ingénieur, HDR, BRGM	Rapporteur
M. **COJEAN Roger**	Professeur, ENSMP	Rapporteur
M. **MULDER Thierry**	Professeur, Université Bordeaux 1	Examinateur
M. **RAZIN Philippe**	HDR, Université Bordeaux 3	Examinateur
M. **GENNA Antonin**	Ingénieur, BRGM	Invité

Thèse co-encadrée par :

Université Bordeaux 1
Laboratoire de Géosciences, Hydrosciences, Matériaux, Constructions (GHyMaC, ex-CDGA)
Bât. B18, Avenue des Facultés
33405 Talence Cedex
France

et

BRGM, Service Géologique Régional Aquitaine
24, Avenue Léonard de Vinci
33600 Pessac
France

REMERCIEMENTS

Ce manuscrit est l'aboutissement de trois ans de travail et de réflexions qui ont été pour moi autant de moments d'émotions intenses, d'enthousiasme, parfois de scepticisme ou encore de doutes. Ce sont trois ans au cours desquels j'ai découvert un « pays » insolite tant au niveau des paysages que de ses habitants ou encore de sa culture (et sa gastronomie n'y est pas pour rien !) ; trois ans au cours desquels j'ai noué des relations précieuses avec des gens exceptionnels. Et c'est avec un immense plaisir que je me plie au traditionnel devoir des remerciements.

En premier lieu, je souhaite remercier mon directeur de thèse, Madame le Professeur Joëlle Riss, non seulement pour ses conseils et le suivi des travaux scientifiques, d'une qualité indéniable, mais surtout pour ses qualités humaines. Nos discussions, qui, d'un sujet scientifique, déviaient régulièrement vers un aspect plus philosophique du problème abordé, ont toujours été pour moi agréables et stimulantes. Les conditions exceptionnelles dans lesquelles s'est déroulée ma thèse sont en grande partie de son fait, et je la remercie pour avoir su diriger mes travaux en me laissant suffisamment d'autonomie sans pour autant me négliger : un juste équilibre qui demande des qualités rares.

Mes remerciements s'adressent également chaleureusement à mon co-directeur de thèse, Monsieur Cyril Mallet. Il a su me faire regarder le problème posé d'un œil plus « océanique » et je lui dois toutes mes connaissances sur le littoral depuis la définition du « trait de côte » au pourquoi des vagues idéales à surfer ou non…

Je remercie également très vivement les rapporteurs de cette thèse, Monsieur le Professeur Roger Cojean et Madame Sylvie Gentier pour la célérité avec laquelle ils ont lu mon manuscrit, l'intérêt qu'ils ont porté à son étude et leurs conseils avisés.

Merci également aux autres membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail, Messieurs Thierry Mulder et Philippe Razin à qui je dois, en outre, toute ma connaissance géologique sur les flyschs du Pays Basque, ainsi que Monsieur Antonin Genna dont les idées et théories qu'il a pu avancer au cours de mes travaux de recherche ont toujours su attiser ma curiosité. J'avoue être particulièrement fière d'avoir pu réunir autour de mon travail, au sein du jury, une grande diversité de profils (géologues structuralistes, sédimentologues, géotechniciens, mécaniciens des roches) et des personnes représentant les trois laboratoires de géologie de l'Université de Bordeaux (Ghymac, EPOC, EGID) et le BRGM.

Je dois mon parcours scientifique à Monsieur le Professeur Bernard Clément, qui avait su me montrer, dès la fin de ma licence, tout l'intérêt de la géologie appliquée et qui m'avait alors permis d'entrevoir les richesses d'une thèse. C'est grâce à ses conseils avisés que ma route a pris la direction de la recherche, et je l'en remercie sincèrement.

Cette thèse, c'est tout d'abord une idée, puis un projet, d'un petit groupe de personnes – Jacques Dubreuilh, Antonin Genna, Cyril Mallet, Sandrine Aubié et Jean-Pierre Capdeville – qui ont ensuite fait de nombreux adeptes (dont Luc Closset, Patrick Ledru, Philippe Dutartre, Bernard Gourgand et j'en oublie beaucoup d'autres). Si j'en suis là aujourd'hui, c'est grâce à eux, et pour cela je les remercie chaleureusement. J'ai une pensée particulière pour Sandrine, pour ses qualités de chef de projet ; elle a toute ma gratitude pour la latitude qu'elle a pu me laisser pour le choix des analyses, essais et autres.

De nombreux scientifiques ont participé, parfois même bénévolement, à l'obtention des résultats présentés ici. Je souhaite vivement les remercier pour les discussions fructueuses que nous avons eu, ainsi que pour avoir, parfois, accepté de me suivre sur le terrain (à leurs risques et périls…). Par thématique et/ou laboratoire, et dans le désordre, je remercie (en plus de ceux déjà cités ci-dessus) :

- Florence Quesnel (ta descente des falaises de la Corniche sur corde statique restera dans mes anales), Gabriel Karnay, Robert Wyns et l'ensemble des géologues du BRGM qui travaillent sur les formations superficielles et qui ont croisé ma route,
- l'ensemble des géophysiciens qui sont intervenus sur le projet et plus particulièrement Colette Sirieix, Véronique Naudet, Fabien Naessens pour le travail effectué sur Guéthary,
- Christian Mathon, géotechnicien, pour son aide sur l'Humitub,
- les hydrogéologues du SGR Aquitaine, Pauline Corbier et Nicolas Pedron pour leur aide,
- l'ensemble des scientifiques du laboratoire Ghymac de l'Université Bordeaux 1 pour leurs conseils, leur aide (merci à Richard Fabre, géologue, pour les essais géotechniques et les analyses pétrographiques, à Antoine Marache pour l'utilisation des logiciels ISATIS et FLAC) et parfois même les visites de terrain (merci notamment à Roland Lastennet, hydrogéologue),
- le personnel du laboratoire EPOC de l'Université Bordeaux 1 pour les analyses et le prêt de matériel (DRX, lames minces, microscope…), et en particulier Sébastien Zaragosi – j'espère que nos collaborations futures seront fructueuses,
- les techniciens du SGR Aquitaine, Loïc (Danke Schön comme diraient tes ancêtres), Fabien, Anne et Anaïs, pour leur travail,
- Fabrice Marembert, archéologue, pour les échanges fructueux sur les karsts de Biarritz et la visite guidée de la grotte du Phare,
- l'équipe des foreurs du BRGM, Daniel, Gilbert et Jean-François, pour leur bonne humeur, un superbe travail tant en qualité qu'en quantité.

Les travaux présentés ici n'auraient pu être réalisés sans le concours de nombreux acteurs locaux. Je souhaite ainsi remercier vivement Monsieur Albert Larousset et le personnel de la mairie de Guéthary pour notamment leur soutien technique et leur accueil toujours agréable ainsi que Mme Pageot et sa famille, pour les facilités d'accès et d'activité sur leur propriété, malgré tous les désagréments (et malheureusement pas que ceux de notre fait) qu'ils ont subis. Je souhaite également saluer le Conseil Général des Pyrénées-Atlantiques et la Région Aquitaine pour leur dynamisme. Mes remerciements s'adressent également à Jean-Loup Ménochet, architecte à Biarritz et spéléologue à ses heures de loisirs pour les informations sur les châteaux et villas basques ainsi que pour l'accès au puits du château

d'Ilbarritz. Et bien sûr, je ne peux oublier Camille Clavier, pêcheur à Saint-Jean-de-Luz, pour les précieuses données bathymétriques fournies et l'inoubliable promenade en bateau. Plus généralement, je souhaite remercier les basques, qui m'ont ouvert leur porte et notamment tous ceux qui m'ont laissé leur propriété en libre accès pour le travail de terrain (cartographie, suivi des sources, forages, implantation de piézomètres…) et dont la liste est trop longue pour être citée ici. Cependant, je ne doute pas qu'ils se reconnaîtront.

Ma gratitude va également à l'ensemble des stagiaires qui m'ont, soit accompagnée sur le terrain, soit supportée comme co-maitre de stage, et je salue notamment Flora Lucassou pour son travail sur l'hydrogéologie.

Je remercie les personnes qui constituent les deux entités au sein desquelles j'ai partagé mon temps de travail – le Service Géologique Régionale d'Aquitaine de Bordeaux et le laboratoire Ghymac de l'Université Bordeaux 1 – pour leur accueil et leur bonne humeur. Je salue particulièrement les thésards qui m'ont précédée (« on t'avait prévenu… ») – Bruno Martins-Campina, Renaud Toullec (thésard à l'EGID) et aussi Fabrice, Nicolas, Sam… – ceux qui ont commencé en même temps que moi (« synsédimentaires… ») – Benjamin Lopez, Julien Dubost (c'est bientôt votre tour !), Sophie, Rhana, Zhor, Ouassima… – et ceux qui sont arrivés après (courage…).

Enfin, mes derniers mots sont pour mes proches, tout d'abord mon époux, qui a « vécu » autant que moi ces trois années de thèse et qui a toujours été là pour me remonter le moral et m'encourager. Mes remerciements s'adressent également à mes parents, mes sœurs Perrine et Hélène, mes grands-parents et tous les membres de ma grande famille pour leur soutien sans failles. J'ai une pensée particulière pour mon oncle Ned et mon cousin Lionel grâce à qui j'ai découvert l'alpinisme (et le maniement des cordes), ce qui n'a pas été sans utilité sur les falaises basques…

En mémoire de Ned qui m'a fait
découvrir la montagne, mon mari,
et ma passion : les roches

En mémoire de Sonia,
partie beaucoup trop tôt

RESUME

LES MASSIFS ROCHEUX DU CRETACE SUPERIEUR DU LABOURD OCCIDENTAL : PROCESSUS D'ALTERATION ET INSTABILITES LITTORALES

L'érosion du littoral est un aléa qui menace les vies, les biens personnels et les infrastructures publiques. Sur la côte labourdine (Pays Basque français), elle est en partie le fait de nombreuses instabilités de versant. Les études préliminaires menées par le BRGM, dans le cadre des travaux de l'Observatoire de la Côte Aquitaine, ont mis en évidence la présence et l'implication de roches altérées, les altérites, dans ces mouvements de terrain. Dans la continuité de ces observations, l'étude du contexte environnemental des instabilités qui mobilisent ces roches méconnues est réalisée afin de mieux appréhender *in fine* les processus de rupture. Elle est focalisée sur les altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur, qui forment les deux tiers des reliefs côtiers basques.

Les produits d'altération de ces roches sont des argiles silteuses au sein desquelles perdurent des bancs de chailles fracturés. Ces altérites ont conservé la structure de la roche-mère, litage et déformations tectoniques, bien qu'elles se soient tassées. A leur base, l'horizon karstifié, caractérisé par un réseau de conduits formés dans les bancs calcaires pleins d'altérites en place, forme les « racines » de l'altération dans les roches-mères. Le processus qui a conduit à cette transformation a consisté en une oxydation et une dissolution des carbonates, probablement par une masse d'eau inerte, par « fantômisation ». De ce fait, il apparait une altérabilité croissante avec la teneur en carbonates des marno-calcaires : dans les faciès de flysch caractérisés par une dominance des bancs calcaires sur les niveaux marneux, le front d'altération s'est enfoncé plus profondément. L'épaisseur d'altérite peut alors, aujourd'hui, atteindre plus de 50 m.

La variabilité dans l'altérabilité des roches du Crétacé supérieur est en partie à l'origine du développement de baies. Ces dernières, creusées dans les altérites, correspondent à des secteurs où l'érosion a progressé plus rapidement que sur le reste du littoral. Aujourd'hui, cette désagrégation des reliefs littoraux est le fait de nombreux glissements circulaires. L'altération des marno-calcaires est, en effet, à l'origine d'une dégradation des propriétés mécaniques de la roche. L'étude de ces dernières montre, par ailleurs, leur extrême dispersion du fait de l'hétérogénéité des altérites héritée de celle de la roche-mère. De plus, la structure des massifs altérés facilite les circulations hydrogéologiques ; en effet, d'une part, l'hétérogénéité lithologique de l'altérite permet des circulations d'eau, chenalisées par les bancs de chailles fracturés et les niveaux les plus silteux, et d'autre part, la formation de conduits dans les marno-calcaires de l'horizon karstifié, récemment vidangés, a permis la formation d'un aquifère de type karstique, fréquemment captif sous les altérites. En créant des contraintes déstabilisatrices dans le massif rocheux aux propriétés dégradées, les circulations hydrogéologiques représentent le

principal facteur déclenchant les mouvements de terrain comme cela a été montré par le test de différents scénarios par modélisation numérique (FLAC ©Itasca).

Ces analyses et observations ont permis l'élaboration d'un outil d'estimation de l'aléa dans l'altérite. Basé sur la présence des facteurs de prédisposition et déclenchants, cet outil permettra de faire évoluer la cartographie de l'aléa en fonction des nouvelles connaissances hydrogéomécaniques.

Mots clés : Aléa, Altérite, Erosion, Fantôme de roche, FLAC, Glissement de terrain, Karst, Littoral, Modélisation, Pays Basque.

ABSTRACT

LATE CRETACEOUS ROCK MASS OF OCCIDENTAL LABOURD: WEATHERING PROCESSES AND COASTAL LANDSLIDES

Coastal erosion threatens human lifes, private properties and public substructures and buildings. Along the coast of Labourd (France), it is mainly the result of landslides. Previous studies show that most of the slidings occur in weathered rock (weathering of cretaceous marls and limestones with flysch facies), called alterites. In order to understand failure processes in these rocks, geological, geotechnical and hydrogeological context is studied.

Weathered rocks are very heterogeneous silty clays with flints. The parent rock structure has been conserved although being compressed. At the base, the limestones are characterized by a karstic channels system containing *in* situ alterite. This level, called karstified level, constitutes the « roots » of the weathered rocks. It is formed by the particular weathering process called « ghost rocks alteration », which consists in the dissolution and the oxidation of the rock mass by very slow percolation water. According to the parent rock facies, that induce variations in calcareous contents, the depth of the seepage of the weathering front is variable. The alterites thickness can reach 50 m, and reaches its peak in the most calcareous parent rocks. The fluctuation in the altitude of the footwall of the alterites is the roots of the coastal morphology evolution. Erosion is easier in alterites leading to a faster retreat of the coast in this rock and, so, to the formation of coves. Nowadays, erosion is the consequence of numerous landslides in alterites: in fact, weathering process generates a reduction of rock strength. Moreover the weathered rock structure, and in particular the karstified level, induce an easier water circulation which is canalized, in one hand, by permeable levels of alterites (silty and sandy levels and fractured flint beds) and, in the other hand, by karstic channels that have been recently hollowed out. Water creates destabilizing strengths in the weak rock mass. Thus, water circulation is the main factor inducing the failure in the rock mass.

These analyses and observations allowed to create a tool to estimate the hazards in the alterites. Based on the presence of mains triggering factors of landslides, it will be used to make the hazards mapping evolve with new fact that can appear subsequently.

Keywords: Alea, Alterite, Erosion, Ghost rock, FLAC, Landslide, Karst, Coast, Modelisation, Pays Basque, weathering.

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS ..... **III**

RESUME ..... **VII**

ABSTRACT ..... **IX**

SOMMAIRE ..... **XI**

LISTE DES FIGURES ..... **XV**

LISTE DES TABLEAUX ..... **XXIII**

LISTE DES ENCADRES ..... **XXV**

INTRODUCTION **1**

PARTIE I. EUSKAL KOSTALDEA : UN PAYS DE CARACTERE **3**

CHAP. I.1. EUSKAL HERRIA, ENTRE MER ET MONTAGNE 5
CHAP. I.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE 9
I.2.1. Le domaine pyrénéen *9*
I.2.2. Etude structurale des déformations pyrénéennes dans le Labourd *10*
I.2.3. Evolution post-éocène *13*
I.2.4. Description lithologique, stratigraphique et structurale des unités géologiques du Labourd occidental *13*
I.2.4.1. Les Unités plissées Méridionales 14
I.2.4.2. Les Unités plissées Septentrionales 14
I.2.4.3. L'Unité syntectonique Frontale 18
I.2.4.4. L'Unité sédimentaire post-orogénique mio-plio-quaternaire 18
I.2.4.5. Les formations géologiques présentes sur le littoral basque : synthèse 21
CHAP. I.3. CADRE GEOGRAPHIQUE 23
I.3.1. Géomorphologie *23*
I.3.1.1. Les reliefs émoussés de la chaîne pyrénéenne des Unités Méridionales 25
I.3.1.2. Les collines de l'arrière-pays côtier des Unités Septentrionales 26
I.3.1.3. La zone de plateaux de l'Unité sédimentaire post-orogénique 27
I.3.1.4. Le littoral 27
I.3.2. Climat du littoral basque *29*
I.3.2.1. Climat régional du Pays Basque français 29
I.3.2.2. Climat du littoral basque 29
I.3.2.3. Synthèse 32
I.3.3. Hydrologie *32*
CHAP. I.4. CONCLUSION 35

PARTIE II. ALTERATION DES MASSIFS ROCHEUX CRETACES DU LABOURD OCCIDENTAL **37**

CHAP. II.1. INTRODUCTION 39
CHAP. II.2. LES ALTERATIONS DES ROCHES DES FALAISES BASQUES 41
II.2.1. Terminologie et définitions *41*
II.2.2. Les différents types d'altération des formations géologiques constituant le littoral basque *42*
II.2.2.1. Les dépôts néogènes et quaternaires 42
II.2.2.2. L'Oligocène 43
II.2.2.3. L'Eocène et le Maastrichtien 43
II.2.2.4. Le Crétacé supérieur 44
II.2.2.5. Typologie de la côte fonction des profils d'altération 44
II.2.3. Conclusion *46*
CHAP. II.3. LES MARNO-CALCAIRES A FACIES FLYSCH CRETACES ET LEUR ALTERITE : DESCRIPTION ET TERMINOLOGIE 47
II.3.1. Etudes préalables *48*
II.3.2. Objets et sites d'études *50*
II.3.3. Description macroscopique *51*
II.3.3.1. Le complexe roche-mère/altérite du Flysch à silex de Guéthary 51
II.3.3.2. Les complexes roche-mère/altérite du Flysch marno-calcaire de Socoa et de la Turbidite de Makila 61

II.3.3.3. Synthèse des observations macroscopiques 65
II.3.4. Analyses microscopiques et minéralogiques *66*
II.3.4.1. Description qualitative des lames minces 66
II.3.4.2. Analyse quantitative des lames minces 71
II.3.4.3. Quantification des minéraux majeurs 72
II.3.4.4. Synthèse des observations et analyses microscopiques 75
II.3.5. Déductions et interprétations des observations et analyses *76*
II.3.6. Cartographie des produits de l'altération *79*
II.3.6.1. Cartographie des morphologies macroscopiques associées à l'altération 79
II.3.6.2. Cartographie de l'altérite 82
II.3.7. Synthèse et conclusions *94*
CHAP. II.4. MODELES CONCEPTUELS D'ALTERATION 97
II.4.1. Essai de reconstitution de l'environnement et des processus d'altération des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur *97*
II.4.2. Relation entre les processus majeurs d'altération et la morphologie côtière *101*

PARTIE III. INSTABILITES DANS LES ALTERITES DE LA ZONE LITTORALE 103

CHAP. III.1. INTRODUCTION 105
CHAP. III.2. IMPLICATION DES ALTERITES DANS L'EROSION DU LITTORAL 107
III.2.1. Cartographie des zones en érosion *107*
III.2.1.1. Parades et ouvrages de protection 107
III.2.1.2. Evolution historique des reliefs littoraux formés par les marno-calcaires à facies flysch 108
III.2.1.3. Conclusion 115
III.2.2. L'érosion des côtes rocheuses *116*
III.2.2.1. Agents d'érosion et processus associés 116
III.2.2.2. Evolution des reliefs côtiers et des secteurs associés 118
III.2.2.3. Application à l'érosion des reliefs du Crétacé supérieur 118
III.2.3. Conclusion *122*
CHAP. III.3. ETUDE GEOTECHNIQUE DES ALTERITES 123
III.3.1. Origine des données *124*
III.3.2. Essais d'identification *126*
III.3.2.1. Paramètres d'état 126
III.3.2.2. Granularité et limites d'Atterberg 130
III.3.3. Essais de caractérisation mécanique *137*
III.3.3.1. Essai *in situ* : essai au Pressiomètre Ménard 138
III.3.3.2. Essais triaxiaux 144
III.3.4. Conclusion *145*
CHAP. III.4. COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES ALTERITES : INSTRUMENTATION ET SUIVIS 147
III.4.1. Etat des connaissances *147*
III.4.2. Instrumentation du site pilote d'Harotzen Costa à Guéthary *150*
III.4.3. Etude des précipitations *151*
III.4.4. Données d'humidité *153*
III.4.4.1. La sonde Humitub : description et mesures 153
III.4.4.2. Description qualitative des résultats 155
III.4.4.3. Analyses corrélatoires 159
III.4.4.4. Analyses factorielles 167
III.4.4.5. Conclusion 173
III.4.5. Le dispositif de tomographie électrique *174*
III.4.5.1. Matériel et objectif 174
III.4.5.2. Section de résistivité et interprétation 174
III.4.5.3. Etude des variations de la résistivité électrique 176
III.4.5.4. Conclusions 176
III.4.6. Suivi piézométrique *176*
III.4.6.1. Objectif 176
III.4.6.2. Le piézomètre du site pilote de Guéthary 177
III.4.6.3. Le réseau piézométrique 180
III.4.7. Hypothèse sur l'origine et le développement de la ou de(s) nappe(s) de l'horizon karstifié *190*
III.4.8. Modèle synthétisant les circulations hydrogéologiques *192*
CHAP. III.5. RETRO-ANALYSE DU GLISSEMENT DU SITE PILOTE D'HAROTZEN COSTA 195
III.5.1. Présentation du glissement d'Harotzen Costa à Guéthary *195*

III.5.1.1. Circonstances 195
III.5.1.2. Description de la géométrie du glissement 196
III.5.1.3. Evolution 200
III.5.1.4. Historique du site 204
III.5.1.5. Synthèse : le scénario de rupture du glissement de Guéthary 207
III.5.2. Les facteurs et processus à l'origine des instabilités dans les altérites 211
III.5.2.1. Facteurs de prédisposition 211
III.5.2.2. Facteurs de préparation 213
III.5.2.3. Facteurs aggravants et déclenchants 214
III.5.2.4. Facteur anthropique 215
III.5.2.5. Modélisation conceptuelle des processus à l'origine de la rupture 216
III.5.3. Modélisation numérique des processus de rupture 218
III.5.3.1. Objectifs et méthodes 218
III.5.3.2. Paramètres 218
III.5.3.3. Scénario 1 221
III.5.3.4. Scénario 2 223
III.5.3.5. Scénario 3 225
III.5.3.6. Etude de la stabilité du profil de versant après glissement 226
III.5.4. Conclusion 228
CHAP. III.6. OUTIL DE DETERMINATION PONCTUELLE DE L'ALEA LIE AUX ALTERITES 231
III.6.1. Principe 231
III.6.2. Base de données « mouvements de terrain » 232
III.6.3. Observations du terrain 232
III.6.3.1. Observation sur documents cartographiques 232
III.6.3.2. Géologie 233
III.6.3.3. Morphologie 233
III.6.3.4. Les conditions hydrogéologiques initiales 234
III.6.3.5. Autres 234
III.6.4. Fiche synthétique 234
CHAP. III.7. LES INSTABILITES DANS LES ALTERITES : SYNTHESE 239

CONCLUSION 241

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 245

ANNEXE 1 PALEOENVIRONNEMENTS 257

ANNEXE 2 CARTE GEOLOGIQUE 263

ANNEXE 3 LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS ET DES ECHANTILLONS 271

ANNEXE 4 ANALYSES PHYSICO-CHIMIQUES DES ALTERITES ET DES MARNO-CALCAIRES 277

ANNEXE 5 ANALYSE D'IMAGE 283

ANNEXE 6 CARTE GEOLOGIQUE AVEC LOCALISATION DES ALTERITES DES MARNO-CALCAIRES 301

ANNEXE 7 ANALYSES EN COMPOSANTES PRINCIPALES 305

ANNEXE 8 LE DISPOSITIF DE TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE 315

ANNEXE 9 FICHE-TYPE D'ANALYSE DE MOUVEMENTS DE VERSANT DE GRANDE AMPLEUR 331

ANNEXE 10 BASES DE DONNEES 337

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : a. Localisation du Pays Basque (Euskal Herria) ; b : Les herrialdes 6
Figure 2 : Carte des communes du Labourd occidental 6
Figure 3 : Commune de Guéthary : la ville s'est développée au sommet des falaises instables et jusqu'au front de mer où sévissent régulièrement les tempêtes 7
Figure 4 : Structures majeures du système pyrénéen (carte réalisée d'après les cartes structurales de Razin, 1989, Biteau et Canérot, 2007, et Choukroune et Séguret, 1973) 9
Figure 5 : a. Schéma structural des Pyrénées occidentales ; b. détail sur la zone d'étude (cartes réalisées à partir des cartes géologiques et structurales de Richard, 1987, Razin, 1989, Augris et al., 1999, modifié) 11
Figure 6 : Panorama structural du littoral basque vu depuis l'Ouest (coupes réalisées à partir des travaux de Razin, 1989) 12
Figure 7 : a. Séquence type de Bouma (1962 ; d'après Foucault et Raoult, 2000, modifié) ; b. Séquence de Lowe (Pomerol et al., 2000) 15
Figure 8 : Alluvions du Baldareta à Cénix 20
Figure 9 : Sables éoliens et marins reposant en discordance sur des marno-calcaires à faciès flysch crétacés à l'extrémité sud de la dépression d'Ilbarritz 20
Figure 10 : Alimentation en sable de la plage de Bidart (avril 2003) 20
Figure 11 : Modelés de la zone d'étude : reliefs pyrénéens, collines et plateaux (modèle numérique de terrain (MNT) créé à partir de la BDAlti de l'IGN et de la carte bathymétrique ; Peter-Borie et al., 2007a) au pas de 50 m 24
Figure 12 : Modelés de la zone d'étude : reliefs pyrénéens, collines et plateaux (pentes associées au MNT de la Figure 11) 24
Figure 13 : a : Vue sur le replat de l'Ihizelaia (au premier plan, 579 m) depuis la Rhune. Les falaises sont formées par les grès du Buntsandstein inférieur. b : le massif de la Rhune vu de Socoa (Ciboure) 25
Figure 14 : Forêts, terres cultivées et prés de pâtures se partagent l'arrière-pays vallonné de la Côte Basque (ici exemple de la campagne luzienne) 26
Figure 15 : Exemple de la végétation littorale dense composée de lauriers, tamaris et cistes sur les reliefs côtiers de Saint-Jean-de-Luz 28
Figure 16 : Précipitations mensuelles moyennes, températures moyennes mensuelles, températures maximales et minimales mensuelles moyennes et températures maximales et minimales absolues mensuelles aux stations météorologiques de : a. de Biarritz-Anglet (1956-2008) ; b. de Ciboure (Pointe de Socoa ; 1921-2008, pas de données de 1939 à 1945 ; données MétéoFrance 2008) 30
Figure 17 : Différence entre les précipitations journalières enregistrées à Socoa et celles enregistrées à Biarritz 30
Figure 18 : Augmentation de la température mensuelle à Biarritz entre janvier 1956 et juin 2008 : valeur du coefficient de régression des températures moyennes mensuelles en fonction du temps en années 31
Figure 19 : a. Réseau hydrographique principal de la Côte Basque et bassins versants topographiques associés (Lucassou, 2008) ; b. directions principales des cours d'eau et du littoral 34
Figure 20 : Affleurement d'alluvions du pliocène supérieur (p3) altérées 42
Figure 21 : La salle de la Grotte du Phare a été occupée par l'homme depuis au moins le paléolithique supérieur. Au plafond pendent les cordeaux de délimitation du carroyage de fouille ; en arrière plan à gauche, on peut apercevoir une butte témoin des fouilles archéologiques 43
Figure 22 : a. Panorama des falaises éocènes d'Ilbarritz (Bidart) ; b. Coulée boueuse survenue en 2004 45
Figure 23 : Reliefs côtiers formés par les altérites du Flysch à silex de Guéthary (Coniacien). Les ajoncs et hautes herbes des landes recouvrent cette formation 45

Figure 24 : Différents types de côte déterminés sur la Côte Basque (Genna et al., 2004) 45
Figure 25 : Profil d'altération des marno-calcaires à faciès flysch (Genna et al., 2005) 48
Figure 26 : Profil d'altération des calcaires marneux albiens dans le massif des Arbailles (Vanara, 2000). Dénomination des différents horizons selon la nomenclature du Référentiel Pédologique (AFES, 1995) et du Référentiel de la Commission de Pédologie et de Cartographie des sols (CPCS, 1967 ; entre parenthèses) 49
Figure 27 : Harotzen Costa à Guéthary (site 1). La morphologie du littoral permet d'observer à la fois l'altérite et sa roche-mère 51
Figure 28 : a. Log lithologique levé à Harotzen Costa ; b. détail des 4,5 m premiers du log dans l'altérite (logs réalisés à l'aide du logiciel GDM ©BRGM) ; c : Log levé dans le Flysch à silex de Guéthary par Razin(1989) – profondeurs indicatives 52
Figure 29 : Sol brun recouvrant les altérites 54
Figure 30 : a. Echantillon d'altérite du Flysch à silex de Guéthary : les oxydes de fer (goethite) colorent la roche dans des teintes ocres et les oxydes de manganèse en noir ; b. Bancs de chailles blanchies et fracturées 54
Figure 31 : Passage de la roche-mère à l'altérite parallèle à la stratification : photographie (en haut) et interprétation (en bas). On remarque, en plus de la conservation de la stratification, une perte de volume des termes basaux des turbidites 54
Figure 32 : Conservation de la structure des marno-calcaires dans le massif altéré : exemple des plis pyrénéens 55
Figure 33 : Déformations engendrées par des pertes de volume différentielles consécutives à l'altération ; a : plis ; b. morphologie similaire à celle des figures de charges généralement formées en milieu aquatique (enfoncement de la couche supérieure dans la couche inférieure sous l'effet de la gravité 55
Figure 34 : a. Chaille prélevée au sein des marno-calcaires ; b. et c. chailles prélevées dans l'altérite 56
Figure 35 : Discontinuités découpant les bancs de chailles dans l'altérite 57
Figure 36 : Profil schématique de l'horizon karstifié 58
Figure 37 : Détail de d'un plan de stratification, à proximité de l'intersection avec une discontinuité, montrant l'inhomogénéité de concentration en oxydes 58
Figure 38 : a. Dalle de marno-calcaire à faciès flysch comportant des fractures tectoniques (remplissage calcitique blanc et fractures de Riedel) aux épontes non oxydées et d'autres caractérisées par des épontes oxydées ; b. Schéma de principe du modèle de Riedel en décrochement sénestre (d'après Foucault et Raoult, 2000) 59
Figure 39 : L'horizon karstifié : familles de discontinuités dont les épontes sont oxydées 59
Figure 40 : a. Evolution latérale de discontinuités aux épontes oxydées en conduit ; b : conduit de type karstique remplis d'altérite en place ; c. Conduit karstique évidé localisé dans un terme grossier des marno-calcaires à faciès flysch 60
Figure 41 : Exemple de la complexité de la géométrie de l'interface de la roche-mère et de l'altérite à l'échelle des reliefs côtiers (Erromardie Nord ; Saint-Jean-de-Luz) 61
Figure 42 : Epaisseur des niveaux hémipélagiques dans les marno-calcaires à faciès flysch (d'après Offroy, 1984) 62
Figure 43 : a : Panorama des falaises des Viviers-Basques ; b. Formes arrondies des bancs calcaires au niveau du sol ; c. Conduit karstique et venue d'eau associée ; d. Projection stéréographique (densité – abaque de Wulff) des pôles des plans de discontinuité des différentes familles identifiées sur le Flysch marno-calcaire de Socoa avec S_0 la stratification, T, L, D1 et D2 les familles de fractures tectoniques décrites par Razin (1989) et E les discontinuités qui affectent les niveaux les plus marneux, de directions et pendages précisés dans le texte (Borie, 2004) ... 63
Figure 44 : Morphologies de l'horizon karstifié dans la Turbidite de Makila : a. Conduits karstiques avec l'altérite en place à l'intérieur ; b. Discontinuités oxydées en réseaux parallèles et écaillage 64

Figure 45 : Altération des niveaux marneux : le passage de la roche-mère à l'altérite ne se fait plus de façon abrupte, un niveau intermédiaire apparait sous forme de marne argileuse ou d'argile marneuse 64
Figure 46 : Section perpendiculaire à la stratification d'un terme d de la séquence de Bouma (1962 ; échantillon RSI6, Annexe 4) vue au microscope optique (×50 ; grossissement de l'objectif : ×10 et grandissement de l'oculaire : ×5) ; a. en lumière polarisée non analysée (LPNA) ; b. en lumière polarisée analysée (LPA) 67
Figure 47 : Section perpendiculaire à la stratification d'un terme basal (S1 ; échantillon LS1 Annexe 4) de la séquence de Lowe vue au microscope optique (×50 ; grossissement de l'objectif : ×10 et grandissement de l'oculaire : ×5) ; a. en lumière polarisée non analysée (LPNA) ; b. en lumière polarisée analysée (LPA) 67
Figure 48 : Section perpendiculaire à la stratification d'un niveau gréseux d'altérite (grauwacke quartzeuse ; échantillon A29, Annexe 4) vue au microscope optique en lumière polarisée non analysée (LPNA ; ×50 ; grossissement de l'objectif : ×10 et grandissement de l'oculaire : ×5) ... 68
Figure 49 : Section perpendiculaire à la stratification d'un niveau argileux d'altérite (échantillon A30, Annexe 4) vue au microscope optique en lumière polarisée non analysée (LPNA, ×50 ; grossissement de l'objectif : ×10 et grandissement de l'oculaire : ×5) ; les discontinuités ont été créées par le retrait des argiles lors du remplacement de l'eau interfoliaire par le catalyseur et la résine utilisés pour indurer la roche 68
Figure 50 : Lame mince d'altérite gréseuse (grauwacke quartzeuse ; échantillon A30, Annexe 4) : la concentration en oxydes de fer varie selon une direction perpendiculaire au plan de stratification donnant ainsi un aspect rubané à l'échantillon 68
Figure 51 : Sections dans des chailles vues au microscope optique (x50). a. LPA, chaille prélevée dans un banc de marno-calcaire ; b.LPNA ; c. LPA, chaille blanche à rubans ocres prélevée dans l'altérite ; d. LPNA ; e. LPA, chaille blanche prélevée au sommet des altérites ; f. LPNA 70
Figure 52 : a. Lame mince d'altérite (échantillon A29, Annexe 4 ; LPNA ; ×50 ; grossissement de l'objectif : ×10 et grandissement de l'oculaire : ×5) ; b. image binaire des grains de quartz de l'altérite (chaque grain et représenté par une couleur différente) ; c. image binaire des grains de quartz dans la roche-mère correspondant à l'altérite ; d. Courbes granulométriques des grains de quartz (en nombre et en aire) 72
Figure 53 : Cortège minéralogique des termes Ta, Tc, Td et Te d'une séquence de Bouma dans les marno-calcaires prélevés dans l'horizon karstifié ; a. cortège minéralogique de la roche dans sa totalité ; b. cortège de la fraction non carbonatée ; c : cortège argileux 73
Figure 54 : a. Cortège minéralogique de cinq échantillons prélevés par carottage dans l'altérite a. cortège minéralogique total ; b. cortège argileux 73
Figure 55 : a. Cavité karstique dans le Flysch à silex de Guéthary ; b. Carottes prélevées sur le site de Sainte Barbe (Saint-Jean-de-Luz) : dans une cavité d'un diamètre proche de 60 cm, des sables marins ont été rencontrés 79
Figure 56 : Cartographie des cavités karstiques sur le littoral formé par les marno-calcaires à faciès flysch (légende la géologie : Annexe 2). a. diamètre des cavités ; b. altitude des cavités ; c. remplissage des cavités 80
Figure 57 : a. Répartition des lagunes sur le littoral basque (déterminées par photo-interprétation – Ortholittoral 2000 © IGN) ; b. Détail sur fond des Ortholittoral 2000 © IGN ; légende la géologie : Annexe 2 81
Figure 58 : Carte du mur des altérites par les sondages de la Banque de Données du Sous-Sol du BRGM (BSS ; Genna et al., 2004) 83
Figure 59 : Zone d'étude retenue pour la réalisation du modèle géologique : a. sur fond de carte géologique (légende en Annexe 2) ; b. sur fond de carte géologique simplifiée considérant la disposition possibles des entités FZ, PLIO, et ALTE 85
Figure 60 : Répartition géographique des forages et affleurements 87

Figure 61 : Variogramme expérimental calculé à partir des données exactes de l'altitude du mur des alluvions récentes (MEXAFZ) et modèle de variogramme (nombre de paires minimum utilisé pour le calcul : 8803)..... 88
Figure 62 : Variogramme expérimental calculé à partir des données exactes de l'altitude du mur des formations plio-quaternaires (MEXAPLIO) et modèle de variogramme (nombre de paires minimum utilisé pour le calcul : 280)..... 88
Figure 63 : Variogramme expérimental calculé à partir des données exactes de l'altitude du mur des altérites (MEXAALTE) et modèle de variogramme (nombre de paires minimum utilisé pour le calcul : 197)..... 89
Figure 64 : a. Altitude du mur des altérites (surface ALTE) obtenue par krigeage ; b. Ecart-type associé 90
Figure 65 : a. Surface topographique ; b : Surface obtenue après suppression des alluvions récentes (FZ) ; c : Surface obtenue après suppression des alluvions récentes (FZ) et des formations plio-quaternaires (PLIO) ; d : Surface obtenue après suppression des alluvions récentes (FZ), des formations plio-quaternaires (PLIO) et des altérites (ALTE), c'est aussi le toit du substratum et le mur des altérites dans la limite de leur présence..... 91
Figure 66 : Epaisseur des altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur (carte des isopaques)..... 92
Figure 67 : Modèle d'altération..... 100
Figure 68 : Modèle de développement des baies sur le littoral ; a. Carte géologique (légende en Annexe 2) ; b. Bloc diagramme représentant les différentes étapes (Genna et al., 2004) ; c. Illustrations..... 102
Figure 69 : Cartographie de l'aléa mouvement de terrain (Nedellec et al., 2005, modifiée) 106
Figure 70 : Cartographie des ouvrages de confortement et de protection du littoral (Alexandre et al., 2003, modifié)..... 108
Figure 71 : Evolution du quartier de la Barre à Saint-Jean-de-Luz (Source : ville de Saint-Jean-de-Luz) 109
Figure 72 : La Baie de Saint-Jean-de-Luz en 1882 (a) et 2000 (b) ; c et d : détail sur la partie est..... 110
Figure 73 : La baie d'Erromardie en 1829 (a), en 2000 (b) et en 1938 (c)..... 111
Figure 74 : Baies de Lafitenia, Maiarko et Cénix en 1829 (a) et 2000 (b) ; c : Panorama de la baie de Maiarko ; d : Panorama de la baie de Lafitenia..... 112
Figure 75 : Cap situé entre Maiarko et Cénix (hauteur : 40 m ; photo du 30/03/2006) : la cicatrice d'un important glissement de terrain récent (postérieur à 2000) apparaît aujourd'hui en sommet de falaise..... 113
Figure 76 : Evolution du trait de côte entre 1882 et 2000..... 115
Figure 77 : Epaisseur des formations superficielles sous la cote 2,73 m..... 119
Figure 78 : Cartographie des instabilités littorales..... 120
Figure 79 : Répartition des 123 mouvements de terrain en fonction du type d'instabilités (d'après Aubié, 2007, mis à jour)..... 120
Figure 80 : Répartition des 123 mouvements de terrain en fonction de la formation géologique au sein de laquelle s'est produite la rupture..... 121
Figure 81 : Analyse en composantes principales des paramètres d'état de différents sols : a. espace des variables (sable, limon, altérites, argiles, vases et tourbes sont des modalités); b. espace des individus (source des données hors altérites : Magnan, 1982 et 2000) ; signification des zones numérotées 1 et 2 dans le texte..... 127
Figure 82 : Evolution des paramètres d'état dans un forage réalisé dans l'altérite du Flysch à silex de Guéthary sur le site d'Erromardie (cf. Tableau 9)..... 129
Figure 83 : Courbes granulométriques des altérites tracées à partir des données récoltées en BSS ou des essais réalisés sur le site du glissement de Harotzen Costa à Guéthary (MP)..... 131
Figure 84 : a. Paramètres statistiques du pourcentage de la fraction fine (<80 µm) dans les altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Cénomanien supérieur au Campanien supérieur ; b.

Distribution du pourcentage de la fraction fine des altérites du Calcaire de Béhobie et du Flysch à silex de Guéthary 132
Figure 85 : Diagramme de Casagrande (d'après Habib, 1997)..... 135
Figure 86 : Répartition de la consistance des altérites (a), par roche-mère (b) 136
Figure 87 : a. Paramètres statistiques de la teneur en eau dans les altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Cénomanien supérieur au Campanien supérieur ; b. Distribution du pourcentage de la fraction fine des altérites du Calcaire de Béhobie et du Flysch à silex de Guéthary..... 137
Figure 88 : Paramètres statistiques (a) et distribution (b) des modules pressiométriques (E_M en MPa) par altérite 139
Figure 89 : Paramètres statistiques (a) et distribution (b) des pressions de fluage nettes (p_f^*, en MPa) par altérite 140
Figure 90 : Paramètres statistiques (a) et distribution (b) des pressions limites nettes (p_l^*, en MPa) par altérite 140
Figure 91 : Paramètres statistiques (a) et distribution (b) du rapport $\boldsymbol{EMpl}*$ dans les altérites..... 142
Figure 92 : Paramètres statistiques (a) et distribution (b) des modules d'élasticité drainés (E') par altérite 143
Figure 93 : Carte du réseau hydrographique et des principaux aquifères (Winckel et al., 2004)..... 149
Figure 94 : Localisation des points d'eau des communes du littoral basque issus de la BSS avec notification de la présence d'eau au moment de la foration (Winckel et al., 2004) 149
Figure 95 : Représentation conceptuelle du site pilote de Guéthary et de l'instrumentation déployée près du glissement de terrain survenu en janvier 2004 151
Figure 96 : Relation entre les précipitations décadaires enregistrées sur le site pilote de Harotzen Costa (Guéthary) et aux stations météorologiques de Socoa et Biarritz 152
Figure 97 : Précipitations mensuelles (Station de Socoa) au cours de la période de suivi sur le site de Guéthary et moyenne mensuelle (Station de Socoa, 1921-2008) 152
Figure 98 : Détail de la sonde Humitub : électrodes et canne ; b : mise en place de la sonde Humitub 154
Figure 99 : a. Humidité (Δh) mesurée par les capteurs de l'Humitub aux profondeurs de 1 m, 3 m, 6 m, 7,5 m et 9 m et précipitations d'août 2006 à mars 2008. b. Détail des évènements n°1 à 4. L'échelle d'humidité est en unité arbitraire (u.a.), elle est différente selon la profondeur considérée 156
Figure 100 : Autocorrélogramme de l'humidité mesurée aux profondeurs de 1,0 m, 3,0 m, 6,0 m, 7,5 m et 9,0 m (H0 : hypothèse selon laquelle le coefficient d'autocorrélation est nul)..... 161
Figure 101 : a. Corrélogramme simple des pluies de la station de Guéthary (septembre 2006-août 2007) ; b. Détail des soixante premières heures..... 163
Figure 102 : Corrélogrammes croisés pluies/humidité 164
Figure 103 : Corrélogrammes croisés pluie/humidité post pic (T_0 : temps de la valeur modale)..... 164
Figure 104 : Cercle des corrélations (plan F1-F2)..... 170
Figure 105 : Espace des individus - plan F1-F2 (76,93 % de variance absorbée) 170
Figure 106 : Cercle des corrélations (plan F1-F3)..... 172
Figure 107 : Espace des individus - plan F1-F3 (67,72 % de variance absorbée) 172
Figure 108 : a : Section de résistivité électrique acquise en juillet 2007 avec un dispositif dipôle-dipôle ; b : interprétation lithologique proposée..... 175
Figure 109 : Coupe schématique de la Muserie..... 177
Figure 110 : Niveau de l'eau dans le piézomètre de La Muserie et précipitations journalières (données MétéoFrance 2008) 179
Figure 111 : Localisation des piézomètres, puits et sources intégrés dans le réseau de suivi des nappes souterraines dans le domaine du flysch sur fond de carte lithologique 180
Figure 112 : a. Diagramme de Piper représentant le faciès des eaux analysées ; b. Carte de localisation des prélèvements..... 182
Figure 113 : Détermination des paramètres a et b nécessaire à l'estimation de la surface piézométrique (Wyns, 1999) 184

Figure 114 : Relation entre les paramètres a et b aux points de données piézométriques (Lucassou, 2008) 186
Figure 115 : Surface piézométrique estimée et bassins versants topographiques (d'après Lucassou, 2008, modifié) 187
Figure 116 : Carte des venues d'eau sur le littoral (et à proximité) et bassins versants des fleuves côtiers 187
Figure 117 : Carte des battements des nappes (Lucassou, 2008) 188
Figure 118 : a. Variations de l'altitude des surfaces piézométriques par rapport au minimum mesuré de août 2007 à mai 2008 et précipitations efficaces au cours de cette période ; b. localisation des ouvrages (légende : voir Figure 115) 189
Figure 119 : Relation entre les débits de deux sources et les précipitations 191
Figure 120 : Lapiaz sur la commune d'Urrugne (localisation du site en Annexe 3). Ici l'altérite a soit été totalement érodée, soit elle ne s'est jamais développée 191
Figure 121 : Bloc diagramme conceptualisant les grands principes d'écoulement souterrain au sein du profil d'altération 193
Figure 122 : Panorama du glissement de Guéthary (29 janvier 2004 ; crédit : Observatoire de la Côte Aquitaine) 196
Figure 123 : a. Précipitations mensuelles de l'année précédant le glissement de terrain et précipitations mensuelles moyennes ; b. Précipitations journalières au moment de la rupture (Source : MétéoFrance, 2008, Station de Socoa) 196
Figure 124 : Structure des marno-calcaires à faciès flysch sur l'estran au pied du glissement d'Harotzen Costa à Guéthary (Image satellite provenant de Google Earth) : direction et pendage des discontinuités majeures moyenne sur l'estran (a), à l'extrémité ouest-sud-ouest (b) et est-nord-est (c) du glissement (abaque de Wulff, hémisphère inférieur) 197
Figure 125 : a. Profils topographiques avant rupture (estimation à partir du profil topographique levé à l'est du glissement à l'occasion d'une campagne de mesures géophysiques au mois de juillet 2004, Gourry, 2005), après rupture (juillet 2004 ; levé effectué dans le glissement au cours de cette même campagne) et estimation de la localisation de la surface de rupture du glissement de Guéthary ; b. Vue en plan (Image satellite provenant de Google Earth) 198
Figure 126 : Coupe et vue de dessus simplifiées d'un glissement de terrain de type rotationnel et nomenclature (IAEG, 1990) 199
Figure 127 : Evolution du glissement (1/2) 201
Figure 128 : Evolution du glissement (2/2) 202
Figure 129 : Evolution du profil du glissement de 2004 à 2008 203
Figure 130 : Glissements de terrain recensés sur les reliefs côtiers de Guéthary à partir de l'étude des photographies aériennes (fond cartographique : © IGN, 2000) 205
Figure 131 : Dégâts consécutifs aux instabilités sur le secteur de Guéthary entre 1938 et 2008 (fond cartographique : photographie aérienne 1938, IGN) 206
Figure 132 : Indices de fluage en centre ville de Guéthary (Image satellite Google Earth 2008) 206
Figure 133 : Précipitations mensuelles en 1959 et en 1986 et moyennes mensuelles entre 1921 et 2008 à Socoa (Source : Météo France, 2008) 207
Figure 134: a. Conduite d'eau dans un glissement observé sur le littoral luzien ; b. Escarpement principal d'un glissement sur la commune de Saint-Jean-de-Luz et (c) système de drainage des eaux de pluie du chemin littoral situé dans la zone sommitale, qui les conduit directement en haut du versant 216
Figure 135 : Conceptualisation des processus à l'origine de la rupture d'une pente (p : pressions induites par la masse des nappes perchées ; σ : surpressions générées par une nappe semi-captive dans les marno-calcaires) 217
Figure 136 : a. Géométrie du modèle ; A, B, et C correspondent aux points des différents suivis (déplacement et vitesse de déplacement) ; b. maillage, conditions aux limites et localisation des différents matériaux dans le cas d'une saturation de l'altérite correspondant à la zone (1) et une surface piézométrique de la nappe à la base de l'altérite située 4 m au-dessus de l'interface. 220

Figure 137 : Définition des régions excavées au cours du scénario 3 221
Figure 138 : Augmentation du déplacement et disposition des régions entrées en plasticité en cisaillement et en traction, avec une surface piézométrique de la nappe à une altitude supérieure de (a) 2 m et (b) 4 m à celle de la base de l'altérite 222
Figure 139 : a. Déplacements du matériau pour l'état Z_{4m} du scénario 1 ; b. historique des déplacements aux points A, B et C 223
Figure 140 : Comparaison des indicateurs de plasticité et des déplacements horizontaux de l'état Z_{3m} des scénarios 1(a) et 2 (b ; les résultats pour les scénarios 2a à 2c sont similaires, seul le scénario 2a est présenté sur la figure) 224
Figure 141 : a. Déplacements du matériau pour l'état Z_{4m} du scénario 2; b. historique des déplacements aux points A, B et C 224
Figure 142 : Résultats de la saturation progressive de l'altérite (pas de nappe à la base de l'altérite) : a. scénario 2a ; b. scénario 2b ; c. scénario 2c 225
Figure 143 : Géométrie du versant après simulation d'une excavation en pied du versant 226
Figure 144 : Modèle de relief côtier avec la topographie post-glissement ; l'escarpement est instable (F = 0,90) 227

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Evolution de la population à Biarritz de 1820 à 1999 (ADAC, 1988 ; Mouhali, 2005)..... 7
Tableau 2 : Noms et caractéristiques principales des fleuves côtiers basques (d'après Lucassou, 2008) 33
Tableau 3 : Paramètres statistiques des différents jeux de données renseignant sur l'altitude du mur des formations FZ, PLIO et ALTE..... 86
Tableau 4: Paramètres utilisés pour calculer les variogrammes expérimentaux et paramètres des variogrammes ajustés..... 87
Tableau 5 : Erosion différentielle du bâti littoral (Peulvast et Vanney, 2001)..... 117
Tableau 6 : Nombre d'essais utilisés disponibles dans la BSS et nombre de forages dont les échantillons ont été les objets des essais..... 125
Tableau 7 : Essais supplémentaires réalisés sur l'altérite du Flysch à silex de Guéthary 125
Tableau 8 : Statistiques des paramètres d'état des altérites..... 127
Tableau 9 : Détail des données de masse volumique humide..... 129
Tableau 10 : Statistiques sommaires des limites d'Atterberg..... 134
Tableau 11 : Catégories conventionnelles de sols et pressions limites associées (Philipponnat et Hubert, 2002) 138
Tableau 12 : Valeurs du rapport $\boldsymbol{EMpl}*$ et du coefficient rhéologique α en fonction de la nature du sol et de son état de consolidation (Philipponnat et Hubert, 2002)..... 141
Tableau 13 : Résultats des essais triaxiaux consolidés drainés réalisés sur les altérites 145
Tableau 14 : Synthèse des délais entre les précipitations et les variations d'humidité enregistrées par les capteurs de l'Humitub pour les évènements pluvieux n°1, 2, 4 et 5 157
Tableau 15 : Délai entre l'impulsion (les précipitations) et l'augmentation du coefficient de corrélation jusqu'à la valeur modale (pic) et étalement du pic (estimés sur les corrélogrammes croisés)..... 164
Tableau 16 : Matrice des corrélations..... 167
Tableau 17 : Coordonnées des variables sur les nouveaux axes (a) et saturation (b) 168
Tableau 18 : Tableau des valeurs propres..... 169
Tableau 19 : Caractéristiques de la géométrie du glissement selon la nomenclature de l'IAEG (International Association for Engineering Geology and the Environnement, 1990 ; Figure 126) six mois après le glissement (juillet 2004)..... 198
Tableau 20 : Caractéristiques de rupture du glissement de La Muserie à Guéthary (d'après la fiche-type définie par Laugier, 2002)..... 211
Tableau 21 : Propriétés mécaniques des différents matériaux utilisés dans la modélisation..... 220

LISTE DES ENCADRES

TERMINOLOGIE DES DIFFERENTS HORIZONS D'ALTERATION DANS LES ROCHES DU SOCLE	41
ALTERABILITE DES MINERAUX	69
LES FANTOMES DE ROCHES	76
LA GEOSTATISTIQUE	84
ESTIMATION DU TAUX D'EROSION	114
ESSAI TRIAXIAL	144
LES ANALYSES CORRELATOIRES	159
LES DISPOSITIFS UTILISES POUR LA REALISATION DE TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE	319

Choisissez un travail que vous aimez
et vous n'aurez pas à travailler
un seul jour de votre vie
Confucius

INTRODUCTION

Formant les 40 km les plus méridionaux du littoral aquitain, la Côte Basque est remarquable par ses reliefs rocheux dominant l'Océan Atlantique et son fort taux d'urbanisation qui la rend particulièrement vulnérable à l'érosion. Cette dernière apparait être le résultat de mouvements de terrain permanents. Nombre d'entre eux se produisent dans des massifs rocheux altérés, qui forment une partie des reliefs côtiers. L'étude de l'altération et de ses conséquences sur l'érosion actuelle du littoral est l'objet des travaux de recherche présentés ici. Ils résultent d'un partenariat scientifique entre l'Université Bordeaux 1 et le BRGM, auquel l'étude de l'érosion du littoral aquitain a été confiée dans le cadre des travaux de l'Observatoire de la Côte Aquitaine, partenaire régional qui a pour vocation d'aider à la décision et à la gestion du littoral aquitain. L'objectif final est de comprendre les mécanismes et les facteurs à l'origine des instabilités dans les roches altérées de façon à pouvoir, dans la mesure du possible, anticiper et prévenir leurs conséquences par le biais de l'estimation de l'aléa mouvements de terrain basée sur les nouvelles connaissances issues de l'étude proposée ici. Pour cela, la connaissance géologique du matériau mobilisé est indispensable.

Afin de répondre aux questions posées par l'altération des roches, deux thèmes principaux sont abordés : la genèse des altérites et les instabilités littorales qui leur sont liées. Ils forment les deux parties principales de ce document (parties II et III). La partie I est, elle, consacrée à une présentation du contexte géologique et géographique.

L'étude des massifs altérés et des processus d'altération est effectuée par une approche géologique décomposée en études pétrographiques et cartographiques. La partie II du document est consacrée à ces travaux qui concernent des échelles de temps géologiques et des processus anciens et lents. A partir des observations et analyses effectuées, cette seconde partie aboutit à un essai de reconstitution des processus d'altération.

L'étude des instabilités littorales est le résultat d'analyses cartographiques, géologiques, géotechniques et hydrogéologiques qui sont valorisées par une modélisation numérique des processus selon lesquels agissent les facteurs pouvant potentiellement déclencher la rupture. Ces travaux s'inscrivent dans une dynamique actuelle et prennent en compte des processus rapides. Cette troisième partie est conclue par la proposition d'un outil de détermination de l'aléa dans les massifs altérés.

PARTIE I.

Euskal Kostaldea :

un pays de caractère...

Tant de mains pour transformer ce monde, et si peu de regards pour le contempler

Julien Gracq

Chap. I.1. Euskal Herria, entre mer et montagne

Le Pays Basque (*Euskal Herria*) est une région culturelle dont le territoire s'étend de part et d'autre des Pyrénées Occidentales (Figure 1a). Il est composé de sept provinces, les herrialdes (Figure 1b). La Navarre (*Nafarroa*), le Guipuzcoa (*Gipuzkoa*), la Biscaye *(Bizkaia)* et l'Alava (*Araba*) sont localisés en Espagne et constituent le Pays Basque sud (*Hegoalde)* ; la Soule (*Zuberoa)*, la Basse Navarre *(Nafarroa Beherea)* et le Labourd *(Lapurdi)* forment, au nord, le Pays Basque français (*Ipparalde*) intégré depuis la révolution française au département des Pyrénées-Atlantiques. La Côte Basque française (*Euskal Kostaldea)*, site d'étude des travaux présentés dans ce document, constitue l'extrémité occidentale du Labourd. Elle se répartit sur huit communes, qui sont, du Nord au Sud, Anglet, Biarritz, Bidart, Guéthary, Saint-Jean-de-Luz, Ciboure, Urrugne et Hendaye (Figure 2).

Les terres littorales du Labourd sont géographiquement et historiquement liées à la mer. Ses habitants étaient commerçants, corsaires et pêcheurs de baleines. L'activité portuaire est à l'origine du développement économique et démographique des villes côtières comme Saint-Jean-de-Luz et Bayonne (Pialloux, 1998, Mouhali, 2005). De plus, en réponse à l'arrivée des premiers touristes et du fait de la diminution des activités traditionnelles que sont la pêche et l'agriculture, des travaux d'urbanisation d'ampleur sont entrepris sur le littoral dès 1830 (ADAC, 1988). Sous le Second Empire, de grandes bâtisses sont édifiées en front de mer : le Grand Palais, commandé par Eugénie, ancienne « Villa Eugénie », le Château « Les Ailes » de la Reine Nathalie de Serbie, et le Château d'Ilbarritz construit par le baron Albert de l'Espée. Du fait de ce tourisme, l'évolution démographique explose (exemple de Biarritz, Tableau 1 ; ADAC, 1988 et Mouhali, 2005). Biarritz, « *c'est l'histoire d'une fille d'humble pêcheur devenue reine* » (Laxalt, 2006). Le littoral basque ne représente qu'une faible proportion du territoire basque français, et regroupe pourtant la majorité de la population : en 2002, l'INSEE recense cinq-cent-quatre habitants au kilomètre carré. La mégapole de Bayonne (le BAB pour Bayonne-Anglet-Biarritz) est la plus densément peuplée (Mouhali, 2005). Au sud de cette mégapole, les rares plages étroites au milieu des falaises, les vallées alluviales et les estuaires sont devenus les lieux privilégiés d'urbanisme.

a

b

Figure 1 : a. Localisation du Pays Basque (Euskal Herria) ; b : Les herrialdes

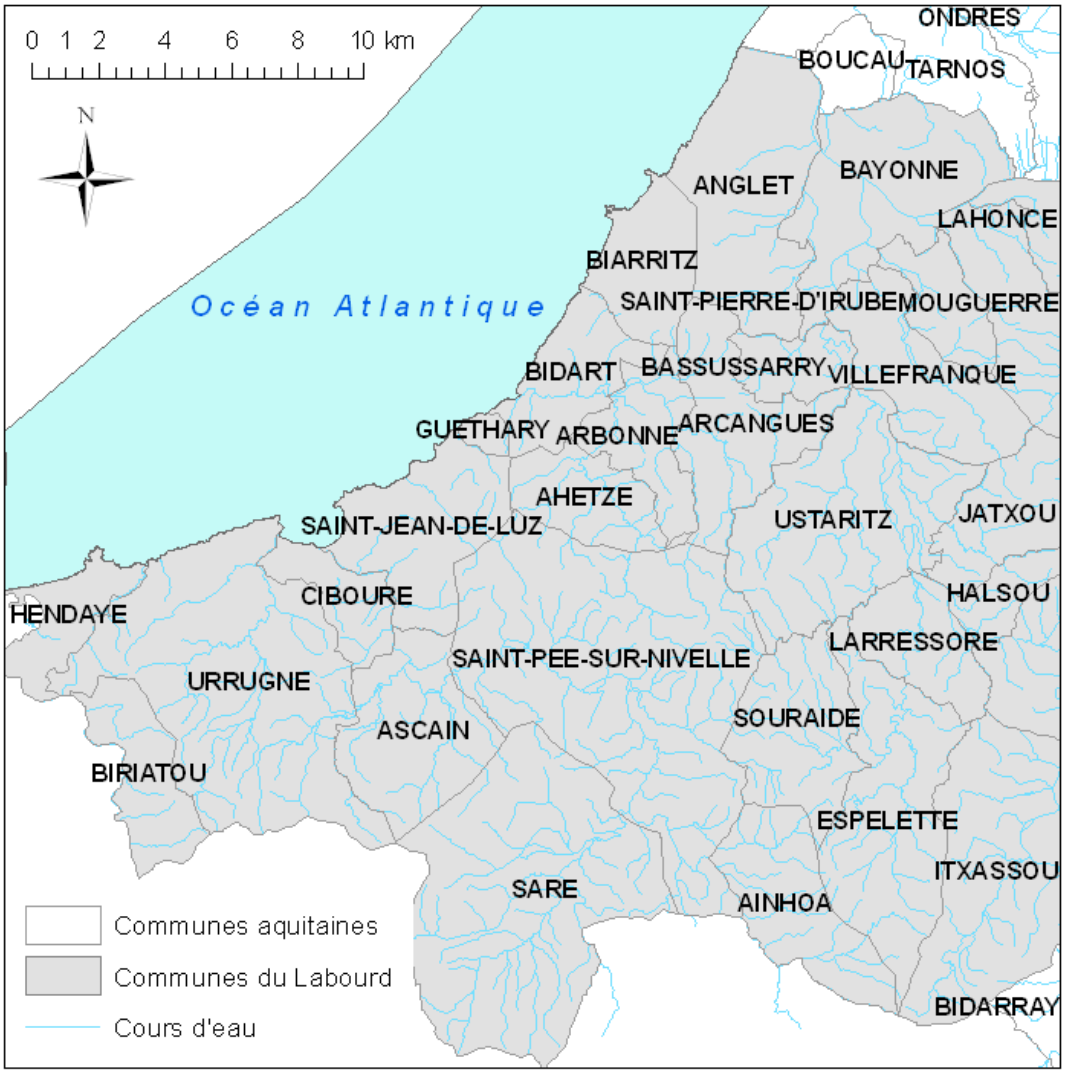


Figure 2 : Carte des communes du Labourd occidental

Année	Nombre d'habitants
1820	1058
1851	2048
1872	4674
1911	18260
1999	30055

Tableau 1 : Evolution de la population à Biarritz de 1820 à 1999 (ADAC, 1988 ; Mouhali, 2005)

La position géographique, l'histoire et la culture de la Côte Basque ont fait sa richesse architecturale, touristique, et économique, mais ont également engendré sa vulnérabilité. En effet, les villes sont construites en front de mer et sont, de ce fait, directement victimes de l'érosion des reliefs littoraux et de tempêtes exceptionnelles (Figure 3 ; Beaufils, 2004).

Figure 3 : Commune de Guéthary : la ville s'est développée au sommet des falaises instables et jusqu'au front de mer où sévissent régulièrement les tempêtes

C'est de cette vulnérabilité, toujours croissante, dont est issu le besoin de compréhension des processus d'érosion, dans l'objectif d'optimiser l'estimation de l'aléa et donc du risque. Les travaux présentés ici sont focalisés sur l'érosion des reliefs côtiers résultant des instabilités dans les roches altérées. Or, l'étude des évènements qui se produisent sur le littoral du Labourd a nécessité la compréhension de phénomènes régionaux, à une échelle plus petite que celle, parfois très restreinte, des falaises côtières. C'est pourquoi, la zone d'étude concerne non seulement le littoral, mais aussi une bande de quelques kilomètres à l'intérieur des terres du Labourd occidental. Ouverte sur le Golfe de Gascogne et adossée à la chaîne Pyrénéenne, cette région est singulière de par ses contrastes géologiques et géographiques, dont la connaissance est indispensable à la compréhension des phénomènes passés et actuels.

Chap. I.2. Contexte géologique

Situé à l'extrémité occidentale de la chaine pyrénéenne, le Labourd a une histoire géologique intimement liée à celle des Pyrénées. Cependant, cette zone a une position particulière. C'est pourquoi, après avoir succinctement rappelé le contexte orogénique pyrénéen, une analyse structurale de la zone d'étude, en relation avec les unités pyrénéennes, permet de distinguer les grandes unités tectoniques du Labourd et leur spécifité. L'évolution post-orogénique du site est ensuite abordée. Enfin, la lithologie et la structure des formations géologiques propres à chaque unité tectonique et sédimentaire sont détaillées.

I.2.1. Le domaine pyrénéen

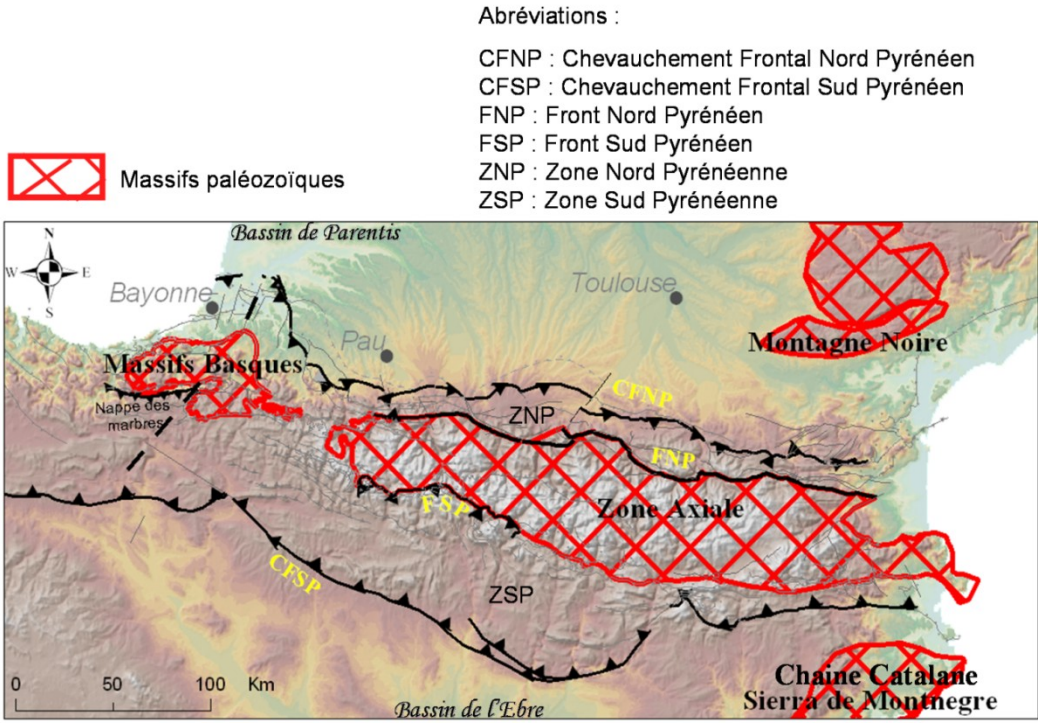


Figure 4 : Structures majeures du système pyrénéen (carte réalisée d'après les cartes structurales de Razin, 1989, Biteau et Canérot, 2007, et Choukroune et Séguret, 1973)

Les Pyrénées, chaîne montagneuse rectiligne de direction WNW-ESE, sépare la France de la péninsule ibérique. Elles appartiennent au système pyrénéen, un domaine plissé du système alpin, qui s'étend de la Galice jusqu'à la Provence. Les Pyrénées sont composées de trois structures majeures, disposées en éventail (Figure 4, Mattauer, 1968, Choukroune et Séguret, 1973, Razin, 1989, Choukroune, 1992, Biteau et Canérot, 2007) :

- la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP), qui chevauche l'avant-pays molassique le long du chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP) à vergence nord,

- la Zone Axiale (ZA) ou haute chaîne primaire, dont le matériel paléozoïque, parfois recouvert de lambeaux crétacés, est impliqué dans une succession de chevauchements à vergence sud,
- la zone Sud-Pyrénéenne (ZSP), unité tectonique composite chevauchant l'avant-pays molassique le long du chevauchement frontal sud-pyrénéen (CFSP) à vergence sud.

La structuration du domaine pyrénéen résulte des mouvements relatifs des plaques ibérique et européenne. Après une subsidence généralisée au Trias qui conduit au dépôt d'évaporites, suivie d'un calme relatif au Jurassique, la rotation antihoraire crétacée de la plaque ibérique par rapport à la plaque européenne engendre l'ouverture du Golfe de Gascogne (Mattauer, 1968 ; Biteau et Canérot, 2007). Dans le domaine pyrénéen occidental, ce mouvement ouvre, au Crétacé supérieur, des bassins en *pull-apart* à sédimentation turbiditique carbonatée. Dès le Crétacé terminal et jusqu'à l'Oligocène, les plaques convergent pour aboutir à l'édification d'une chaîne intracontinentale, la période orogénique majeure étant attribuée à l'Eocène (Mattauer, 1968 ; Razin, 1989).

I.2.2. Etude structurale des déformations pyrénéennes dans le Labourd

Le Pays Basque occupe, à l'Ouest des Pyrénées, une position très particulière ; la zonation traditionnelle décrite dans le paragraphe ci-dessus n'est plus observable (Richard, 1987). Cette désorganisation structurale est causée principalement par la Transformante NNE-SSW de Pampelona (Figure 5, Razin, 1989) aussi dénommée Transversale Basco-landaise (Schoeffler, 1982), marquée, du Sud vers le Nord, par des alignements de diapirs, par une limite paléogéographique durant le Crétacé supérieur, par l'interruption brutale de la nappe des marbres contre le massif des Aldudes et par un système de failles transversales à l'axe pyrénéen. Le long de cet accident, des rejets verticaux plurikilométriques du socle, dont le sens s'inverse au nord et au sud de l'axe de la chaîne, ont été mesurés. Ces mouvements ont, d'une part, décalé vers le nord des massifs paléozoïques basques par rapport à l'axe pyrénéen, et sont, d'autre part, à l'origine de différences importantes entre les dispositifs structuraux de part et d'autre de la Transformante : lors de la compression pyrénéenne, cette dernière a séparé un domaine oriental où les accidents sont à vergence sud, d'un domaine occidental où les structures sont déversées vers le nord (Richard, 1987, Razin, 1989). De ce fait, le Pays Basque oriental a conservé globalement les structures de la chaîne pyrénéenne (exception faite de la faille Nord-Pyrénéenne qui disparaît au sud de Pau), alors que le Pays Basque occidental, au sein duquel se situe notre zone d'étude, présente des structures tectoniques particulières. Il est notamment caractérisé par une rotation des directions tectoniques majeures, à laquelle il doit son nom d'*Arc Basque* (Rat *et al.*, 1982).

Le domaine sur lequel les études présentées ici ont été réalisées repose sur quatre unités tectoniques pyrénéennes principales (Figure 5a et Figure 6) :

- formant le Nord-est de la zone étudiée, l'Unité Frontale comprend les formations plissées du Lutétien supérieur (Eocène moyen) au Rupélien supérieur (Oligocène ; Figure 6). Elle forme la partie occidentale du sillon syntectonique prépyrénéen, gouttière subsidente, située au-devant du Front Nord Pyrénéen (Kieken, 1973),
- l'Unité Septentrionale est constituée par une épaisse série de matériel de type flysch albien supérieur (vraconien ; fin du Crétacé inférieur) à campanien supérieur (fin du Crétacé

supérieur), surmontée par des marnes et des calcaires jusqu'à l'Yprésien (Eocène inférieur). Elle est décollée sur un horizon composé essentiellement de formations ductiles du Keuper (argiles, évaporites et ophites). Elle est, en outre, composée de plusieurs sous-unités (SU1a et b, SU2, Figure 5b). L'unité d'Ustaritz (SU1a) et l'unité de Sainte-Barbe (SU1b), impliquées dans une succession de mégastructures plissées kilométriques, sont séparées par le chevauchement de Sainte-Barbe (ϕ, Figure 6). Ce dernier s'amortit vers le sud-ouest ; les deux sous-unités se combinent alors pour former l'unité monoclinale d'Urrugne (SU1). L'unité SU2 est une écaille de matériel densément plissé et fracturé, au sein du chevauchement majeur qui sépare les unités septentrionales de l'unité frontale (Figure 6, Razin 1989),

- à l'extrémité sud-est de la zone étudiée, les Unités Méridionales (MU) sont formées par les massifs paléozoïques et triasiques, surmontés localement par des lambeaux de couverture mésozoïque,
- une quatrième unité, post-orogénique, de type sédimentaire, recouvre en partie les Unités Frontales et Septentrionales. Elle est essentiellement formée par des alluvions et colluvions mio-plio-quaternaires déposées en discordance angulaire et stratigraphique sur les formations des unités pyrénéennes.

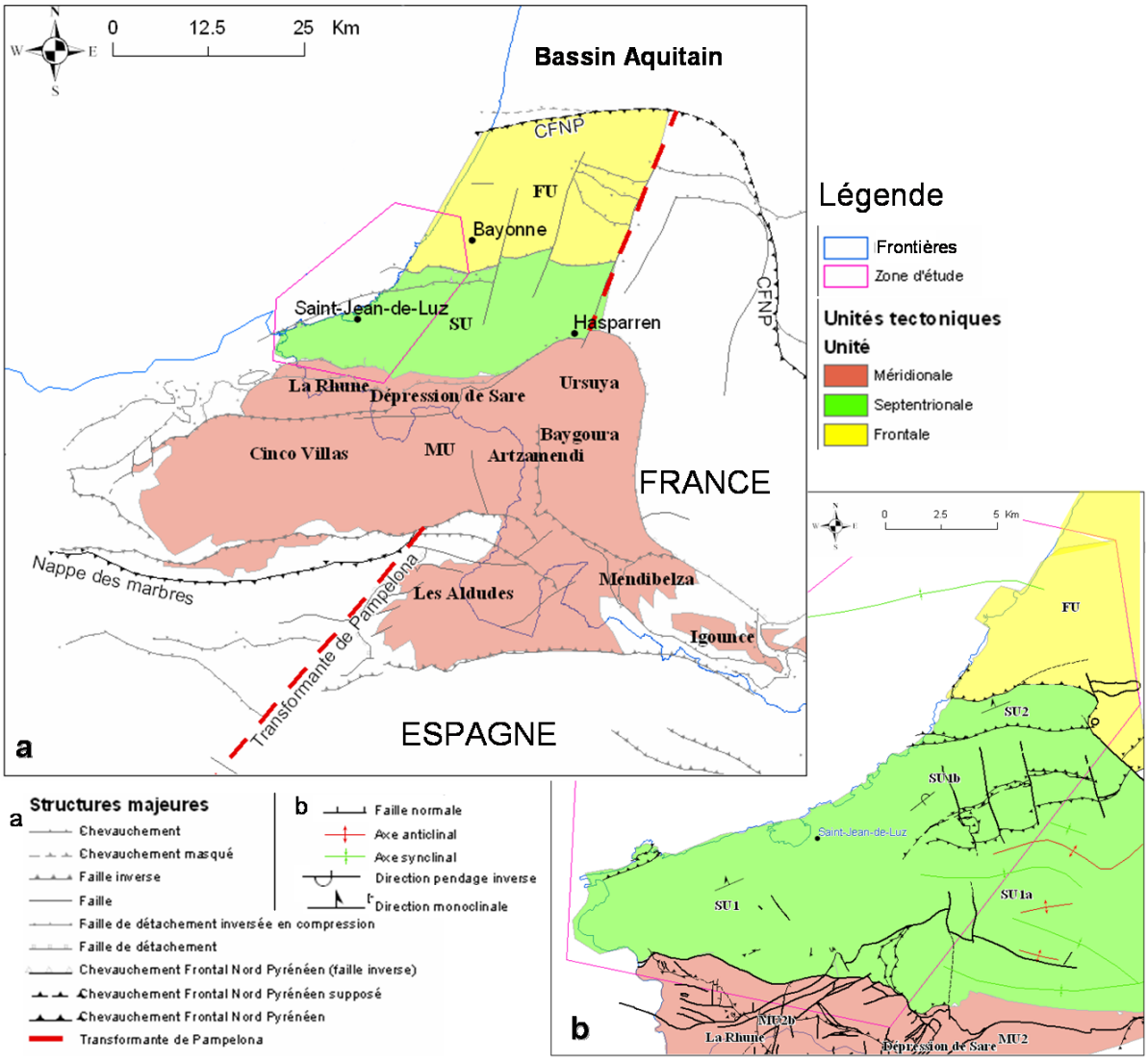


Figure 5 : a. Schéma structural des Pyrénées occidentales ; b. détail sur la zone d'étude (cartes réalisées à partir des cartes géologiques et structurales de Richard, 1987, Razin, 1989, Augris et al., 1999, modifié)

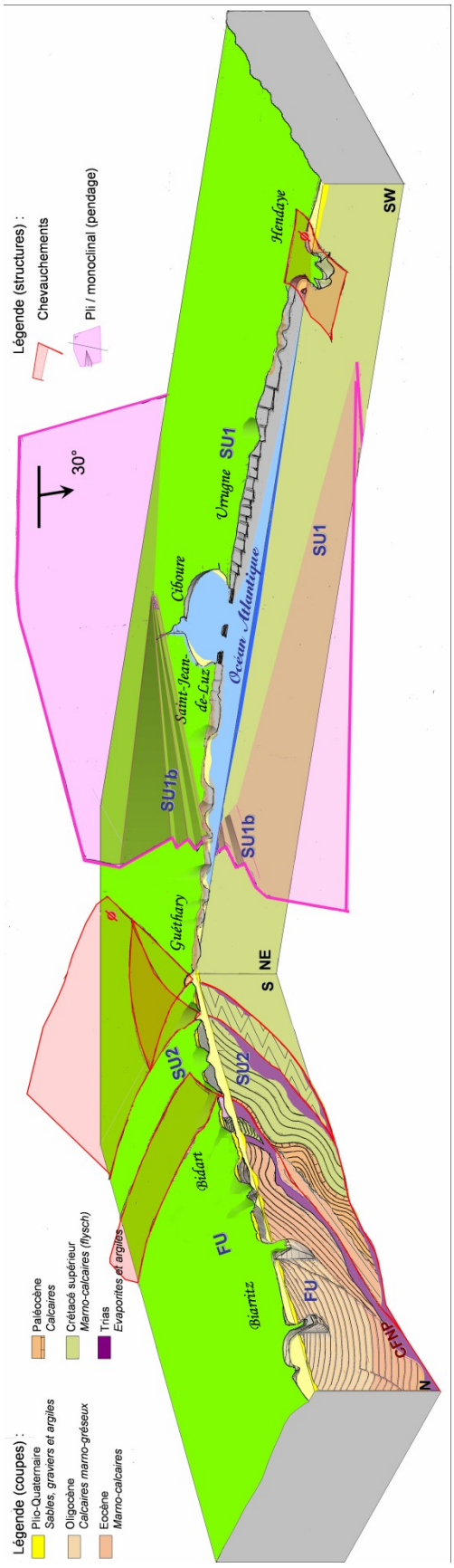


Figure 6 : Panorama structural du littoral basque vu depuis l'Ouest (coupes réalisées à partir des travaux de Razin, 1989)

I.2.3. Evolution post-éocène

A la suite de la phase orogénique majeure pyrénéenne de l'Eocène moyen, le démantèlement de la chaîne nouvellement formée se traduit par un comblement du bassin landais ou bassin de Parentis (Figure 4 ; Dubreuilh *et al.*, 1995), dont le Pays Basque forme la bordure méridionale. Le Nord du Pays Basque, entre Bidart et Bayonne, reste immergé jusqu'à, au moins, l'Oligocène moyen, comme en témoigne les dépôts de marnes, marno-calcaires et calcaires gréseux marins datés du Lutétien au Rupélien (Stampien). Cette époque est encore tectoniquement active, comme en témoigne les failles normales et les plis formés dans les calcaires oligocènes (Agalède, 1953, Deserces, 1973, Augris *et al.*, 1999, Gély et Sztràkos, 2001, Genna *et al.*, 2004).

Dès le Miocène moyen, la régression marine généralisée à l'échelle du globe (Haq *et al.,* 1988), favorise des dépôts continentaux dont on retrouve localement la trace sous forme de sables sur les communes de Biarritz et Anglet (Lamare et Goguel, 1963 ; Karnay G., communication orale). Les premiers dépôts de comblement enregistrés dans le bassin landais concernent une plaine deltaïque qui s'étend, au sud, jusqu'à Bayonne : les sables fauves langhiens-serravalliens remplissent le bassin landais. Ils sont composés principalement de sables ferrugineux roux à orangés, moyens à fins au cœur du bassin et plus grossiers à proximité de la source d'alimentation, allant jusqu'à des galets de 5 à 10 cm dans les chenaux constituant les principaux axes d'apport. L'un d'eux suivait alors le cours actuel du Gave de Pau puis de l'Adour (Dubreuilh *et al.*, 1995). Le Nord du Pays Basque est ainsi concerné par cette phase de comblement de bassin. Différentes études (Ouadia, 1986, Alvinerie *et al.,* 1992, Clavé, 2001, Bellec, 2003) ont permis de mettre en évidence les variations environnementales détaillées (sédimentation, climat, variations eustatiques, etc.) entre le Miocène et l'Holocène, à l'échelle du Pays Basque. Les résultats sont résumés dans l'Annexe 1.

Au sud de Bidart, aucune information n'est disponible concernant la dynamique sédimentaire post-orogénique. Cependant, le démantèlement des massifs basques a pu aisément être à l'origine du dépôt d'une formation continentale détritique similaire à celle des sables fauves landais sur l'ensemble du Piémont Pyrénéen que forme actuellement le Pays Basque français.

I.2.4. Description lithologique, stratigraphique et structurale des unités géologiques du Labourd occidental

Un support cartographique adapté à l'échelle de l'étude (1/5 000ème sur le littoral et 1/25 000ème à l'intérieur des terres) s'est révélé nécessaire à l'étude des altérations et des instabilités littorales. C'est pourquoi, une telle carte a été réalisée à partir des travaux de Razin (1989), de la carte géologique de Bayonne à 1/50 000ème (Lamare et Goguel, 1963), de la carte géologique des Pyrénées Atlantiques harmonisée à 1/50 000ème (Genna, 2007, non éditée), des travaux de G.Karnay (non publiés), et de la cartographie des formations géologiques affleurant sur le littoral à 1/5 000ème. Elle est disponible en Annexe 2. L'ensemble des caractéristiques géologiques et morphologiques des falaises littorales (nature, fracturation, pente, hauteur et coupe) a été géoréférencé et est archivé dans une base de données disponible à l'Observatoire de la Côte Aquitaine (http:\\littoral.aquitaine.fr).

I.2.4.1. Les Unités plissées Méridionales

Les Unités Méridionales sont constituées d'un substratum paléozoïque surmonté d'un revêtement stéphano-triasique discordant, et, localement, de lambeaux d'une couverture mésozoïque. Elles sont déformées par des structures hercyniennes et tardi-hercyniennes d'orientation est/ouest et nord-nord-est/sud-sud-ouest (plis, chevauchements) ; une discontinuité majeure hercynienne permet le chevauchement du domaine oriental (unité MU3 : Massifs de Baygoura, de l'Artzamendi oriental, des Aldudes et d'Igounce-Mendibelza) sur le domaine occidental (unité MU1 : Massif de l'Ursuya, et unité MU2 : massifs de l'Artzamendi occidental et des Cincos Villas ; Figure 5a ; Richard, 1987). Seule l'extrémité septentrionale de l'unité MU2 est située dans notre domaine d'étude (Figure 5b).

Les massifs des Cincos Villas et de l'Artzamendi de l'unité MU2 sont formés de grès ordoviciens faiblement métamorphisés. Une épaisse série pélitique intercalée de calcaires et de conglomérats de la fin du Dévonien supérieur au début du Carbonifère supérieur repose en discordance sur les formations ordoviciennes (Richard, 1987). Dans la dépression de Sare, un lambeau de couverture crétacée autochtone affleure. Il est formé de grès (Albien supérieur à Cénomanien inférieur), de calcaires (Cénomanien moyen à Coniacien inférieur), de calcschistes (Coniacien moyen à Campanien inférieur) et de marno-calcaires à faciès flysch (Turbidite d'Ainhoa, Campanien à Maastrichtien, Razin, 1989). Le massif de la Rhune se singularise au sein de l'unité tectonique MU2 (Figure 5b) : il a en effet subi une évolution sédimentaire crétacée différente de celle des Cincos Villas (MU2a), résultant d'un effondrement du substratum par le jeu de failles verticales affectant le socle de l'Unité Méridionale (formation d'un graben). Ainsi, au Crétacé, se déposent dans le bassin d'effondrement de l'unité MU2b de la Rhune des brèches puis des turbidites carbonatées, alors que sur l'unité MU2a des Cincos Villas, se développe une plateforme carbonatée à Rudistes (Razin, 1989).

I.2.4.2. Les Unités plissées Septentrionales

I.2.4.2.1. RAPPELS SUCCINCTS SUR LES DEPOTS DE TYPE FLYSCH

Une grande majorité des roches des Unités Septentrionales présente un faciès flysch. Ces formations sédimentaires détritiques sont essentiellement composées d'un empilement de turbidites, couches de sédiments déposés en une fois par un écoulement turbiditique (Foucault et Raoult, 2000). Comme nous le montrerons ultérieurement (*cf.* Chap. II.3 p.47), la nature des turbidites et l'éloignement de la zone de départ du courant turbiditique de la zone de dépôt, à l'origine du faciès distal ou proximal des dépôts, ont une conséquence sur l'altérabilité des marno-calcaires à faciès flysch.

Une turbidite peut être décrite par la séquence type de Bouma (1962), qui comprend cinq intervalles (Figure 7a), qui sont, de bas en haut :

- le terme Ta, grossier et granoclassé,
- le terme Tb, gréseux, fin et laminaire,
- le terme Tc, fin, convoluté ou ondulé,
- le terme Td, silteux, fin et laminaire,

- le terme Te, argileux, issu de la décantation lente des particules les plus fines mobilisées par le courant de turbidité.

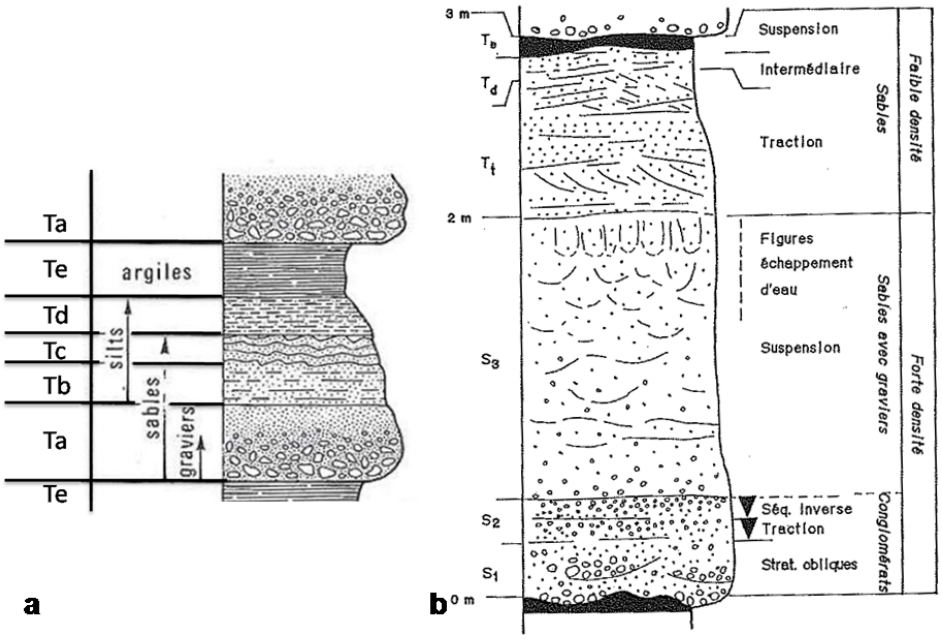


Figure 7 : a. Séquence type de Bouma (1962 ; d'après Foucault et Raoult, 2000, modifié) ; b. Séquence de Lowe (Pomerol* et al.*, 2000)

La séquence de Bouma ne représente qu'un des phénomènes gravitaires à l'origine du faciès flysch d'un dépôt. D'autres modèles de séquences existent et notamment la séquence de Lowe qui permet de distinguer les écoulements de forte densité de ceux à faible densité. Elle est présentée Figure 7b.

Ces séquences types sont rarement complètes, elles peuvent être érodées à leur sommet par un écoulement turbiditique postérieur ou tronquées à leur base. Leur organisation change en fonction de la position du dépôt par rapport à la zone de départ. Ainsi différents faciès ont été définis par Mutti et Ricci-Lucchi (1975) en fonction de la composition des successions de dépôts turbiditiques de type Bouma :

- lorsque les dépôts sont principalement composés d'une succession de termes basaux, le faciès est dit proximal : dans le cas des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur du littoral basque, ceci se traduit par une dominance des niveaux carbonatés sur les niveaux marneux,
- lorsque les dépôts sont principalement composés d'une succession de termes finaux, le faciès est dit distal : dans le cas des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur, ceci se traduit par une dominance des niveaux fins et marneux. Dans ces associations sédimentaires distales, il est fréquent de rencontrer d'épais niveaux marneux issus de la décantation hémipélagique.

I.2.4.2.2. LITHOLOGIE DES ROCHES DES UNITES SEPTENTRIONALES

Les Unités Septentrionales sont formées par une puissante série de marno-calcaires à faciès flysch (5000 m), issue de la sédimentation turbiditique carbonatée dans les bassins en *pull-apart* crétacés. Le Bassin de Saint-Jean-de-Luz, situé dans la partie occidentale du sillon nord-pyrénéen, a une histoire polycyclique qui se traduit par une variabilité dans les faciès des dépôts entre l'Albien supérieur et l'Yprésien, dont les caractéristiques détaillées issues des travaux de Razin (1989) et de Lamare et Goguel (1963) sont disponibles dans l'Annexe 2.

Dès l'effondrement de la Zone Nord Pyrénéenne à l'Albo-Cénomanien, le premier flysch pyrénéen sédimente en fond de bassin. Il est formé par les marnes silteuses micacées noires intercalées de niveaux plus grossiers du Flysch de Mixe (« Flysch noir » de Souquet *et al*., 1985). En parallèle, se déposent les Calcaires à mélobésiées sur les hauts fonds récifaux, les Grés d'Ascain sur la plateforme littorale, les cônes deltaïques puis sur la plateforme externe, et les Brèches d'Amotz au niveau des talus formés par les escarpements de failles d'effondrement (Razin, 1989).

Au Cénomanien, une transgression marine globale (Haq *et al.*, 1988) s'accompagne de la mise en place de plateformes carbonatées sur les marges du Bassin de Saint-Jean-de-Luz. Dès lors, la sédimentation turbiditique se caractérise par une importante fraction carbonatée. Induite par les variations des conditions tectoniques et eustatiques, quatre séquences de dépôts turbiditiques s'individualisent du Cénomanien au Campanien (Puigdefàbregas et Souquet, 1986 ; Razin, 1989) :

- le Complexe du Flysch calcaire inférieur, d'âge Cénomanien moyen à Turonien inférieur à moyen ; composé d'environ 1000 m de marnes grises et de bancs calcaires, il marque une progradation du système turbiditique avec des faciès de turbidites de plus en plus proximaux. La fin de la série est caractérisée par la présence de niveaux pélagiques, qui témoignent d'un haut niveau marin,
- le Complexe du Calcaire de Béhobie et du Flysch à silex de Guéthary ; daté du Turonien moyen à supérieur au Coniacien inférieur, il est constitué de près de 1200 m de turbidites carbonatées à faciès proximal. Le taux de sédimentation est très élevé dans un bassin alors en subsidence tectonique,
- le Flysch marno-calcaire de Socoa ; d'âge Coniacien supérieur à Santonien moyen, c'est un dépôt distal qui se met en place suite à un approfondissement brutal du bassin, d'origine tectonique. Cet effondrement est marqué par un niveau à slumps,
- le Complexe du Flysch d'Hayzabia (environ 400 m d'épaisseur) ; daté du Santonien supérieur au Campanien moyen, il correspond au comblement du bassin de Saint-Jean-de-Luz. Les dépôts sont de plus en plus proximaux, et se terminent par une alternance de marnes et marno-calcaires lie-de-vin à gris-vert interprétée comme le dépôt de comblement de talus et de bas de talus clôturant la sédimentation du complexe turbiditique carbonaté.

Ensuite, du Campanien supérieur à l'Yprésien, une séquence de comblement est matérialisée par le dépôt du Flysch gréseux composé par un système turbiditique gréseux distal jusqu'au Campanien supérieur, remplacé au Maastrichtien par une sédimentation hémipélagique marneuse (Marnes de Bidart). Sur la Côte Basque française, quelques lambeaux de dépôts calcaires paléocènes limités au Danien-Thanétien affleurent à la Pointe Sainte Anne (Hendaye) et à Bidart, laissant apparaître la limite Crétacé-Paléogène. Cependant, la série paléocène se continue jusqu'à l'Yprésien dans le Guipuzcoa, en Espagne. Les formations paléocènes sont les

derniers dépôts dans le Bassin de Saint-Jean-de-Luz avant que celui-ci ne soit charrié par la compression pyrénéenne vers le Nord dès le Lutétien supérieur, chevauchant le bassin d'avant-pays prépyrénéen toujours ouvert sur le Golfe de Gascogne, dont l'extrémité méridionale forme l'Unité tectonique Frontale (Razin, 1989).

Une partie de ces formations sédimentaires carbonatées est entrecoupée de bancs de chailles parallèles à la stratification. Ces accidents siliceux sont de teinte noire, grise et brune, et contiennent généralement des spicules d'éponges. Ils apparaissent fréquemment à l'affleurement dans les marno-calcaires situés au nord de Saint-Jean-de-Luz et notamment dans le Flysch à silex de Guéthary. Cependant, ils sont rares, voire inexistants, à la base de cette formation à Béhobie, à proximité de la frontière espagnole. Il apparaît une variabilité importante dans la répartition spatiale de ces accidents siliceux qui peut être expliquée par les variations latérales des profondeurs de dépôt et/ou de lithologie des zones d'alimentation à l'origine notamment de turbidites à teneur en éléments biogènes siliceux variable, et/ou de conditions physico-chimiques du sédiment dans lequel les chailles se sont formées (potentiel d'oxydo-réduction, pH, teneur en matière organique).

I.2.4.2.3. STRUCTURE DES UNITES SEPTENTRIONALES

Dès le Lutétien supérieur, l'Unité Septentrionale (SU) a été basculée vers le nord-ouest par la tectonique pyrénéenne en compression. Les évaporites et gypse triasiques ont servi de surface de décollement et forment en conséquence la base de cette unité structurale. Au sud de Saint-Jean-de-Luz, où affleurent des marno-calcaires à faciès flysch distal, à dominance marneuse, ce basculement a engendré des glissements bancs sur bancs, avec des systèmes de plats et de rampes, créant ainsi un vaste monoclinal plongeant en moyenne de 30° vers l'Océan Atlantique (unité SU1, Figure 5b). Au nord de Saint-Jean-de-Luz, les marno-calcaires à faciès flysch plus proximal, sont caractérisés par une plus grande compétence à l'origine de blocages dans les glissements. Ceux-ci ont provoqué des plissements à l'échelle kilométrique, formant, régionalement, un système de plis coniques, et, à l'échelle métrique à décamétrique, sur le flanc inverse de l'anticlinal conique régional, des plis déversés, déjetés ou encore en chevrons selon la compétence de la roche (unité SU1b, Figure 5b, Razin, 1989). De cette structuration résulte une organisation des formations crétacées subparallèle au littoral, avec les terrains les plus anciens affleurant à l'extrémité nord des unités SU1-SU1b et les plus récents au sud. Dans la partie orientale de la zone d'étude, les formations géologiques de l'unité SU1a ont été plissées selon une direction nord-sud, parallèle aux directions principales de la compression pyrénéenne. Au nord de l'unité SU1b, l'unité SU2 est une écaille coincée à la faveur du chevauchement séparant les unités SU1a-b de l'unité frontale. Les formations géologiques y sont structurées perpendiculairement à la côte.

L'ensemble du massif rocheux de l'Unité Septentrionale est découpé par quatre familles de discontinuités de pendage perpendiculaire à celui de la stratification, créées lors de la phase orogénique (Razin, 1989) : (i) une famille de direction perpendiculaire à celle de la stratification, appelée T, est formée par des fractures largement ouvertes (ii) une seconde famille parallèle à la stratification, appelée L, et (iii et iv) deux familles de fractures conjuguées, dénommées D_1 et D_2. La direction et le pendage des plans de fracture étant fonction de celles des plans de stratification, variables sur le littoral, ils ne sont pas précisés ici, mais sont rappelés dans l'étude de cas particuliers, lorsque cela s'avère nécessaire.

I.2.4.3. L'Unité syntectonique Frontale

L'Unité Frontale (FU) est une écaille décollée sur du matériel principalement triasique, constituée par des dépôts syntectoniques lutétiens supérieurs à rupéliens. Au nord, elle reposerait en discordance sur l'autochtone sud-aquitain par le biais du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP, Figure 5a et Figure 6, Razin, 1989). A son extrémité sud, l'Unité Frontale repose en discordance sur les terrains crétacés de l'Unité Septentrionale à la faveur d'un chevauchement de direction pyrénéenne (N110°E) le long duquel argiles, gypse et ophites réputées triasiques affleurent (Viennot, 1930, Viennot et al., 1935 ; Razin, 1989).

Les marnes et marno-calcaires éocènes sont issus d'une sédimentation marine syntectonique. Ces formations se déposent en biseau d'aggradation (*onlap)*, et sont déformées synsédimentairement par des plis à grand rayon de courbure (hectométriques) axés selon la direction principale pyrénéenne (N110°E). A l'Oligocène se déposent des calcaires et des marnes plus ou moins gréseux, souvent pétris de Nummulites. Ces calcaires, plissés à l'échelle kilométrique, sont découpés par des failles normales à compartiment nord abaissé (Agalède, 1953, Deserces, 1973, Genna *et al.*, 2004).

I.2.4.4. L'Unité sédimentaire post-orogénique mio-plio-quaternaire

Les dépôts mio-plio-quaternaires se subdivisent en différentes formations génétiquement différentes :

- les alluvions des nappes pliocènes, issues d'un système alluvial à chenaux anastomosés, reposant localement sur des sables miocènes (m-p2 et p3),
- les terrasses quaternaires, liées aux grands épisodes glaciaires,
- les dépôts holocènes, variés.

I.2.4.4.1. LE MIOCENE ET LE PLIOCENE

Au sud de l'Adour, quelques affleurements attribués au Miocène subsistent sous la forme de sables fins de couleur fauve. Cependant, les grands épandages marins et continentaux miocènes sont surtout présents au nord de l'Adour (marnes, grès et calcaires marins suivis de sables verts et sables fauves surmontés de glaises bigarrées ; Dubreuilh *et al.*, 1995). Les affleurements miocènes sont ici (Annexe 2) indifférenciés des formations pliocènes inférieures et moyennes qui sont constituées de sables, argiles et graviers. Les alluvions des nappes pliocènes supérieures sont formées de galets arrondis altérés, principalement de nature quartzeuse, de diamètre variant de 2 cm à 6 cm, dans une matrice sablo-argileuse ocre-rouille à stratification oblique. A la base de ce niveau, qui peut atteindre plus de 15 m d'épaisseur, apparaît un niveau de sables grossiers à graviers, émoussés et luisants. Des lignites peuvent être intercalés dans ces formations continentales et des limons de plateau (LP) recouvrent souvent les alluvions du Pliocène supérieur.

I.2.4.4.2. LES TERRASSES QUATERNAIRES

Ces terrasses, étagées, sont de nature lithologique variable selon l'épisode glaciaire ou interglaciaire concerné. Il s'agit principalement de graviers ou de galets dans une matrice sableuse ou sablo-argileuse. Les galets peuvent atteindre des diamètres supérieurs à 20 cm.

Selon l'épisode climatique, ces dépôts sont plus ou moins altérés : le Günz et le Riss sont sains alors que le Mindel présente une matrice souvent rubéfiée. Sur l'étendue de la zone étudiée, ces terrasses se répartissent de part et d'autre de la Nive.

I.2.4.4.3. LES DEPOTS HOLOCENES

Les dépôts holocènes sont de nature variée :

- les alluvions récentes (Fz) forment « Les Barthes », *i.e.* les plaines inondables en Gascogne et dans le Pays Basque (racine basque : Barta : boue, marécage). Afin de les délimiter avec une précision plus grande que celle de la carte géologique à 1/50 000ème (Lamare et Goguel, 1963), elles ont ici été cartographiées par analyse stéréographique des photographies aériennes (campagne de 2000, IGN). Dans le cas de la Nivelle (à proximité de son embouchure), du Grand Isaka, du Baldareta et du Mentaberry (*cf.* Figure 19 p.34), les alluvions sont formées essentiellement de formations du Crétacé altérées remaniées, dans lesquelles, on trouve parfois des galets de marno-calcaires à faciès flysch sains (Figure 8). Les alluvions des autres fleuves côtiers sont formées de sables plus ou moins grossiers et de niveaux vaseux,
- les éboulis (E) sont principalement formés par le démantèlement des reliefs pyrénéens au pied du Massif de la Rhune,
- les sables éoliens (D), à grains ronds et mats, forment les dunes boréales et atlantiques couvertes de pins et de chênes lièges. Ils sont principalement présents sur la commune d'Anglet où ils reposent sur les sables coquilliers des formations flandriennes. Plus au sud, les sables éoliens remplissant la dépression d'Ilbarritz ne sont pas datés précisément, mais sont considérés comme anciens par P.Lamare et J.Goguel (1963), antérieurs au cordon littoral (Figure 9 et Annexe 2),
- les remplissages flandriens, bien que n'affleurant pas à la surface sur la zone étudiée, sont ici évoqués à cause de l'importance de l'épaisseur des dépôts (plusieurs dizaines de mètre). Ils correspondent au remplissage des vallées würmiennes à l'Holocène. La montée du niveau de la mer, qui atteint son apogée à l'Atlantique moyen (+ 3 à + 4 m NGF), se traduit par l'inondation de la partie aval des vallées et par le dépôt de sables coquilliers à passées argileuses et organiques. La partie sommitale des remplissages est dominée par des apports fluviatiles : argiles grises à débris de végétaux et tourbes des marais et des basses vallées,
- les sables littoraux sont présents dans les baies et sur le linéaire côtier d'Anglet (Augris et al, 1999). Ils sont issus des apports marins actuels et des remaniements de la mer. N'affleurant au maximum que sur quelques dizaines de mètres de large en pied de falaise, ils n'apparaissent pas sur la carte présentée en Annexe 2. En érosion, la plupart des plages sont régulièrement et artificiellement réalimentées (Figure 10). Au sud de Bidart, les plages « naturelles » qui subsistent sont formées de graviers et sables grossiers issus du démantèlement des formations altérées formant les reliefs côtiers (les altérites des marno-calcaires à faciès flysch, *cf. Partie II p.37*), ainsi que des alluvions charriées par les fleuves côtiers.

Figure 8 : Alluvions du Baldareta à Cénix

Figure 9 : Sables éoliens et marins reposant en discordance sur des marno-calcaires à faciès flysch crétacés à l'extrémité sud de la dépression d'Ilbarritz

Figure 10 : Alimentation en sable de la plage de Bidart (avril 2003)

I.2.4.5. Les formations géologiques présentes sur le littoral basque : synthèse

L'histoire géologique du Pays Basque, intimement liée à l'orogénèse pyrénéenne, est ainsi à l'origine d'une disposition particulière des différentes roches sur le littoral basque (Razin, 1989 ; Aubié *et al.*, 2005a ; carte géologique en Annexe 2) :

- la partie nord de la zone d'étude, entre Anglet et Bidart, sur laquelle s'étendent l'Unité Frontale, l'Unité Septentrionale SU2 et l'Unité sédimentaire post-orogénique, est formée par des marnes et des calcaires structurés perpendiculairement à la côte, recouverts par des formations meubles,
- la partie sud de la zone d'étude, entre Guéthary et Hendaye, est formée par les marno-calcaires à faciès flysch des Unités Septentrionales structurées sub-parallèlement au littoral.

En conclusion, les roches affleurant sur le littoral sont les formations plio-quaternaires, les marnes et calcaires maastrichtiens à rupéliens et les marno-calcaires à faciès flysch coniaciens inférieurs à campaniens supérieurs. Les argiles, gypse et évaporites réputés du Trias affleurent à la faveur de l'accident majeur qui sépare l'Unité Frontale des Unités Septentrionales à Bidart.

Chap. I.3. Cadre géographique

Les études présentées dans ce document sont ici replacées dans le cadre géographique régional. Ce travail s'avère nécessaire de par son apport dans les domaines géologiques et géotechniques :

- la géomorphologie et la végétation apportent diverses informations :
  - les formes du relief représentent des indices sur la nature des roches affleurantes ou sub-affleurantes, notamment dans le cadre de la cartographie de formations altérées (Quesnel, 1997),
  - le type et la présence de végétation renseignent non seulement sur la nature du substrat, mais aussi sur les conditions hydriques des terrains et sur leur stabilité.
  - l'occupation du sol est potentiellement un corollaire de la géologie et de la géomorphologie,
- les conditions climatiques et hydrologiques influent sur les apports en eau aux versants potentiellement instables et représentent, à ce titre, des informations indispensables à l'estimation de l'aléa.

I.3.1. Géomorphologie

La variabilité des roches et de leur structuration est à l'origine de la diversité des paysages sur le littoral basque. Les reliefs du Labourd occidental sont présentés par le modèle numérique de terrain Figure 11 (MNT, pas : 50 m) ; ce dernier est issu de la fusion de la BDAlti de l'IGN et de la carte bathymétrique obtenue par krigeage (méthode d'interpolation spatiale) à partir de 865 054 données bathymétriques acquises au cours de trois années par un pêcheur de Saint-Jean-de-Luz (Peter-Borie *et al.*, 2007a). La carte des pentes, qui permet la visualisation du pendage des versants plus aisée que sur le MNT, est présentée Figure 12. Aux unités géologiques majeures, correspondent trois secteurs de géomorphologie distincte :

- aux Unités Méridionales correspondent des reliquats émoussés des reliefs de la chaîne pyrénéenne : le piémont pyrénéen,
- aux Unités Septentrionales, des collines sillonnées par de profonds talwegs : la zone des collines,
- à l'Unité sédimentaire post-orogénique qui recouvrent l'Unité Frontale, des plateaux et larges vallées alluvionnaires, prémices des Landes : la zone de plateaux.

Ces morphologies spécifiques à chaque unité géologique sont limitées, à l'ouest, par le littoral façonné au cours de la dernière transgression marine.

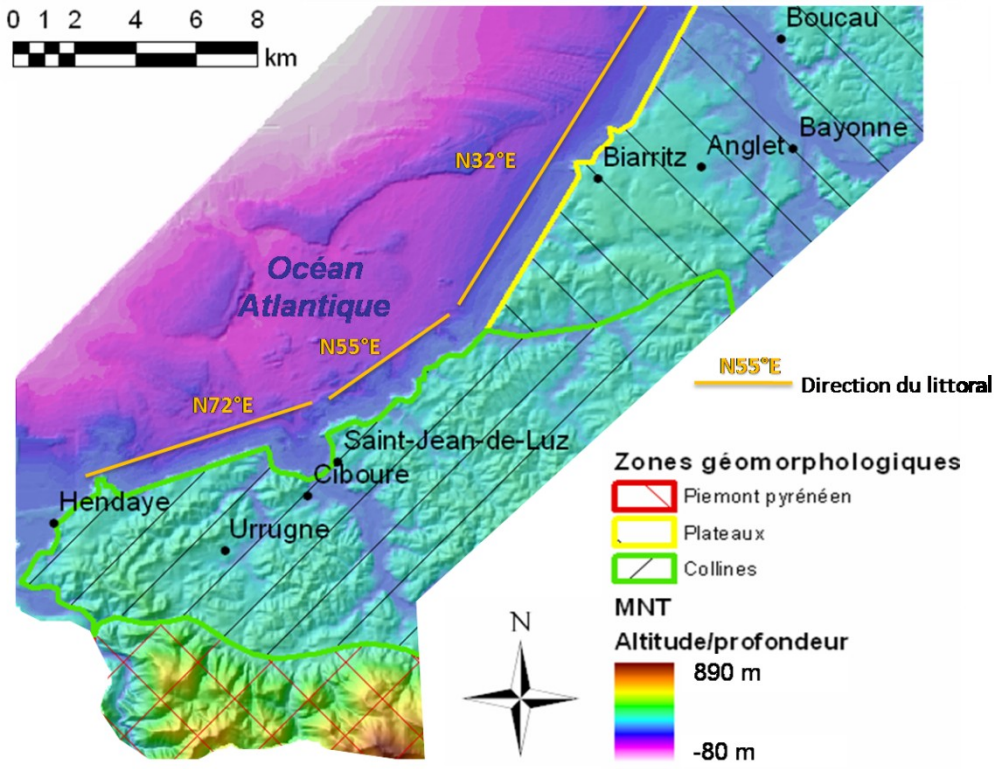


Figure 11 : Modelés de la zone d'étude : reliefs pyrénéens, collines et plateaux (modèle numérique de terrain (MNT) créé à partir de la BDAlti de l'IGN et de la carte bathymétrique ; Peter-Borie et al., 2007a) au pas de 50 m

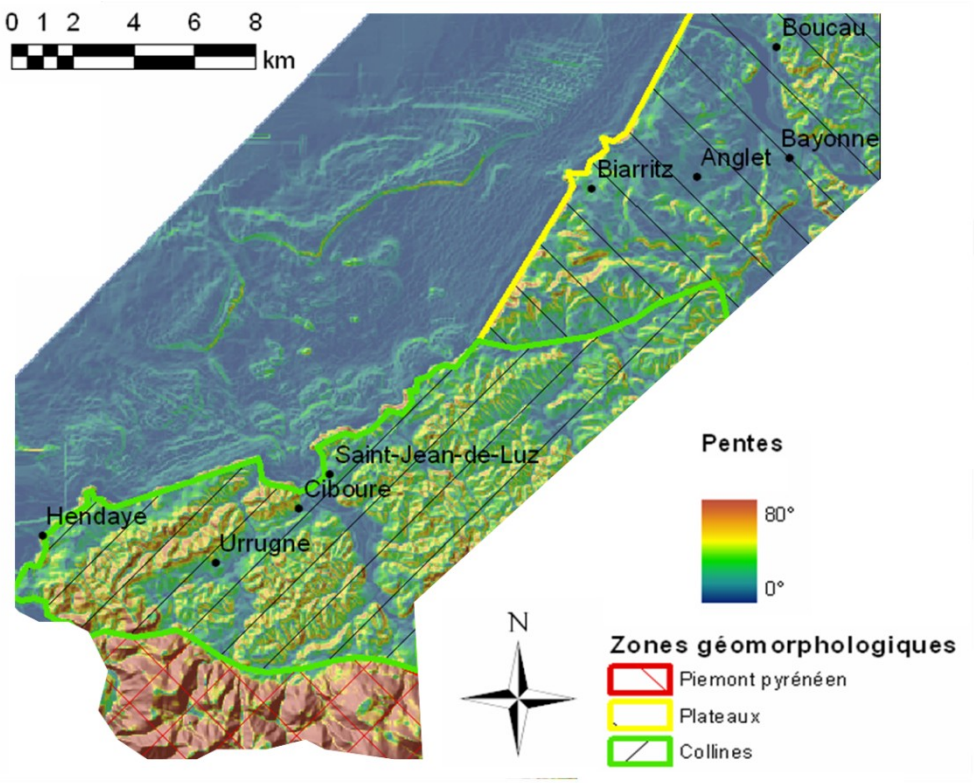


Figure 12 : Modelés de la zone d'étude : reliefs pyrénéens, collines et plateaux (pentes associées au MNT de la Figure 11)

I.3.1.1. Les reliefs émoussés de la chaîne pyrénéenne des Unités Méridionales

Formant l'extrémité sud-est de la zone d'étude, les reliquats émoussés des reliefs des Pyrénées dominent encore de plusieurs centaines de mètres l'océan (Figure 11, zone du piémont pyrénéen). Alors que de vastes replats couronnent ces reliefs (Figure 12 et Figure 13a), les flancs de ces montagnes présentent de forts dénivelés. Localement des escarpements quasi verticaux apparaissent à la faveur des grès triasiques (Buntsandstein inférieur) gris à rouge lie de vin. Les flancs les plus doux sont formés par des pélites du Buntsandstein moyen et supérieur (Figure 12 et Figure 13b).

a.

b.

Figure 13 : a : Vue sur le replat de l'Ihizelaia (au premier plan, 579 m) depuis la Rhune. Les falaises sont formées par les grès du Buntsandstein inférieur. b : le massif de la Rhune vu de Socoa (Ciboure)

I.3.1.2. Les collines de l'arrière-pays côtier des Unités Septentrionales

Les pentes et les reliefs s'adoucissent rapidement à l'ouest et au nord-ouest du massif de la Rhune pour laisser place aux collines de l'arrière pays côtier dont l'altitude dépasse difficilement 100 m NGF (Figure 11). A quelques exceptions près, les crêtes de ces collines s'alignent selon une direction sud-ouest/nord-est, parallèle au littoral. Les flancs de ces reliefs sont pentus, ils dépassent fréquemment les 30° et atteignent sur les bords des talwegs plus de 45°(Figure 12).

Les terres argilo-silteuses brunes de cet arrière pays, qui se sont développées sur les marno-calcaires à faciès flysch, sont fertiles, et, l'agriculture occupe la majeure partie du domaine (Figure 14) : de vastes prairies et landes à fougères et ajoncs sont occupées par l'élevage de bovins et d'ovins et les terres les plus accessibles sont cultivées (maïs et produits régionaux typiques : piment d'Espelette, vignes). En 2000, 45,3 % des terres du Labourd sont utilisées pour l'agriculture (source : Recensement Général de l'Agriculture 2000, ministère de l'écologie). Une partie des collines a été reboisée avec des pins de Monterey, notamment à Urrugne. Originaires de la côte sud-ouest des Etats-Unis, ces conifères affectionnent les sols sablonneux, acides et profonds sous un climat maritime, humide et doux. Ils complètent les forêts indigènes de chênes pédonculés, accompagnés de noisetiers, de frênes, d'érables champêtres et de quelques châtaigniers et sureaux. Les forêts de feuillus colonisent également la plupart des talwegs trop étroits et abrupts pour être utilisés par l'agriculture, au fond desquels affleurent, localement, les marno-calcaires à faciès flysch dans le lit des nombreux cours d'eau présents dans cette zone (*cf.* I.3.3 p.32). Le long des fleuves principaux (*cf.* § I.3.3 p.32), comme la Nivelle, les forêts alluviales sont composées d'aulnes et de frênes communs (source : Natura 2000), essences se développant préférentiellement dans des sols pauvres en calcaire et régulièrement inondés.

Figure 14 : Forêts, terres cultivées et prés de pâtures se partagent l'arrière-pays vallonné de la Côte Basque (ici exemple de la campagne luzienne)

La morphologie arrondie des reliefs des Unités Septentrionales n'est pas celle attendue sur un substratum calcaire à marno-calcaire. Les lapiez, escarpements et vallées sèches habituellement rencontrés sur substrat carbonaté ont laissé place à des collines verdoyantes et un réseau hydrographique qui est pérenne et dense. La végétation basophile des substrats riches en calcium est ici remplacée par des pins et autres arbres et arbustes

acidophiles qui se rencontrent habituellement sur substratum siliceux. Il apparait ainsi une opposition entre géologie et géomorphologie. Cependant, l'observation détaillée de cette zone révèle la présence, au-dessus des marno-calcaires, d'argiles silteuses, non représentées sur les cartes géologiques (Lamare et Goguel, 1963, Genna, 2007, non éditée) et pourtant présentent sur une épaisseur parfois importante. Leur nature est ainsi compatible avec la végétation et la morphologie arrondie des reliefs. Ces formations ont été identifiées par de nombreux auteurs cartographes dont P. Razin (1989) ou encore B. Mathey (1986) comme étant des résidus de l'altération des formations sous-jacentes, mais n'ont été que très récemment décrites en tant qu'altérites d'étendue régionale (Alexandre *et al.,* 2003 ; Genna *et al.*, 2004 ; Genna *et al.*, 2005).

I.3.1.3. La zone de plateaux de l'Unité sédimentaire post-orogénique

Au nord de Bidart, les alluvions charriées au cours du Pliocène par de larges systèmes hydrologiques anastomosés forment aujourd'hui de vastes plateaux sablo-argileux recoupés par de larges vallées quaternaires (Figure 11 et Figure 12). Cette zone de molasse est la bordure méridionale du domaine landais. C'est une région très densément peuplée, qui ne laisse que peu de place à la flore endémique (Bournérias *et al.*, 1988).

I.3.1.4. Le littoral

I.3.1.4.1. LES RELIEFS LITTORAUX

L'Océan Atlantique a érodé le piémont pyrénéen lui donnant une direction globalement nord-est/sud-ouest, mais évoluant cependant de N32°E au droit de la zone de plateaux, à N55°E au nord de Saint-Jean-de-Luz pour atteindre finalement N72°E à l'extrémité sud de la zone étudiée (Figure 11). Il a ainsi créé des escarpements rocheux (Figure 12) qui font la spécificité du Sud du littoral aquitain. En effet, à partir de Biarritz, les plages sableuses (dont les 5 km du littoral angloys) se terminent et laissent place à 38 km de falaises de 20 à 50 m de hauteur et à de petites plages enfoncées dans les criques. La variabilité de la nature des roches formant les falaises, calcaires, marnes, grès, sables, graviers et/ou argiles, est à l'origine d'une grande diversité de morphologies côtières depuis les falaises calcaires subverticales aux reliefs peu pentus qui se sont développés dans les formations les plus tendres.

Cette hétérogénéité lithologique et morphologique favorise la présence d'une flore diversifiée. Au sommet des falaises carbonatées et gréseuses se développent le crithme maritime, l'immortelle et les marguerites à feuilles charnues (Natura 2000). Lorsque la pente de la falaise est suffisamment faible, une végétation luxuriante, qui compose la lande littorale, apparaît : herbes de pampa, bruyères et ajoncs, auxquels s'ajoutent quelques arbustes en bosquets comme les arbousiers, les cistes, les lauriers, les tamaris et les pins maritimes sculptés par le vent (Figure 15). Dans les zones les plus humides, et notamment sur les bourrelets des glissements de terrain, pousse la canne de Provence.

La population des villes côtières a une existence souvent intimement liée à la mer, que ce soit par la pêche ou les activités balnéaires comme les thermes ou encore le surf. Mais la faune et la flore locales sont menacées par cette activité anthropique. Par exemple, l'océanite tempête, oiseau marin endémique du littoral basque, aujourd'hui très rare, est

devenu un emblème de la vulnérabilité écologique du littoral basque (ERMMA, 2006). Comme nous le montrerons ultérieurement (*cf.* § III.5.2.4. p.215), la modification de la couverture végétale du littoral peut avoir des conséquences néfastes sur la stabilité des reliefs littoraux.

Figure 15 : Exemple de la végétation littorale dense composée de lauriers, tamaris et cistes sur les reliefs côtiers de Saint-Jean-de-Luz

I.3.1.4.2. L'OCEAN ATLANTIQUE SUR LE PLATEAU CONTINENTAL DU PAYS BASQUE

En pied de versants instables, la présence d'une étendue d'eau marine représente un facteur à ne pas négliger dans le cadre de l'étude des processus de rupture (*cf.* § III.5.2.2.4 p.214 et §III.5.2.3.1 p.214 ; Watremez *et al*, 2001, Gentier, 2002). Les caractéristiques physiques (houle et marée) et bathymétriques de l'Océan Atlantique sur le littoral basque ont été étudiées par Augris *et al.* (1999), Pedreros (2004) et Idier et Pedreros (2005). Nous ne rappellerons ici que les données principales.

La Côte Basque est un milieu complexe notamment à cause de la présence, au Nord, du canyon de Cap Breton (fortes pentes bathymétriques), de la faible largeur du plateau continental (30 à 50 km) et de la présence de hauts fonds rocheux (Figure 11). La marée est de type semi-diurne (deux pleines mers séparées de 12h25), et le marnage de 3,7 m à Saint-Jean-de-Luz et de 3,5 m à Boucau-Bayonne. Le niveau de plus haute mer astronomique est de 4,90 m au-dessus du zéro hydrographique à Saint-Jean-de-Luz (la cote du zéro hydrographique est de -2,17 m NGF, la mer atteint donc au maximum, hors surcote, la cote de 2,73 m NGF). Les courants de marée sont compris entre 0,025 et 0,075 m/s pour un coefficient de marée moyen de 95, et s'intensifient à proximité des embouchures.

Les vents sont à l'origine de courants plus importants (0,1 m/s en période dépressionnaire) et de la formation de la houle. Les vents les plus forts (intensité supérieure à 28,8 km/h) sont principalement les vents d'ouest à Biarritz et d'ouest et du sud à Socoa. En période de tempête, les conditions pressiométriques et les vents sont à l'origine de surcotes marines. Par exemple, pendant la tempête de décembre 1999, la surcote maximale observée

(à partir des mesures de hauteur d'eau et des prédictions du SHOM) était de 95 cm à Boucau-Bayonne.

La hauteur moyenne annuelle significative[1] des houles est de 1,83 m ; la période moyenne annuelle modale ou de pic est de 9,6 s. Des houles pouvant atteindre les hauteurs significatives de 11,90 m sont par ailleurs enregistrées avec une fréquence décennale.

I.3.2. Climat du littoral basque

I.3.2.1. Climat régional du Pays Basque français

La position géographique du Pays Basque lui confère un climat de type océanique atténué (MétéoFrance, 2008). En effet, sa position méridionale dans le Golfe de Gascogne le met à l'abri des perturbations océaniques les plus puissantes, et la proximité des montagnes pyrénéennes lui assure un climat doux et humide tout au long de l'année. Au printemps et en été, les vents d'ouest à nord-ouest sont dominants ; l'effet de foehn en amont des reliefs pyrénéens a alors pour conséquence de fortes précipitations sur le Pays Basque français. Cet effet s'inverse lorsque le vent souffle du Sud, l'hiver et l'automne. Les masses d'air humide se sont alors déchargées sur le versant espagnol des Pyrénées. Une fois les sommets franchis, l'air subit une compression qui le réchauffe : le vent qui souffle du Sud apporte sur le Pays Basque français un air chaud et relativement sec (conséquence en aval des reliefs de l'effet de foehn).

I.3.2.2. Climat du littoral basque

La Figure 16 présente les diagrammes ombrothermiques calculés à partir des données météorologiques moyennes des stations de Biarritz (code station : 64024001, période couverte : 1956-2008) et de Socoa (code station : 64189001, période couverte : 1921-2008, MétéoFrance, 2008).

I.3.2.2.1. LES PRECIPITATIONS

Les précipitations mensuelles moyennes se répartissent, à Biarritz, entre un minimum moyen en juillet de 73 mm et un maximum moyen en novembre de 177 mm. A Socoa, elles évoluent de façon quasi identique, entre 77 mm en juillet et 174 mm en novembre. Les moyennes des précipitations totales annuelles sur ces périodes sont de 1462 mm à Biarritz et de 1479 mm à Socoa. Cependant, bien qu'à l'échelle mensuelle ou annuelle, les précipitations sont équivalentes au droit de ces deux stations, à pas de temps journalier, de fortes disparités peuvent apparaitre : à titre d'exemple, sur la Figure 17, qui présente les différences de précipitations journalières entre les stations de Socoa et de Biarritz au cours de l'année 2004, on observe des variations relativement fréquentes (40 jours de pluies avec des différences supérieures à 5 mm) pouvant atteindre 30 mm.

[1] Moyenne des plus hauts tiers de vagues ; dépend de la force du vent et du fetch (longueur du trajet suivant lequel le vent souffle au-dessus de la mer sans changer de vitesse ni de direction)

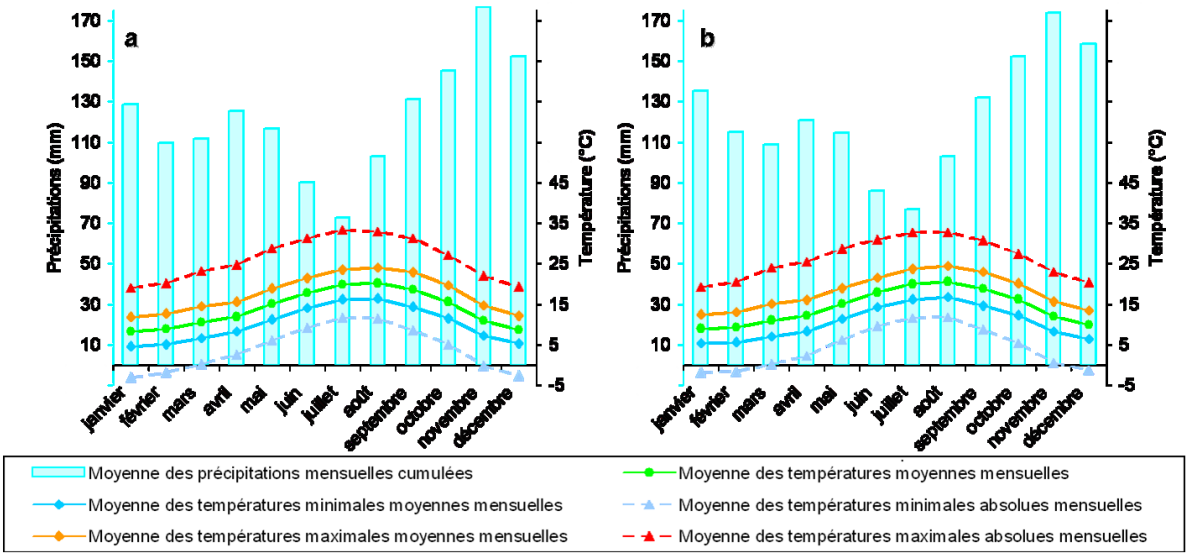


Figure 16 : Précipitations mensuelles moyennes, températures moyennes mensuelles, températures maximales et minimales mensuelles moyennes et températures maximales et minimales absolues mensuelles aux stations météorologiques de : a. de Biarritz-Anglet (1956-2008) ; b. de Ciboure (Pointe de Socoa ; 1921-2008, pas de données de 1939 à 1945 ; données MétéoFrance 2008)

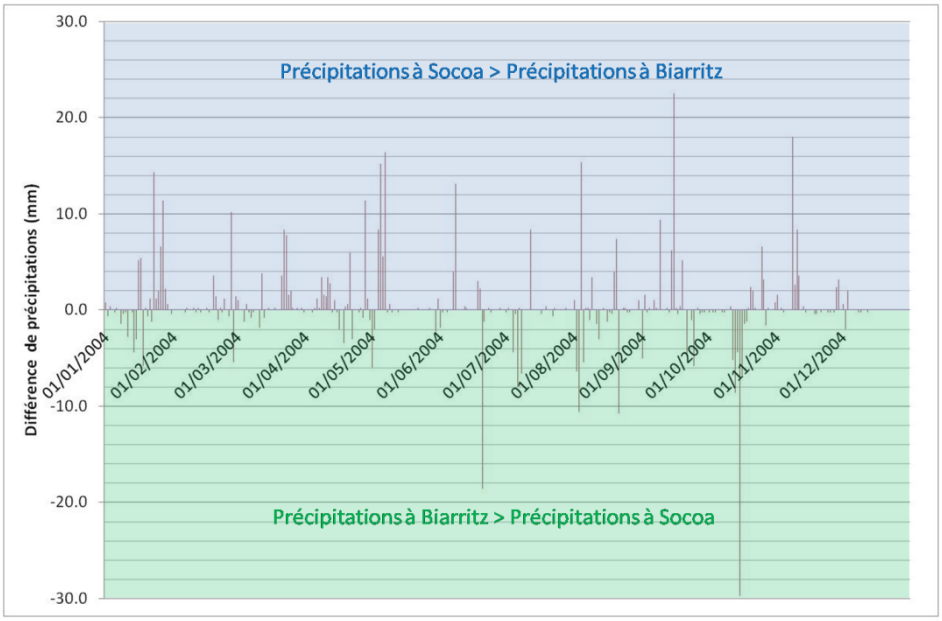


Figure 17 : Différence entre les précipitations journalières enregistrées à Socoa et celles enregistrées à Biarritz

Ces disparités sont interprétées comme étant les conséquences de la localisation des pluies et des averses orageuses, comme cela est fréquemment observé sur le terrain.

Au cours des périodes couvertes par les chroniques des précipitations de MétéoFrance (2008) relevées à la station de Socoa (de 1921 à 1939 puis de 1945 à juin 2008), certaines années sont remarquables par les extrema atteints. A Socoa, les années 1921 et 1948 ont été particulièrement sèches, caractérisées par des précipitations annuelles inférieures à 1000 mm, avec respectivement 831 mm et 519 mm. Au contraire, les années 1923, 1927, 1930, 1960 et 1979 ont été particulièrement arrosées avec, chaque fois, plus de 1900 mm d'eau tombés dans l'année.

I.3.2.2.2. LES TEMPERATURES

De 1949 à juin 2008 (1957 à 1974 exclus) à Socoa et de 1956 à juin 2008 à Biarritz, les températures moyennes annuelles sont respectivement de 14,3 °C et 13,8°C ; elles fluctuent entre les minima atteint en 1956 de 12,4°C à Socoa et de 12,2°C à Biarritz et les maxima de 15,6°C à Socoa et de 15,2°C à Biarritz en 1997. Une tendance générale à l'augmentation est observée : à Socoa, entre 1975 et 2007, la température annuelle moyenne a augmenté en moyenne de 0,045°C par an[2] ; à Biarritz, entre 1956 et 2007, elle a augmenté en moyenne de 0,027°C par an[3]. L'augmentation de température ne se répartit pas de façon homogène dans l'année : par exemple, à Biarritz, la moyenne des températures du mois d'août a augmenté de 0,047°C par an[4] alors que l'augmentation n'est pas significative de novembre à février (Figure 18).

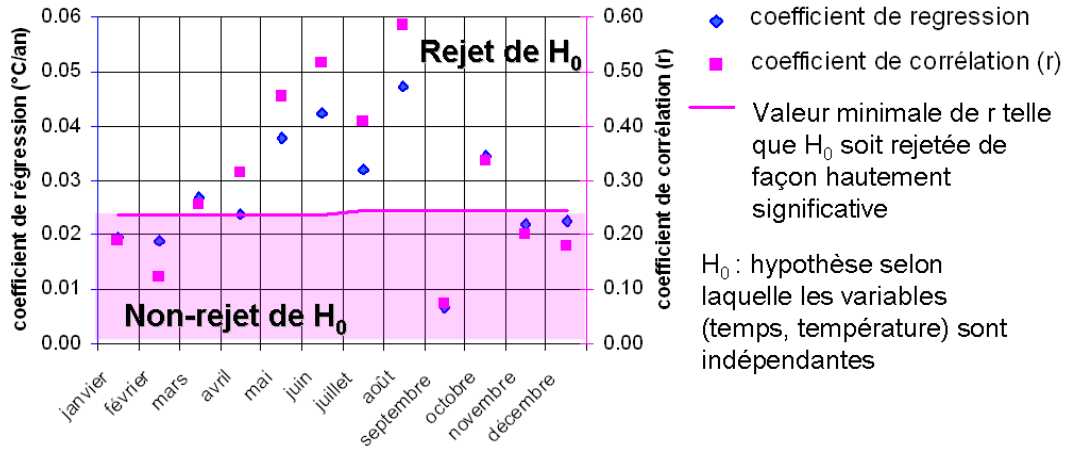


Figure 18 : Augmentation de la température mensuelle à Biarritz entre janvier 1956 et juin 2008 : valeur du coefficient de régression des températures moyennes mensuelles en fonction du temps en années

Les températures moyennes mensuelles à Socoa fluctuent en moyenne entre 8,9°C lors du minimum hivernal, en janvier, et 20,6°C en août. A Biarritz, l'écart entre extrema moyens est similaire, avec 8,2°C en janvier et 20,2°C en août. Les hivers sont doux

[2] r = 0,70 pour 33 valeurs ; l'hypothèse selon laquelle les variables sont indépendantes est rejetée de façon très hautement significative d'après le test de Fisher ($F_{expérimental}$ = 29,09 > $F_{théorique}$ = 3,15)

[3] r = 0,66 pour 52 valeurs ; l'hypothèse selon laquelle les variables sont indépendantes est rejetée de façon très hautement significative d'après le test de Fisher ($F_{expérimental}$ = 38,10 > $F_{théorique}$ = 2,44)

[4] r = 0,58 pour 52 valeurs ; l'hypothèse selon laquelle les variables sont indépendantes est rejetée de façon très hautement significative d'après le test de Fisher ($F_{expérimental}$ = 25,93 > $F_{théorique}$ = 2,44)

(conséquence de l'effet de foehn) alors que les étés sont relativement frais. Les températures moyennes annuelles sont de 13,8°C à Biarritz et de 14,3°C à Socoa.

L'étude des valeurs extrêmes mensuelles des températures permet de mettre en évidence la présence, d'une part, de températures supérieures de 10,0°C à la moyenne saisonnière en période estivale et, d'autre part, de périodes de gel en hiver. Les maxima absolus estivaux sont les plus élevés, en moyenne, en juillet à Biarritz (33,1°C) et en août à Socoa (32,7°C). Les minima absolus sont les plus bas à Biarritz avec, en moyenne, -2,9°C en janvier et diffèrent de 1,1°C par rapport à Socoa, avec -1,8°C en février. Les températures record sur les périodes étudiées sont, à Biarritz et à Socoa, respectivement de 40,6°C et de 40,2°C, enregistrées en août 2003 (période caniculaire sur toute la France) pour les maxima, et de -12,7°C (janvier 1985) et de -12,0°C (février 1956) pour les minima.

La proximité de la station de Socoa de la mer peut expliquer les différences de températures extrêmes et moyennes entre Socoa et Biarritz, notamment grâce à l'effet tampon de la masse d'eau océanique.

I.3.2.3. Synthèse

Dans l'ensemble, les saisons sur le littoral basque sont assez bien marquées : les contrastes de températures de plus de 10°C marquent bien l'hiver et l'été et, les précipitations abondantes caractérisent l'automne. Avec ses étés humides et ses hivers doux, la Côte Basque bénéficie d'un climat tempéré océanique modifié par la présence des Pyrénées. Les précipitations annuelles sont abondantes, supérieures à 1,4 m au cours d'une année, et les températures moyennes sont élevées, supérieures à 13°C.

En outre, on constate au cours de la période étudiée une augmentation significative des températures moyennes, particulièrement importante en période estivale (avec un taux annuel maximal en août de 0,058°C/an).

I.3.3. Hydrologie

Le réseau hydrographique du littoral basque est relativement dense avec 173 km de rivières et de fleuves répartis sur l'ensemble des communes du littoral basque français (© BD Carthage ; Figure 19). La constance des précipitations fait que les cours d'eau sont généralement pérennes. Les fleuves côtiers basques qui concernent la zone d'étude sont, du Nord vers le Sud (Figure 19 et Tableau 2 ; Lucassou, 2008) :

- L'Adour (de *atur*, en basque, signifiant cours d'eau), dont l'embouchure, artificiellement creusée par l'homme à la fin du XIXème siècle (Deserces, 1973), se situe à cheval sur les communes d'Anglet et de Tarnos,
- L'Uhabia, à Bidart ; *Ur habia* signifie littéralement « trou d'eau »
- Le Baldareta, à Cénix, sur les communes de Guéthary et de Bidart,
- Le Grand Isaka (le grand fossé), parfois nommé Antereneko Erreka (ruisseau d'Anterenea, du nom d'un lieu-dit qu'il traverse) à Parlementia, commune de Saint-Jean-de-Luz,
- La Nivelle à Saint-Jean-de-Luz,
- L'Unxin à Ciboure,

- Le ruisseau de Mentaberry (« ruisseau de la nouvelle auberge ») à Hayzabia sur la commune d'Urrugne,
- La Bidassoa, qui forme une ria à la frontière espagnole.

Prenant sa source dans les Hautes Pyrénées et s'écoulant vers l'ouest jusqu'à Tarnos, l'Adour et ses affluents drainent une grande partie de la Zone Nord Pyrénéenne occidentale, à l'exception de la zone littorale labourdine drainée par les autres fleuves côtiers cités dans ce chapitre. Le régime de l'Adour est fortement influencé par ses affluents, avec des hautes eaux en hiver, une faible influence de la fonte nivale au printemps et des étiages assez prononcés. Les rivières en rive gauche de ce fleuve possèdent des régimes contrastés avec des étiages accusés et avancés, des hautes eaux d'hiver et des crues soudaines et brèves (Bichot et Leroi, 1996).

Mis à part l'Adour, les fleuves côtiers se terminent par des estuaires peu profonds argilo-sableux. L'influence des apports amont, venant des reliefs pyrénéens, est particulièrement sensible sur la Nivelle et la Bidassoa qui prennent leur source du côté espagnol des Pyrénées. Leurs affluents écoulent à la fois des eaux de pluie mais aussi celles résultant de la fonte printanière des neiges pyrénéennes. La Nivelle présente des débits spécifiques élevés (environ 50 l/s/km^2), des étiages relativement soutenus et des crues aussi violentes que brutales qui témoignent d'un bassin versant à forte pluviosité, à substrats imperméables et à fortes pentes (Bichot et Leroi, 1996).

Fleuve côtier	Source		Embouchure	Longueur (km)	Surface du bassin versant topographique (km²)
	Localisation	Altitude (m)			
Adour	Pic du midi de Bigorre (col du Tourmalet, Hautes-Pyrénées)	1931	Anglet-Tarnos	309	17 020
Uhabia	Goizbide (sous le nom d'Apalagako Erreka, commune d'Ustaritz)	133	Bidart	15,3	59
Baldareta	Ithurna (Saint-Jean-de-Luz)	50	Guéthary- Saint-Jean-de-Luz	2,2	2,3
Grand Isaka	Meiuntenborda (Saint-Jean-de-Luz)	60	Saint-Jean-de-Luz	4,4	11
Nivelle	Urdazubi (Navarre, Espagne, sous le nom d'Ugarana)	45	Saint-Jean-de-Luz-Ciboure	45	138
Unxin	Mont du Calvaire (Urrugne)	392	Ciboure	9,5	32
Mentaberry	La Croix des Bouquets (Urrugne)	120	Urrugne	5,3	5
Bidassoa	Sources Xorroxin, Errazu (Sous le col d'Ispeguy, Navarre, Espagne)	350	Hendaye-Espagne	76	

Tableau 2 : Noms et caractéristiques principales des fleuves côtiers basques (d'après Lucassou, 2008)

Les réseaux hydrographiques du littoral basque sont remarquables par leur géométrie symptomatique de la nature et/ou de la structure du substratum (Figure 19):

- le réseau hydrographique du bassin aval de l'Adour est dendritique. Il s'est développé dans le domaine des plateaux et plaines du domaine landais (Figure 11), sur des formations argilo-sableuses récentes. Seule une zone atypique apparait au nord de l'Adour ; elle est

caractérisée par de nombreux petits cours d'eau parallèles les uns aux autres et perpendiculaires au cours de l'Adour. Il s'agit là de canaux artificiels créés pour le drainage des plaines inondables appelées les Barthes,

- le réseau hydrographique composé par l'Uhabia et les fleuves côtiers localisés plus au sud apparait guidé par les discontinuités structurales majeures du substratum. En effet, d'une part, en aval de la confluence avec son principal affluent en rive gauche, l'Alhorgako Erreka, le cours de l'Uhabia suit une direction très rectiligne, est-ouest, coïncidant avec l'axe et la position d'un accident structural majeur (ϕ, Figure 19b et *cf.* § I.2.2 p.10, chevauchement de Sainte Barbe noté ϕ Figure 6). D'autre part, l'Uhabia, au-delà de cette confluence, son affluent majeur et les fleuves côtiers situés entre le Baldareta et le Mentaberry drainent un réseau à géométrie angulaire (Figure 19b). Ces réseaux s'organisent selon deux directions principales, subperpendiculaires et subparallèles aux directions du littoral (*cf.* § I.3.1.4.1 p.27). On remarque, en outre, que, sur la commune d'Urrugne, les directions N72°E du littoral et N72°E et N162°E du réseau hydrographique sont proches de celles des familles de discontinuités L (entre N65°E et N85°E) et T (entre N165°E et N175°E, Razin, 1989) qui découpent le monoclinal d'Urrugne (unité SU1, Figure 5b et § I.2.4.2.3 p.17). La relation existant entre les directions du réseau hydrographique, du littoral, et des discontinuités majeures n'est ici pas plus développée. Cependant, une étude détaillée de ce phénomène permettrait une meilleure compréhension de l'évolution quaternaire de la région, et représente, à ce titre, une perspective au travail présenté ici.

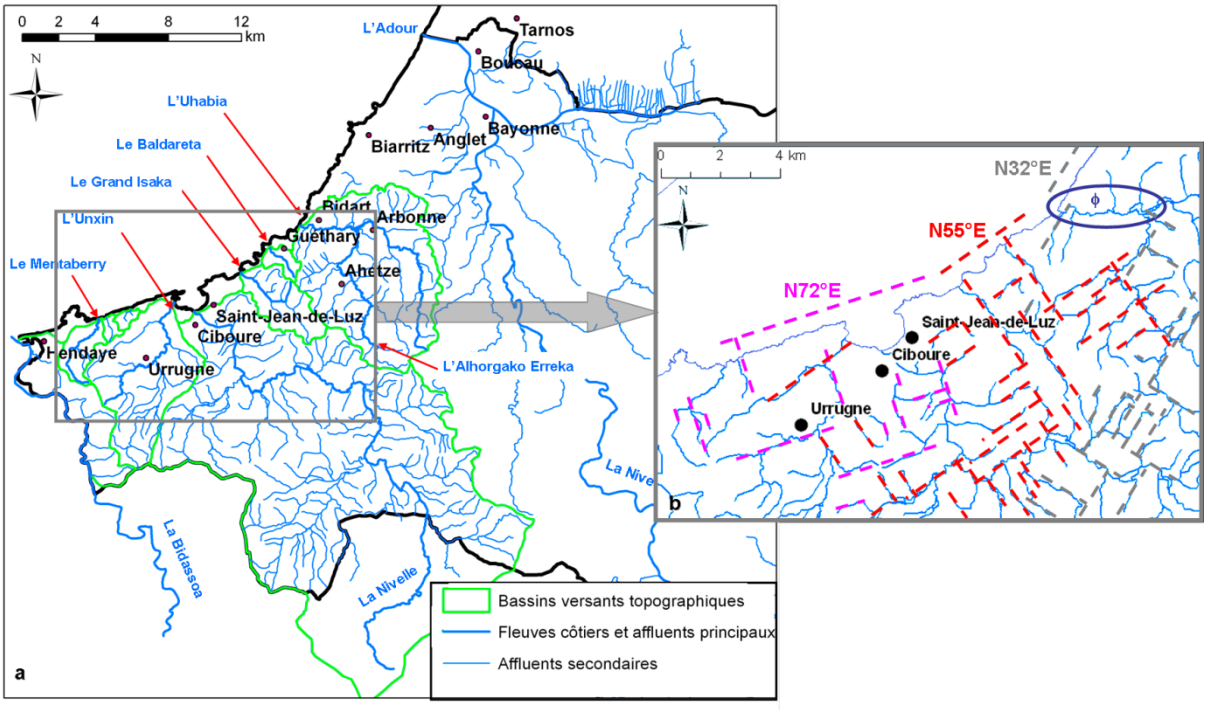


Figure 19 : a. Réseau hydrographique principal de la Côte Basque et bassins versants topographiques associés (Lucassou, 2008) ; b. directions principales des cours d'eau et du littoral

Chap. I.4. Conclusion

Le Pays Basque est une région singulière tant au point géographique que géologique. Sa position géographique, à la conjonction des Pyrénées et de l'Océan Atlantique, lui confère un climat et une structuration géologique atypiques. L'interaction de ces deux entités a modelé un paysage spécifique à chaque unité structurale :

- les Unités Méridionales, formées par les roches principalement paléozoïques à triasiques, forment les derniers reliefs pyrénéens, aux teintes rouges lie-de-vin. Recouvertes par la neige en période hivernale, elles forment une réserve en eau, disponible dès la fonte printanière, pour l'alimentation des fleuves côtiers,
- l'Unité sédimentaire post-orogéniques, recouvrant la majeure partie de l'Unité Frontale, offre de vastes étendues planes sur lesquelles une urbanisation très dense s'est développée,
- sur les Unités Septentrionales s'est développé un paysage de collines et de profonds talwegs creusés, selon les directions qui apparaissent similaires à celles des discontinuités structurales, par des cours d'eau en réseau à géométrie angulaire. Bien que le réseau hydrographique apparaisse concordant avec la structure des marno-calcaires à faciès flysch, le relief arrondi et la végétation acidophile des Unités Septentrionales n'est pas celle attendue sur un substratum calcaire, et, on observe, en effet, la présence de formations argilo-silteuses, épaisses, qui recouvrent les marno-calcaires et qui ont été identifiées comme altérites d'extension régionales. L'étude géologique de ce résidu d'altération, non cartographié, est l'objet de la partie suivante. Dans cette zone où les reliefs et le tourisme ont amené la population à s'établir sur les reliefs côtiers et en fond de baie, l'étude de l'aléa mouvement de terrain dans cette formation, qui apparait moins résistante que les marno-calcaires, est ensuite l'objet de la troisième partie de ce document.

PARTIE II.

Altération des massifs rocheux crétacés du Labourd occidental

Il faut toujours se réserver le droit de
rire le lendemain de ses idées de la veille

Napoléon Bonaparte

Chap. II.1. Introduction

L'altération des massifs rocheux du Labourd a, comme nous le démontrerons dans la Partie III de ce document, des conséquences sur les instabilités des reliefs littoraux et, de ce fait, sur l'érosion du littoral. La connaissance géologique d'un massif rocheux est indispensable à la compréhension des processus à l'origine des instabilités. Dans le cas des altérites du Pays Basque, très peu de données sont disponibles. C'est pourquoi, nous proposons, dans cette partie, de caractériser les massifs altérés au point de vue pétrographique et géométrique.

Après avoir rappelé quelques notions fondamentales et défini l'altérite, les différents types d'altérites qui affleurent sur le littoral sont décrits dans le chapitre suivant (Chap. II.2). Ensuite, le Chap. II.3 est consacré à l'étude détaillée des altérites les plus importantes en termes d'épaisseur et de conséquences sur les instabilités. Les descriptions macroscopiques et microscopiques des altérites et de leur roche-mère sont alors réalisées. Leur répartition spatiale est enfin étudiée. Ces observations, mesures et analyses permettent, *in fine,* de discuter les processus de formation des altérites. Pour conclure, nous proposons un modèle de formation des altérites sur le littoral basque (Chap. II.4).

Chap. II.2. Les altérations des roches des falaises basques

II.2.1. Terminologie et définitions

L'altération des roches est un concept apparu dans la seconde moitié du 19ème siècle, en particulier grâce à l'exploitation de ses produits (minerais d'aluminium, briqueterie, etc.). Il s'est enrichi dans les années 50 et 60 à la suite des avancées technologiques (diffraction des rayons X, analyses géochimiques) et des nouveaux concepts qui en ont découlé (interprétation des cortèges argileux, paléoclimats, etc.) pour devenir un thème d'étude prisé à partir des années 70 (Thiry, 2003).

L'altération d'une roche est le processus qui a pour conséquence la modification des propriétés physico-chimiques des minéraux, et donc de la roche (Foucault et Raoult, 2000). Le vecteur de cette transformation est très variable : agents atmosphériques (altération météorique), eaux souterraines (altération de nappe et altération sous couverture), ou encore les eaux hydrothermales (altération hydrothermale). L'altérite est la « *formation superficielle résultant de l'altération et de la fragmentation sur place de roches antérieures sans transformations pédologiques notables* » (Foucault et Raoult, 2000).

L'organisation des faciès d'une altérite suivant leur gradient d'évolution définit le profil d'altération. Le faciès le moins altéré est le plus jeune. Dans le cas d'altérites météoriques, l'altération se développe généralement *per descensum,* verticalement, du haut vers le bas. Le profil d'altération (voir exemple de profils types dans des roches du socle dans l'encadré « Terminologie des différents horizons d'altération dans les roches du socle », p. 41) est ainsi composé de l'horizon le plus ancien au sommet de la série et des couches graduellement plus jeunes en allant vers le bas. Il ne répond généralement pas au *principe de superposition des couches* qui place la couche la plus ancienne sous la couche plus jeune (Meyer, 1987).

Terminologie des différents horizons d'altération dans les roches du socle

Les processus d'altération météorique des roches du socle ont été largement étudiés par de nombreux auteurs dont, en France, Delvigne (1998), Tardy et Roquin (1998) ou encore Wyns (2002, 2008) et Wyns et al. (2003). Par contre, à notre connaissance, dans les roches sédimentaires, les études sont plus rares et, contrairement à ce qui a été établi pour les roches du socle, aucun profil type n'existe (Peter-Borie et al., 2006a). C'est pourquoi, nous ne rappelons ici que la terminologie spécifique à chaque horizon des altérites de socles issues des études pré-citées.

Du sommet d'un profil d'altération à sa base, on distingue la cuirasse, l'allotérite (la structure de la roche mère ne s'identifie plus et le matériau a perdu du volume) et l'isaltérite (conservation de la structure et du volume de la roche-mère) qui forment la saprolite (du grec « sapros » : décomposé) ou l'altérite. Enfin, l'horizon fissuré est l'expression de la pénétration de l'altération dans les roches du socle.

II.2.2. Les différents types d'altération des formations géologiques constituant le littoral basque

Les roches affleurant actuellement sur le littoral basque et son arrière-pays se sont formées dans des environnements différents de ceux auxquels ils sont actuellement soumis. Puisque la composition chimique d'une roche tend en permanence à se mettre en équilibre avec son environnement, l'ensemble des massifs rocheux de la Côte Basque, à la recherche de son équilibre, jamais atteint, s'altère. Certains cas particuliers d'altération de roches du Pays Basque ont, en outre, été décrits lors d'études précédentes, notamment celui du massif calcaire jurassico-crétacé des Arbailles, situé au nord du massif de Mendibelza (Figure 5a ; Vanara, 2000), dont il sera fait mention ultérieurement (*cf.* § II.3.1.2 p.48). Cependant l'altération des roches du littoral reste un phénomène méconnu.

La variabilité des faciès rocheux sur le littoral basque est à l'origine d'un patchwork d'altérites différant de par leur nature, leur propriétés mécaniques et hydrogéologiques, et donc de résistance à l'érosion, ainsi que sur le plan de leur épaisseur ou de leur vitesse de progression. Les altérations les plus importantes et les plus pénétratives sont le plus souvent le fruit des circulations hydrogéologiques anciennes. Actuellement, l'action des agents atmosphériques (pluie, vent et embruns sur les falaises) conduisent, de plus, à une désagrégation des premiers centimètres à décimètres de la roche exposée par, notamment, des processus de dissolution, d'hydrolyse et d'haloclastie. De ces altérations et de la diversité des roches-mères résultent des morphologies côtières variées qui ont fait l'objet d'une typologie établie par Genna *et al.* (2004, 2005) synthétisée dans le paragraphe II.2.2.5. (p.44).

II.2.2.1. Les dépôts néogènes et quaternaires

Les formations continentales miocènes, pliocènes (Figure 20), et les terrasses du Mindel (*cf.* § I.2.4.4 p.18 et Annexe 2) présentent des signes évidents d'altération ; la matrice est teintée par les oxydes de fer (goethite notamment) et les galets, lorsqu'ils sont présents, sont très altérés : les galets de quartzite ne présentent quasiment plus de résistance aux contraintes (morcellement des galets aisé à la main).

Figure 20 : Affleurement d'alluvions du pliocène supérieur (p3) altérées

II.2.2.2. L'Oligocène

L'altération ancienne des calcaires oligocènes (*cf.* § I.2.4.3 p.18 et Annexe 2) par les eaux souterraines est à l'origine d'un endokarst. Alors que les remplissages karstiques ont été largement étudiés pour ses habitats préhistoriques (paléolithique supérieur - actuel ; Figure 21, Ouadia, 1986), les processus et l'âge de la karstification sont encore méconnus. Les observations sommaires effectuées sur le terrain ont néanmoins permis de mettre en évidence :

- un creusement des cavités karstiques qui n'apparaît pas avoir été guidé par un système de fracture d'origine tectonique mais par des plans stratigraphiques particuliers (Peter-Borie *et al.*, 2006a),
- des circulations d'eau, avec un concrétionnement actif (gours, stalactites, plancher stalagmitique, etc.).

Actuellement, sur les falaises, des processus d'altération physique comme l'haloclastie créent des discontinuités peu profondes. Les processus d'altération chimique, dissolution des carbonates et hydrolyse par les eaux de pluie, diminuent la résistance mécanique de la roche en surface. Ces altérations superficielles des calcaires par les agents atmosphériques, auxquelles s'ajoutent les infiltrations d'eau souterraine favorisent le détachement de blocs et le délitement de dalles peu épaisses.

Figure 21 : La salle de la Grotte du Phare a été occupée par l'homme depuis au moins le paléolithique supérieur. Au plafond pendent les cordeaux de délimitation du carroyage de fouille ; en arrière plan à gauche, on peut apercevoir une butte témoin des fouilles archéologiques

II.2.2.3. L'Eocène et le Maastrichtien

L'altération ancienne des marnes et marno-calcaires maastrichtiens à éocènes (*cf.* § I.2.4.3 p.18 et Annexe 2) de la Côte des Basques à Ilbarritz consiste principalement en une décarbonatation partielle des marnes par les eaux acides de l'aquifère plio-quaternaire sus-jacent. Signalée notamment par Falchi (1981) lors des études de stabilité de la falaise de la Côte des Basques, cette altération a pour conséquence principale une diminution des propriétés mécaniques de la roche. Sa matérialité se vérifie par l'analyse des glissements de terrain dont l'expression, sous forme de coulée boueuse (Figure 22) rappelle celle des

instabilités qui se produisent dans les sols. Cependant la cartographie et l'analyse de cette altérite est rendue impossible du fait, d'une part, de son développement extrêmement hétérogène, lié à la fracturation et à la perméabilité de la roche, et, d'autre part, de la variabilité lithologique des formations éocènes (Annexe 2). En effet, ces dernières sont formées d'une alternance de marnes et de marno-calcaires subhorizontaux, ce qui ne permet pas de discriminer réellement les niveaux altérés des niveaux originellement plus marneux. Cependant, l'analyse de la fraction phylliteuse d'un échantillon des marnes éocènes (Marnes de la Goureppe ; prélèvement echB29, Annexe 3) a révélé la présence de 86% de smectites, 2% de kaolinite et 12% d'illite et/ou de mica ce qui n'est pas un argument en faveur d'une altération intense : en effet, la kaolinite, qui est un minéral argileux rencontré dans les profils d'altération avancés (Wyns, 2008), est ici en proportion très faible ; l'illite et/ou le mica et les smectites sont probablement hérités de la roche initiale.

A l'instar de ce qui est observé dans les formations oligocènes, actuellement, les agents atmosphériques altèrent actuellement superficiellement la roche au droit des falaises, engendrant de fréquentes chutes de blocs.

II.2.2.4. Le Crétacé supérieur

Bien que précédemment signalée notamment par P. Razin (1989 ; « *Les principaux affleurements du Flysch[…] se situent […] le long des routes[…]. Mais ce n'est que dans le lit des ruisseaux que l'on peut observer des roches non altérées* »), l'altération ancienne des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur n'a été réellement considérée que très récemment par A. Genna (Genna *et al.*, 2004 et 2005) comme altérites d'extension régionale (Figure 23), faisant partie d'un complexe intégrant, entre autre, les altérations des marnes éocènes. Ces altérites sont importantes du point de vue de leur transformation, leur épaisseur, leur extension et leur implication dans les processus d'érosion côtière ; elles constituent une formation géologique à part entière dont l'étendue et le rôle n'ont auparavant encore jamais été établis. Le faciès des roches-mères du Crétacé supérieur étant variable (*cf.* § I.2.4.2 p.14 et Annexe 2), on peut aisément supposer que l'expression de l'altération l'est en conséquence. C'est pour cela que le pluriel « altérites » est utilisé relativement à l'ensemble des formations à faciès flysch, chaque faciès ayant potentiellement son altérite. Les propriétés mécaniques et hydrogéologiques de chaque altérite peuvent de ce fait être spécifiques et différentes des autres.

II.2.2.5. Typologie de la côte fonction des profils d'altération

Les différences de lithologie des roches et de la forme de leur altération sont particulièrement claires, ce qui permet de définir des profils côtiers type. Genna *et al.* (2004 et 2005) en propose sept (Figure 24) : la définition de ces profils repose sur la prise en compte de la structure du substratum, de la compétence des formations concernées et de la présence, ou non, d'une couverture. On distingue donc les profils :

- 1 : il est formé par les falaises à stratification horizontales, recouvertes d'une formation plio-quaternaire, comme, par exemple, les falaises oligocènes de Biarritz et maastrichtiennes à daniennes de la Pointe Sainte-Anne, bien que ces dernières ne soient pas recouvertes de formations meubles,

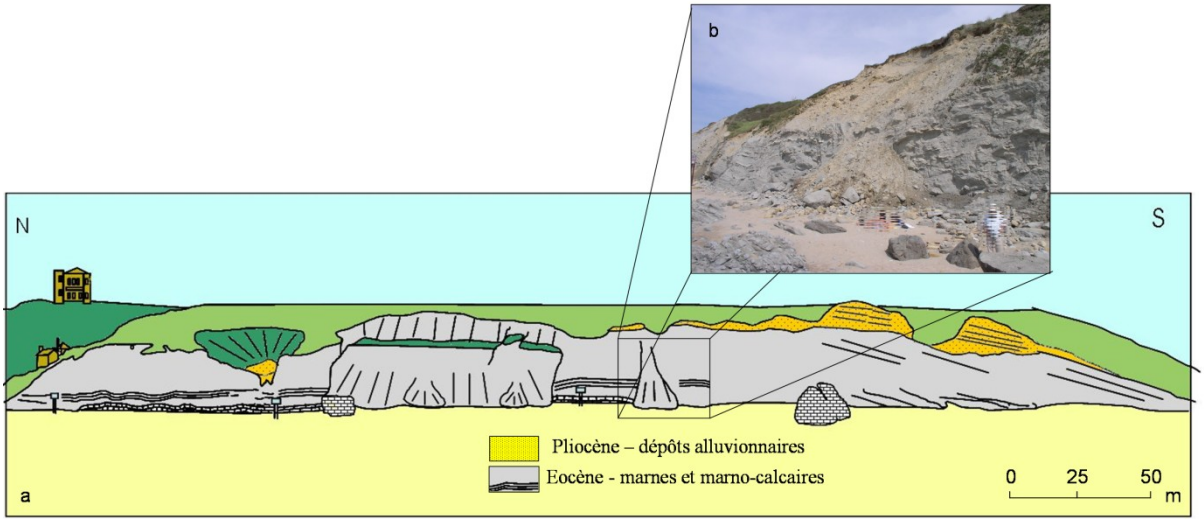


Figure 22 : a. Panorama des falaises éocènes d'Ilbarritz (Bidart) ; b. Coulée boueuse survenue en 2004

Figure 23 : Reliefs côtiers formés par les altérites du Flysch à silex de Guéthary (Coniacien). Les ajoncs et hautes herbes des landes recouvrent cette formation

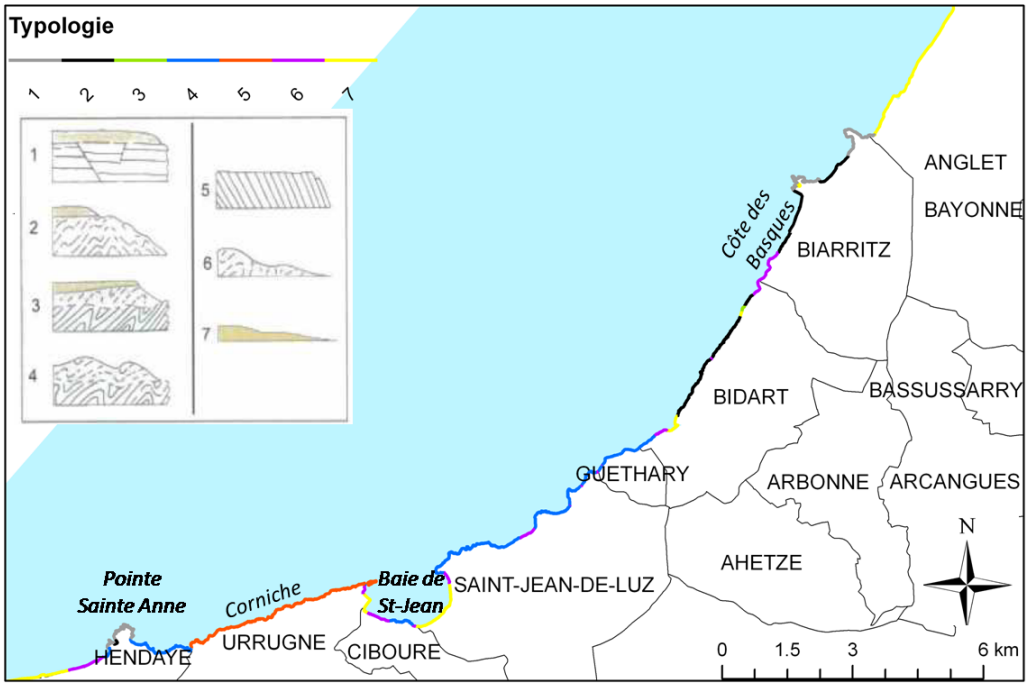


Figure 24 : Différents types de côte déterminés sur la Côte Basque (Genna et al., 2004)

- 2 : il décrit un relief à stratification déformée et meuble, avec couverture récente et altérite. Ce type caractérise principalement les marnes et marno-calcaires (Éocène) de la Côte des Basques, au sud de Biarritz,
- 3 à 6 : ils sont tous définis au sein des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur et de leur altérite. Les troisième et quatrième types de morphologie côtière se développent dans les roches dures et plissées recouvertes par leur altérite. La différence tient à la présence d'une couverture plio-quaternaire dans le profil 3. Le profil 5 définit les falaises entièrement formées de marno-calcaires. Les reliefs côtiers de type 6 sont entièrement formés par les altérites. Ainsi, en cumulant les profils de type 3, 4 et 6, on remarque que les altérites des marno-calcaires à faciès flysch forment une partie ou la totalité des reliefs littoraux de cinq communes littorales sur les sept que compte la Côte Basque : du sud de Bidart à Hendaye, elles affleurent avec une épaisseur variable, atteignant 30 m au droit des plages de Bidart et Guéthary (Figure 23), elles se réduisent à 2-3 m au nord de la Baie de Saint-Jean-de-Luz, pour quasiment disparaître le long de la corniche d'Urrugne (type 5), puis, elles atteignent de nouveau plusieurs mètres à l'extrémité septentrionale de la commune d'Hendaye. En fond de baies, la roche dure est sous le niveau marin et les reliefs côtiers sont uniquement formés par les altérites et/ou par les alluvions souvent issues du remaniement d'altérites (type 6),
- 7 : il caractérise les côtes formées par les sables et dunes. Ce type caractérise le fond de certaines baies et le littoral de la commune d'Anglet.

II.2.3. Conclusion

L'ensemble des faciès rocheux présents sur le littoral basque est altéré ; cependant, l'altération s'exprime différemment selon la nature des roches. Parmi les produits d'altération observables sur la Côte Basque, seul celui des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur présente un état de transformation et une épaisseur conséquents. En outre, les altérites des marno-calcaires forment une partie ou la totalité des reliefs littoraux de cinq communes littorales sur les sept que compte la Côte Basque. Cependant, le changement des faciès de dépôt des marno-calcaires du nord au sud du littoral labourdin laisse entrevoir une variabilité du produit d'altération et donc une variabilité dans les propriétés mécaniques et hydrogéologiques qu'il est nécessaire de prendre en compte dans l'étude des instabilités de terrain.

Chap. II.3. Les marno-calcaires à faciès flysch crétacés et leur altérite : description et terminologie

Les observations de terrain et les études précédentes (Genna *et al.*, 2004 et 2005) ont mis en évidence l'importance des altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur relativement à leur épaisseur sur le littoral ainsi qu'en matière d'implication dans les instabilités de terrain. Ce chapitre est dédié à leur étude géologique avec, pour objectif, la connaissance de leur nature, de leur structure, de leur répartition spatiale et des possibles évolutions de ces paramètres en fonction du faciès de dépôts de la roche-mère (*cf.* § I.2.4.2.1 p.14). *In fine*, ces études permettent, d'une part, de proposer des hypothèses sur les processus d'altération, et, d'autre part, d'avoir une première estimation du comportement géotechnique des reliefs formés par les marno-calcaires et leur altérite à travers la connaissance lithologique et structurale de ces formations.

La ou les phases d'altération qui sont à l'origine de la formation des altérites du littoral basque, ont probablement été, comme dans de nombreux cas, régionales (Quesnel, 1997 ; Wyns, 2008) ; l'étude du profil complet d'altération doit donc être effectuée sur l'ensemble de la Zone Nord Pyrénéenne Ouest, voire être complétée avec des recherches de profils équivalents dans le bassin aquitain et l'avant-pays pyrénéen. Cependant, de telles recherches dépassent le cadre des travaux nécessaires à la compréhension des instabilités dans les altérites. C'est pourquoi les études présentées ici sont focalisées sur les altérites qui affleurent sur le littoral, tout en essayant de les replacer parmi celles potentiellement contemporaines décrites par ailleurs (notamment dans la Massif des Arbailles ; Vanara, 2000). Ainsi, après avoir rappelé, dans un premier paragraphe, les connaissances apportées par les études précédentes relatives aux altérations des roches carbonatées du Pays Basque, ce chapitre est consacré aux descriptions macroscopique (§ II.3.3 p.51) et microscopique (§ II.3.4 p.66) de l'altérite de trois faciès de flysch particuliers (du dépôt le plus proximal au plus distal : Flysch à silex de Guéthary, Turbidite de Makila et Flysch marno-calcaire de Socoa ; Annexe 2), à partir d'observations et de mesures effectuées à la faveur d'affleurements et de sites d'étude décrits dans le paragraphe II.3.2 (p.50). Les interprétations issues de ces observations sont ensuite exposées dans le paragraphe II.3.5 (p.76). Enfin, la cartographie des altérites de l'ensemble des marno-calcaires du Crétacé supérieur et les interprétations des résultats sont l'objet du paragraphe II.3.6 (p.79).

II.3.1. Etudes préalables

Peu d'études ont porté sur les altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur. La majorité des résultats obtenus sont exposés dans Genna *et al.* (2004 et 2005). De plus, une analyse complète de l'altération du massif calcaire jurassico-crétacé des Arbailles est proposée par N. Vanara (2000). Bien que différant de par leur positionnement dans le contexte géologique régional (le massif des Arbailles est localisé à l'est de la Transformante de Pampelona, au nord du massif de Mendibelza ; *cf.* § I.2.2 p.10), mais semblables par la nature carbonatée de la roche-mère, les altérites associées à cette formation sont ici décrites car potentiellement contemporaines de celles du littoral.

1. Les altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur

Lors des études précédentes concernant les altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur (Genna *et al.*, 2004 et 2005), un profil type d'altération a été proposé ; il est présenté Figure 25. Il se décompose en trois parties, qui sont, du bas vers le haut :

- la roche saine, non altérée (substratum, calcaire marneux),
- la roche fracturée et oxydée par les processus d'altération, légèrement décarbonatée (passage à des marno-calcaires), d'épaisseur tantôt étroite, tantôt très large,
- les altérites, décrites comme des marnes plus ou moins argileuses ou comme des argiles ocre dans leurs faciès les plus évolués. Au sein des faciès les plus jeunes, les déformations pyrénéennes sont encore identifiables ; les faciès plus évolués sont constitués par une matrice argileuse déstructurée, dans laquelle flottent des fragments parallélépipédiques de calcaire altéré (zone de collapse). Les altérites peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Les processus d'altération mis en évidence sont principalement une oxydation et une décarbonatation des calcaires qui s'accompagnent d'une réduction de volume du matériau.

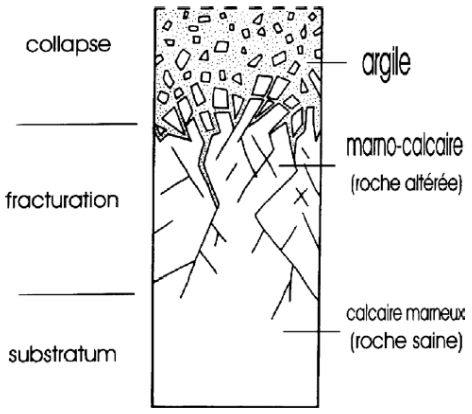


Figure 25 : Profil d'altération des marno-calcaires à faciès flysch (Genna et al., 2005)

2. Les altérites du massif des Arbailles

La karstification du massif des Arbailles (Vanara, 2000) s'est principalement produite dans les calcaires récifaux aptiens, de faciès urgonien. Cependant, les autres formations

jurassiques et crétacées ont également subi une altération. Notamment dans les calcaires marneux albiens (60% de $CaCO_3$), cette dernière s'exprime par une décarbonatation de la roche-mère à l'origine de la formation d'altérites argilo-limoneuses de couleur jaune, épaisses d'un mètre au maximum, assimilées à l'horizon d'accumulation (B) du sol (Figure 26). Ces altérites sont composées des minéraux insolubles des marnes : argiles (illite principalement, puis kaolinite et chlorite) et grains de quartz (anguleux), hornblendes vertes et micas. A leur base, des fantômes de roche carbonatée, arrondis, sont observés. Un crypto-lapiaz forme le toit de la roche saine ; sa morphologie arrondie est la conséquence de la présence des altérites qui jouent de rôle d'une « compresse humide ». Ces altérites sont interprétées comme étant issues d'une décalcification pelliculaire dans un contexte humide. Elles sont rarement en place et sont, le plus souvent, présentes, par colluvionnement et sous-tirage, dans les cavités karstiques sous-jacentes.

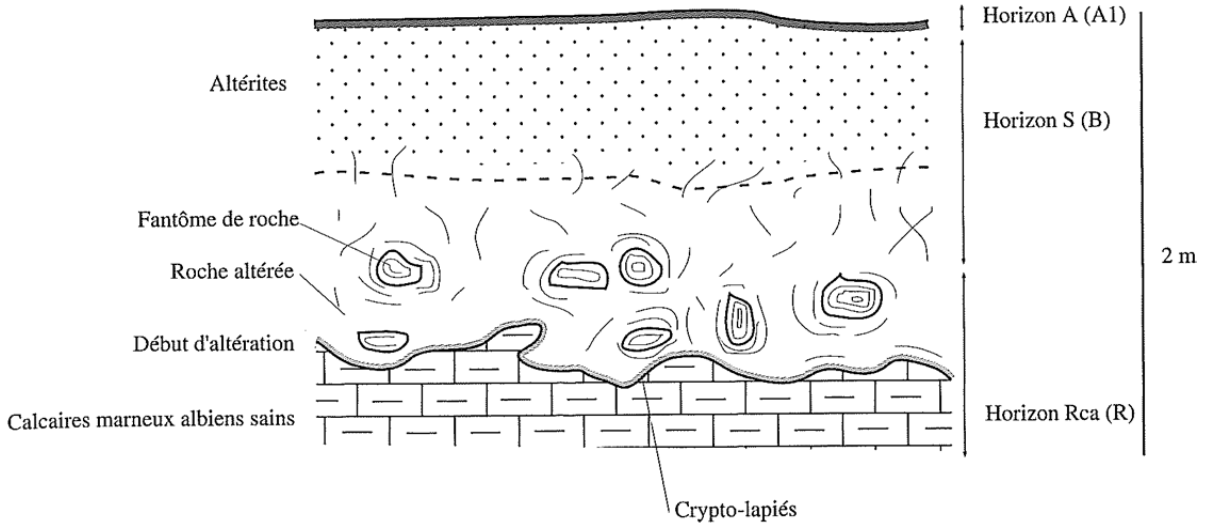


Figure 26 : Profil d'altération des calcaires marneux albiens dans le massif des Arbailles (Vanara, 2000). Dénomination des différents horizons selon la nomenclature du Référentiel Pédologique (AFES, 1995) et du Référentiel de la Commission de Pédologie et de Cartographie des sols (CPCS, 1967 ; entre parenthèses)

3. Conclusion

Les profils d'altération des deux études synthétisées ici présentent quelques points communs, et beaucoup de disparités :

- les altérites sont, dans les deux cas, issues de la décalcification de marno-calcaires, et leur état final est une formation à matrice argileuse,
- les profils diffèrent quant à leur épaisseur, à la forme des éléments de roche-mère flottant dans la matrice de l'altérite (anguleuse pour A. Genna et arrondie pour N. Vanara), par l'existence d'un horizon fracturé dans le premier cas et d'un crypto-lapiaz dans le second.

En raison de ces différences ainsi qu'au manque d'informations lithologiques détaillées dans le premier cas, l'étude pétrographique des altérites des marno-calcaires à faciès flysch est réalisée dans la suite de ce chapitre, en se focalisant sur les trois faciès principaux affleurant sur le littoral : le Flysch à silex de Guéthary, le Flysch marno-calcaire de Socoa et la Turbidite de Makila.

II.3.2. Objets et sites d'études

Les faciès de dépôts du Crétacé supérieur ont évolué au cours du temps et, de ce fait, les marno-calcaires ne sont pas tous identiques le long du littoral basque (*cf.* § I.2.4.2 p.14 et Annexe 2). Or, la composition chimique de la roche-mère est un facteur essentiel de la composition du produit d'altération, ce qui a pour conséquence des profils d'altération rarement simples dans les roches hétérogènes (Holland et Zbinden, 1988, Bluth et Kump, 1994, Peulvast et Vanney, 2001, West *et al.*, 2005, Peter-Borie *et al.,* 2006a). C'est pourquoi, l'étude géologique des altérites associées à ces roches est réalisée en prenant en compte la variabilité lithologique : une évolution dans la nature, la structure et/ou la texture des altérites en fonction du faciès de dépôt de la roche-mère peut potentiellement se traduire par des fluctuations des propriétés mécaniques.

Le Flysch à silex de Guéthary, le Flysch marno-calcaire de Socoa et la Turbidite de Makila sont les faciès les plus représentés sur le littoral basque : ils affleurent respectivement sur 9,6 km, 7,2 km et 3,2 km. En outre, comme cela est montré dans le Chap. III.2 (p.107), ces roches et leur altérite sont le siège de la plupart des instabilités littorales. L'étude détaillée des altérites et des profils d'altération est ainsi, ici, focalisée sur ces formations. Ponctuellement, l'expression de l'altération dans d'autres faciès de flysch est évoquée afin de montrer la diversité des formes prises par l'altération en fonction de la lithologie et la complexité des produits qui en résulte. La localisation des trois sites majeurs, situés sur le littoral, qui ont permis l'observation des caractéristiques particulières des altérites et des morphologies liées à l'altération est donnée en Annexe 3 :

- le site 1 est sur la commune de Guéthary, il concerne le Flysch à silex de Guéthary. Les observations et analyses sont particulièrement détaillées sur ce site qui présente plusieurs avantages (Figure 27) :
  - le faciès de flysch le plus représenté sur le littoral y affleure (Flysch à silex de Guéthary),
  - ce site a été le siège d'un glissement de terrain en janvier 2004 dont l'évolution a été suivie au cours des travaux présentés ici par des observations fréquentes et la mise en place d'instruments (respectivement Chap. III.5 p.195 et Chap. III.4 p.147) ; les études géologiques et géotechniques sont ainsi couplées,
  - la configuration du site permet d'observer et de prélever aisément l'altérite qui affleure à des altitudes proches du niveau de la mer, sur une épaisseur conséquente, 25 m environ, dont 5 m en coupe vive et nette dans la niche d'arrachement du glissement de terrain. La roche-mère affleure, par ailleurs, sur l'estran et sur 1 à 2 m en pied de falaise,
- le site 2 est situé sur la commune d'Urrugne, au lieu-dit Les Viviers-Basques et concerne le Flysch marno-calcaire de Socoa. Le choix de ce site a été dicté par l'abondance des connaissances acquises lors de travaux réalisés précédemment à ceux présentés ici, dans le cadre de l'étude de glissements dans la roche-mère (Borie, 2004, Borie *et al.*, 2004, 2005),
- le site 3 est localisé entre les lieux-dits de Makila et d'Hayzabia, à Hendaye, et concerne la Turbidite de Makila.

Un site secondaire, numéroté 4, localisé au lieu-dit les Embruns sur la commune de Bidart est, en outre, utilisé pour des observations structurales particulières du Flysch à silex de Guéthary et de son altérite, qui apparaissent moins clairement sur le site 1.

Figure 27 : Harotzen Costa à Guéthary (site 1). La morphologie du littoral permet d'observer à la fois l'altérite et sa roche-mère

II.3.3. Description macroscopique

II.3.3.1. Le complexe roche-mère/altérite du Flysch à silex de Guéthary

II.3.3.1.1. ETUDE DU LOG LITHOLOGIQUE

La Figure 28a présente le log lithologique du Flysch à silex de Guéthary et de son altérite reconstitué à partir :

- de la description détaillée des 4,5 m d'altérite qui affleurent dans la niche d'arrachement (Figure 28b),
- des observations effectuées à plus petite échelle sur le site 1 (notamment la profondeur de la base de l'altérite, égale à 25 m, et les morphologies présentes dans l'horizon sous-jacent),
- du log détaillé des faciès sédimentaires des marno-calcaires du Flysch à silex de Guéthary levé par Ph. Razin (1989), le long d'une ligne non verticale, perpendiculaire à la stratification, de 10 m de longueur. De ce fait, les profondeurs indiquées ici sont fictives et correspondent à celles que l'on aurait si ce log correspondait à celui de marno-calcaires à stratification horizontale situés sous la base de l'altérite (profondeurs indicatives ainsi comprises entre 25 m et 35 m).

L'étude de ce log lithologique est focalisée sur trois points principaux : (1) la nature des niveaux traversés, (2) la structure des roches, et (3) les chailles. La zone de transition entre l'altérite et la roche saine que nous appelons, du moins dans le cas des flyschs carbonatés, l'horizon karstifié en raison des morphologies typiques qu'elle présente, est décrite en détail dans le paragraphe suivant (§ II.3.3.1.2 p.57). Ce traitement particulier de cette dernière zone est justifié dans le Chap. III.4 (p.147) où son importance vis-à-vis des circulations hydrogéologiques actuelles est montrée.

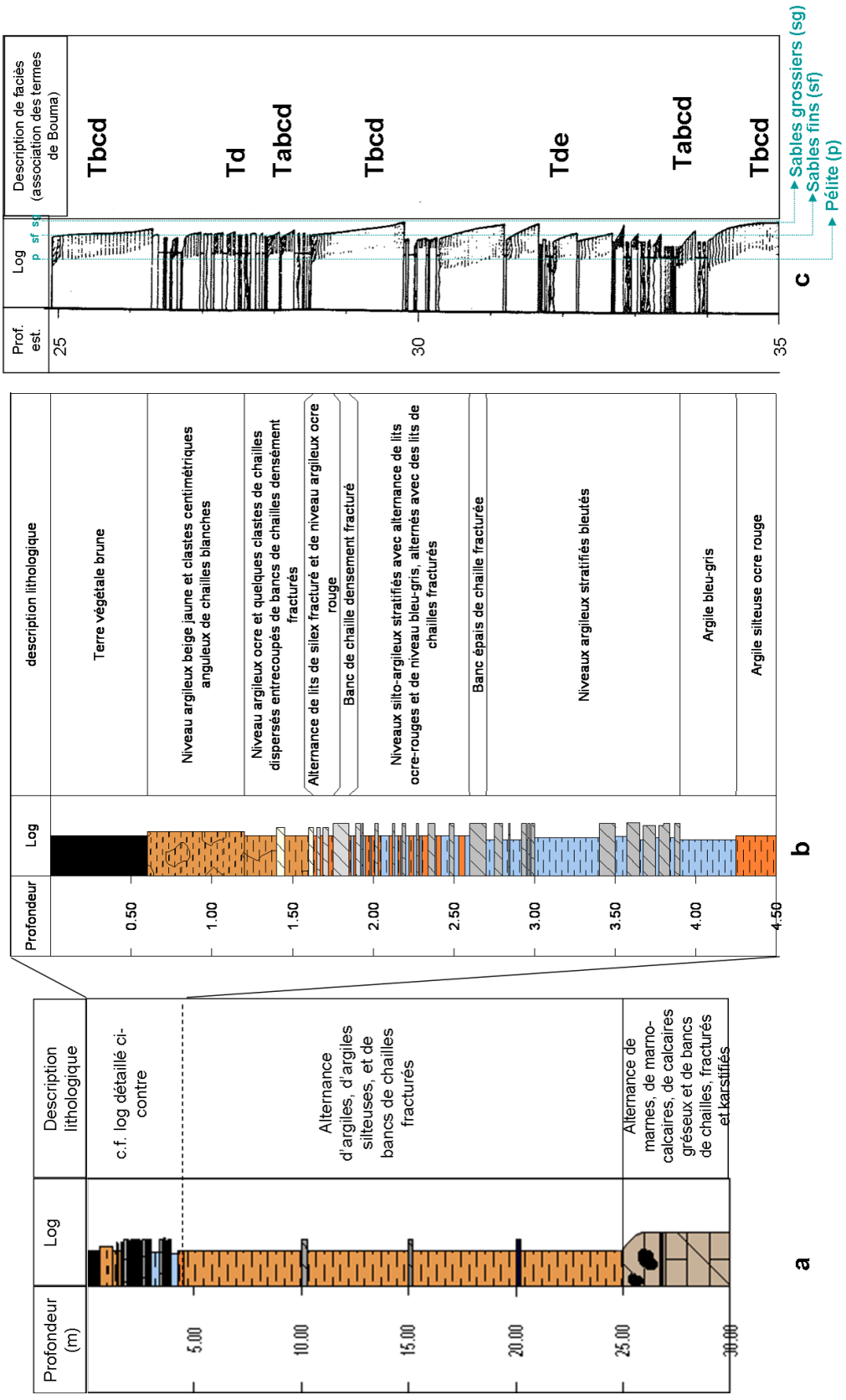


Figure 28 : a. Log lithologique levé à Harotzen Costa ; b. détail des 4,5 m premiers du log dans l'altérite (logs réalisés à l'aide du logiciel GDM ©BRGM) ; c : Log levé dans le Flysch à silex de Guéthary par Razin(1989) – profondeurs indicatives

1. Lithologie

Trois horizons lithologiques sont observés le long de ce log :

- le sol est formé par une argile silteuse au sein de laquelle flottent de nombreux fragments anguleux de chailles blanchies, mélangée à une forte proportion de matière organique qui teinte cet horizon d'une couleur brune. L'épaisseur de ce sol brun atteint 1,5 m (Figure 29),
- l'altérite est composée de niveaux millimétriques à centimétriques d'argile plus ou moins silteuse ocre-rouge (teintés par la goethite, oxyde de fer hydraté ; Figure 30a) à gris bleuté et de bancs de chailles densément fracturés (Figure 28a et b et Figure 30b ; étude granulométrique présentée dans le § III.3.2.2 p.130). Au sein des discontinuités, telles les diaclases qui affectent les chailles (*cf.* § II.3.3.1.1.3 p.56) et la stratification, des oxydes de manganèse ont parfois précipité (Figure 30a). Sur le site étudié, l'altérite atteint 25 m d'épaisseur à l'affleurement. Localement, des blocs marno-calcaires sont observés flottant dans la matrice argileuse (non représentés sur le log). Leur contour est alors arrondi et leur forme et leur dimension variées (de quelques décimètres à plusieurs mètres). Ces reliquats de roche-mère dans l'altérite ont, en outre, été observés dans le massif des Arbailles (altérites de marnes albiennes, Vanara, 2000 et *cf.* § II.3.1 p.48), à une échelle moindre. Les variations lithologiques, la présence de chailles en bancs et de blocs marno-calcaires préfigurent encore de potentielles fluctuations dans les propriétés mécaniques d'une même altérite.
- la roche-mère est le Flysch à silex de Guéthary, qui est formé par un dépôt proximal (*cf.* § I.2.4.2.2 p.16), dont la description détaillée est disponible en Annexe 2. Elle est composée d'une alternance de couches minces à massives de calcarénites fines à moyennes et de calcilutites, à nodules et bancs de chailles, et d'interbancs marneux dont l'épaisseur est généralement inférieure à 10 cm (Figure 28c, Razin, 1989). Quelques séquences de Bouma (*cf.* § I.2.4.2.1 p.14) sont complètes, mais la plupart sont tronquées à la base. En outre, trois séquences de Lowe (*cf.* § I.2.4.2.1 p.14), caractérisées par un terme basal particulièrement grossier (graviers à galets dans une matrice carbonatée), ont été observées au pied du glissement de terrain.

Au sein de la roche-mère, l'étude d'une potentielle gradation de la teneur en carbonates ou de la porosité n'a pas été effectuée. En effet, bien que celle-ci permettrait de détecter une dissolution des carbonates de la roche-mère à proximité de l'altérite qui mettrait ainsi en évidence une première phase d'altération, elle est compliquée par la diversité lithologique due au faciès flysch de la roche. Cela reste néanmoins une perspective à ce travail.

2. Structure

Le log détaillé des formations argilo-silteuses (Figure 28b) permet de voir une structure litée au sein des altérites. Sous les horizons déstructurés du sol (environ 1,5 m d'épaisseur), on observe en effet une alternance millimétrique à centimétrique des niveaux précédemment décrits. Les observations de terrain montrent que ce litage est subparallèle à celui des marno-calcaires : les plans de stratification de ces derniers, sur l'estran à la base du glissement, sont orientés N165°E-18°ENE, de même que ceux de l'altérite localisée à proximité. D'autres affleurements permettent l'observation de la conservation de la structure des marno-calcaires dans les altérites et notamment, en plus de la stratification, également illustrée Figure 31, les déformations pyrénéennes (Figure 32). La présence d'une stratification et de plis dans l'altérite, hérités de la structure de la roche-mère, est un élément supplémentaire, qui, avec la lithologie, est à l'origine de l'hétérogénéité spatiale de

cette formation et donc, probablement, d'une variabilité spatiale des propriétés mécaniques.

Figure 29 : Sol brun recouvrant les altérites

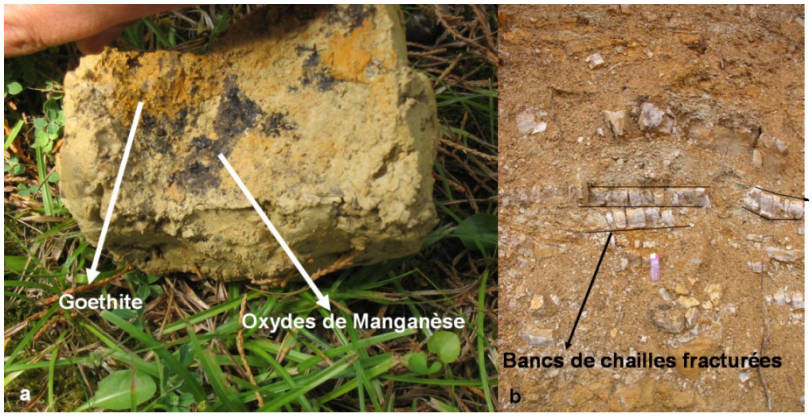


Figure 30 : a. Echantillon d'altérite du Flysch à silex de Guéthary : les oxydes de fer (goethite) colorent la roche dans des teintes ocres et les oxydes de manganèse en noir ; b. Bancs de chailles blanchies et fracturées

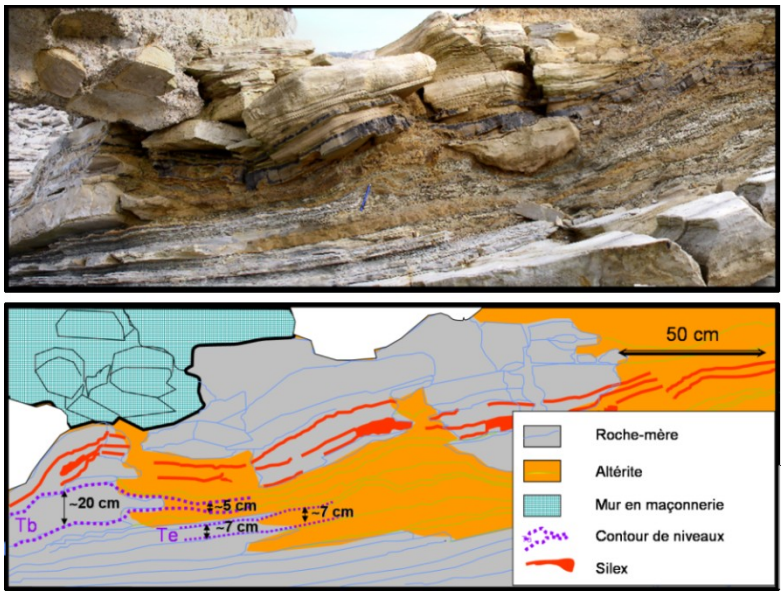


Figure 31 : Passage de la roche-mère à l'altérite parallèle à la stratification : photographie (en haut) et interprétation (en bas). On remarque, en plus de la conservation de la stratification, une perte de volume des termes basaux des turbidites

Figure 32 : Conservation de la structure des marno-calcaires dans le massif altéré : exemple des plis pyrénéens

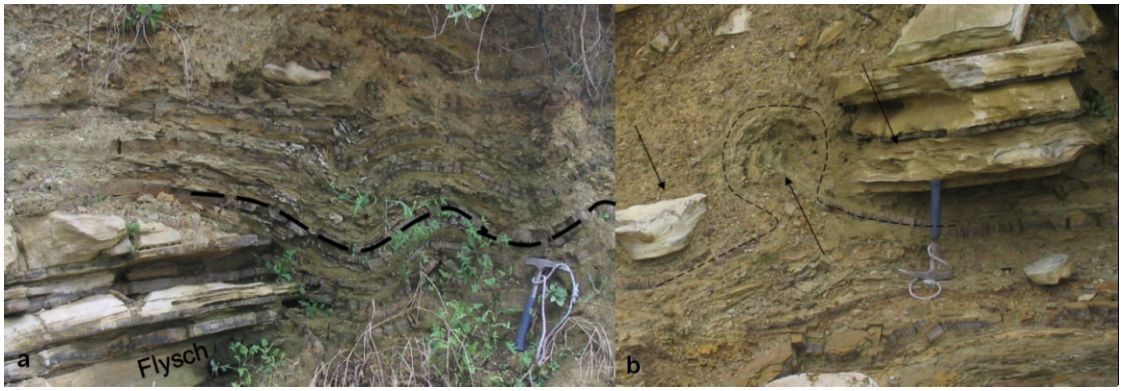


Figure 33 : Déformations engendrées par des pertes de volume différentielles consécutives à l'altération ; a : plis ; b. morphologie similaire à celle des figures de charges généralement formées en milieu aquatique (enfoncement de la couche supérieure dans la couche inférieure sous l'effet de la gravité

Alors que l'épaisseur des bancs et interbancs des marno-calcaires oscille entre quelques centimètres et plusieurs décimètres (Figure 28b), celle des niveaux de l'altérite est d'ordre millimétrique à centimétrique (Figure 28c). Un affleurement singulier (site 4, Annexe 3), localisé sur une plage de Bidart, permet de comprendre ces différences d'épaisseur, en outre déjà observées par Genna *et al.* (2004, 2005 ; Figure 31) : le passage de la roche-mère à l'altérite, qui s'effectue, ici, parallèlement à la stratification, permet de montrer l'effet, à l'échelle macroscopique, de l'altération sur les niveaux des turbidites. On observe effectivement une variation dans l'épaisseur de certains niveaux (exemple du terme Tb d'une séquence de Bouma) dont la continuité est encore visible. Ceci est interprété comme résultant d'une perte de volume du matériau consécutivement à l'altération. Cependant, celle-ci n'est pas homogène. Le terme basal Tb observé sur cet affleurement perd près de 80% de son épaisseur. Au contraire, l'épaisseur du terme le plus fin (Te) ne varie pas de façon significative. L'altérite décrite ici ne correspond ainsi ni à une isaltérite, dans laquelle structure et volume sont conservés, ni à une allotérite, caractérisée par une déstructuration

totale et une perte de volume (Delvigne, 1998 ; *cf.* encadré « Terminologie des différents horizons d'altération dans les roches du socle », p. 41), il s'agit d'une phase qui peut apparaitre comme intermédiaire, car la structure macroscopique est conservée, mais pas le volume.

Par ailleurs, cette perte de volume différentielle associée aux phénomènes de tassement engendre des déformations (plissements et figures de charge) comme on peut l'observer sur la Figure 33. Cette perte de volume sera également étudiée à l'échelle microscopique dans le paragraphe II.3.4.2 (p.71). Les conséquences de la perte de volume apparaissent, en effet, comme un élément potentiellement influant sur les propriétés mécaniques de l'altérite.

3. Transformation des chailles

La couleur, la porosité et la fracturation des chailles évoluent verticalement :

- dans les marno-calcaires, les chailles se présentent en bancs d'épaisseur comprise entre 1 et 10 cm, de couleur sombre et parfois zonées (Figure 34a). Cette zonation se traduit par une alternance de bandes gris foncé et de bandes plus claires dues à l'augmentation de la teneur en opale, forme amorphe de la silice qui diminue la transparence de la roche. A la cassure, le touché est lisse, et les angles tranchants. Le cortex est fin, d'épaisseur généralement inférieure au centimètre. Les bancs de chailles se sont formés préférentiellement dans les termes basaux des turbidites (Ta à Tb, *cf.* § I.2.4.2.1 p.14). Des discontinuités d'origine tectonique, souvent remplies de calcite, découpent régulièrement les bancs de chailles et les niveaux carbonatés qui les contiennent ;
- les chailles visibles au sein de l'altérite se présentent en bancs d'épaisseur semblable à celles présentes dans les marno-calcaires, mais découpés en fragments anguleux centimétriques par un réseau dense de discontinuités (Figure 30b et Figure 35). Ces discontinuités étant absentes dans les marno-calcaires, l'hypothèse proposée pour leur origine est celle d'une fracturation engendrée par des contraintes locales dues aux déformations (tassements, plis) consécutives à l'altération. Par ailleurs, les chailles blanchissent et leur porosité augmente avec la distance à la roche-mère :
  - à proximité de la roche-mère, les chailles sont brunes et similaires à celles trouvées dans les marno-calcaires,
  - au sommet du log lithologique, les chailles sont blanches, parfois teintées d'ocre, poreuses et légèrement granuleuses ; elles sont entièrement cacholonnées (Figure 34b et c). Le cortex est fréquemment oxydé et très poreux (Figure 34b).

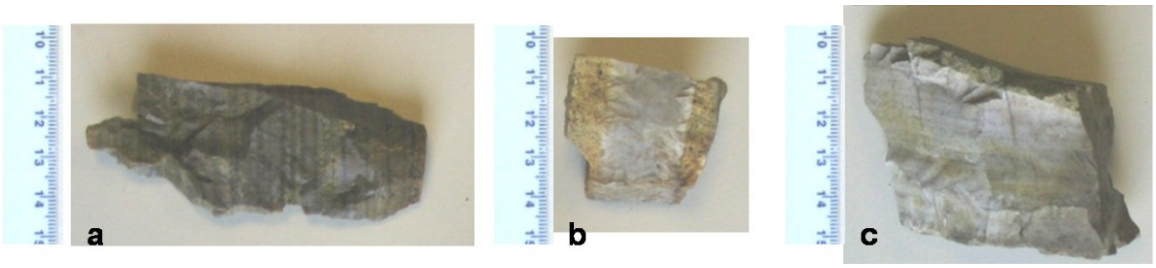


Figure 34 : a. Chaille prélevée au sein des marno-calcaires ; b. et c. chailles prélevées dans l'altérite

Figure 35 : Discontinuités découpant les bancs de chailles dans l'altérite

II.3.3.1.2. DESCRIPTION DETAILLEE DE L'HORIZON KARSTIFIE

Par analogie au terme « horizon fissuré » employé dans les roches du socle (*cf.* encadré «Terminologie des différents horizons d'altération dans les roches du socle » p.41), la zone située entre le front d'altération et la base de l'altérite argilo-silteuse du Flysch à silex de Guéthary (front de saprolitisation de la roche ; Figure 36) est ici dénommée horizon karstifié ; le trait majeur de ce volume de roche est en effet la présence d'un modelé de type karstique.

L'horizon karstifié est caractérisé par (1) une oxydation des épontes de certaines discontinuités, (2) la présence de conduits arrondis dans les marno-calcaires et (3) le passage franc des faciès carbonatés aux faciès argileux de l'altérite au front de saprolitisation, selon un modelé dénommé lapiaz par analogie aux formes karstiques (Peter-Borie et al., 2007b). Ces trois éléments sont détaillés ci-dessous et figurés dans le profil type d'altération présenté sur la Figure 36. Ce dernier diffère de celui proposé par Genna *et al.* (2004 et 2005 ; Figure 25) : en effet, les horizons formés par les marno-calcaires fracturés (roche altérée, légèrement décarbonatée) et caractérisés par l'effondrement (collapse) des marno-calcaires à faciès flysch en fragments parallélépipédiques, décrits par ces auteurs, n'ont pas été observés dans le cadre des travaux présentés ici.

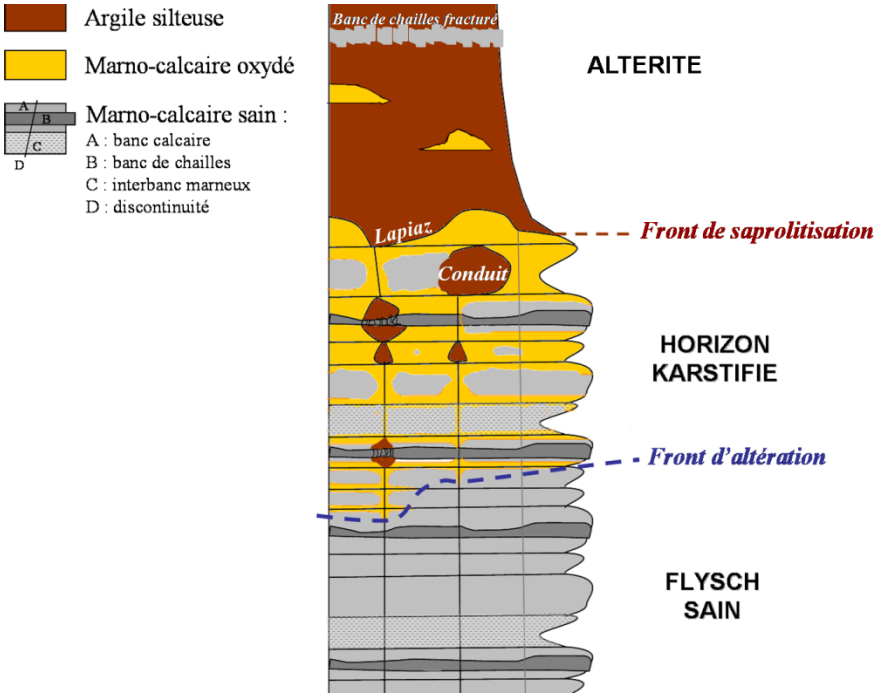


Figure 36 : Profil schématique de l'horizon karstifié

1. Les discontinuités aux épontes oxydées

A l'affleurement, certaines discontinuités présentent des épontes oxydées. Cette oxydation est également observée dans la matrice des marno-calcaires formant les épontes et dans les plans de stratification perpendiculaires à ces discontinuités. Les figures d'oxydation se répartissent alors à la façon des anneaux de Liesegang (Figure 37 ; Epstein et Pojman, 1998), révélant ainsi une inhomogénéité de concentration des oxydes. Deux questions se posent en relation avec la présence de ces anneaux d'oxydes :

- quelle est l'origine des discontinuités qui présentent de telles figures ?
- de quelle façon ces concentrations en oxydes se sont-elles formées ?

Les observations de terrain permettent de répondre en partie à la première interrogation. L'hypothèse avancée comme réponse à la seconde est expliquée et discutée dans le paragraphe II.3.5 (p.76).

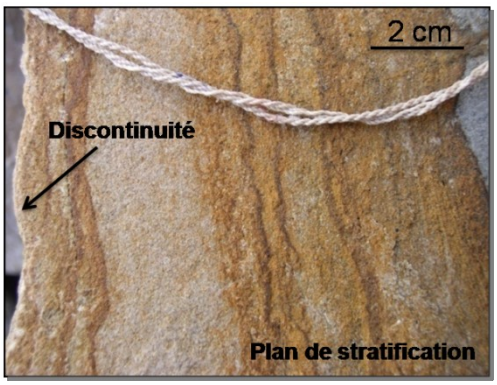


Figure 37 : Détail de d'un plan de stratification, à proximité de l'intersection avec une discontinuité, montrant l'inhomogénéité de concentration en oxydes

De l'ensemble des discontinuités dont les épontes sont oxydées, certaines sont de façon certaine d'origine tectonique compte tenu de leur organisation en fractures de Riedel (Figure 38) et des tectoglyphes associés (dominos remplis de calcite). Les autres discontinuités, pour lesquelles l'attribution d'une origine tectonique est difficile en raison de l'état d'altération, sont fréquemment organisées en familles de directions parallèle ou perpendiculaire à celle de la stratification, et de pendage perpendiculaire (Figure 39). Cette disposition rappelle celle des familles de fractures tectoniques développées dans les marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur mises en évidence par Razin (1989 ; Figure 39 et *cf.* § I.2.4.2.3 p.17). Il apparait ainsi probable que les discontinuités caractérisées par une oxydation de leurs épontes soient principalement d'origine tectonique.

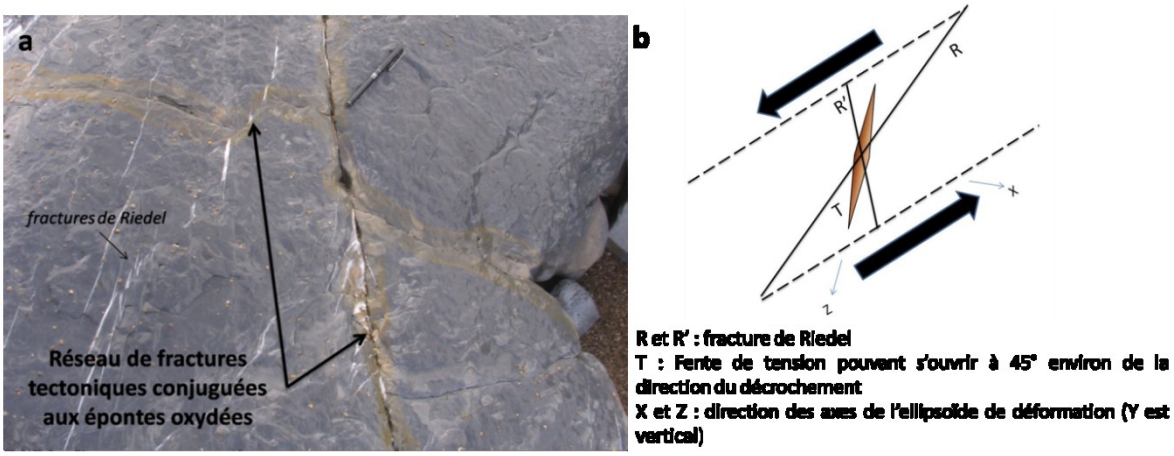


Figure 38 : a. Dalle de marno-calcaire à faciès flysch comportant des fractures tectoniques (remplissage calcitique blanc et fractures de Riedel) aux épontes non oxydées et d'autres caractérisées par des épontes oxydées ; b. Schéma de principe du modèle de Riedel en décrochement sénestre (d'après Foucault et Raoult, 2000)

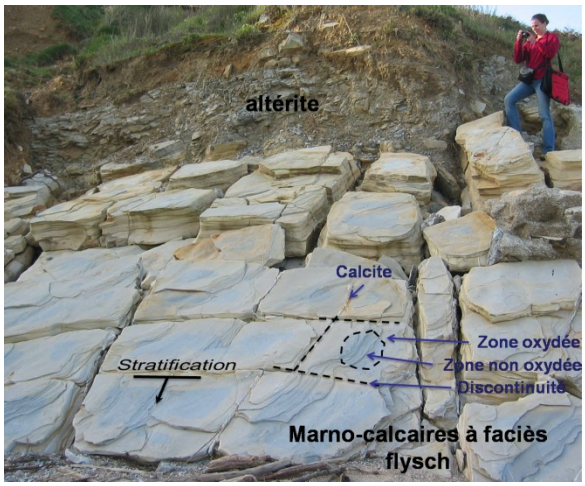


Figure 39 : L'horizon karstifié : familles de discontinuités dont les épontes sont oxydées

2. Les conduits arrondis dans les marno-calcaires

Dans les termes les plus grossiers des marno-calcaires à faciès flysch, on observe des conduits de taille modeste (jusqu'à 1 m de diamètre) dont le modelé rappelle celui de boyaux karstiques. Ils sont observés jusqu'à plusieurs mètres sous le lapiaz, qui forme le mur

de l'altérite (Figure 36). Ils apparaissent fréquemment dans la continuité des discontinuités altérées (Figure 40a).

Ces conduits sont parfois remplis d'altérite en place (stratification et bancs de chailles conservés ; Figure 40b). Mais sur les affleurements littoraux, ces conduits sont le plus souvent vides (Figure 40c). En outre, lors de l'analyse des logs lithologiques des forages archivés dans la Banque de données du Sous-Sol et des études hydrogéologiques présentées Chap. III.4 (p.147), des conduits karstiques chenalisant localement les écoulements souterrains ont été observés. Face à ces observations, une question se pose : des conduits karstiques initialement vides (formés par des processus de karstification « classiques » : dissolution des carbonates et soutirage des fines, à l'origine d'un véritable endokarst) ont-ils pu être créés avant, pendant ou après les processus d'altération qui ont conduit à la mise en place de l'altérite ? Une réponse négative à cette question conduirait à supposer que tous les conduits étaient, à l'origine, remplis par l'altérite en place. Et, en effet, il apparait que des processus de karstification « classiques » n'ont pu se produire :

- si une karstification précède la formation d'altérites, le vecteur d'altération, l'eau, aurait alors circulé dans les conduits karstiques et les altérites se seraient développées à partir de ces derniers. Or, les altérites sont au-dessus de l'horizon karstifié : des processus de karstification « classiques » n'ont pu se produire avant la formation de l'altérite,
- une karstification ne peut, d'après les travaux menés par Quinif (1999), être contemporaine de la formation d'altérites : les conditions énergétiques conduisant à ces deux formations sont distinctes. En effet, la karstification nécessite la dissipation de trois formes d'énergie : l'énergie chimique apportée par l'eau pour dissoudre les carbonates, l'énergie potentielle donnée par le différentiel d'altitude entre les zones d'infiltration et les exutoires, et l'énergie mécanique qui est la cause de la fracturation du massif, de la mise en détente mécanique de certaines familles de fractures et de la surrection du massif, permettant à l'eau de s'enfoncer dans le massif rocheux. *A contrario*, la formation d'altérites se fait en l'absence d'énergie potentielle de façon à ce que les résidus d'altération ne soient pas soutirés vers les discontinuités sous-jacentes : des processus de karstification « classiques » n'ont pu se produire pendant la formation de l'altérite,
- une karstification postérieure à la formation d'altérites aurait conduit au sous-tirage du matériau altéré, et donc, à la disparition de la majeure partie des altérites. Seuls quelques vestiges resteraient piégés localement : des processus de karstification « classiques » n'ont pu se produire après la formation de l'altérite.

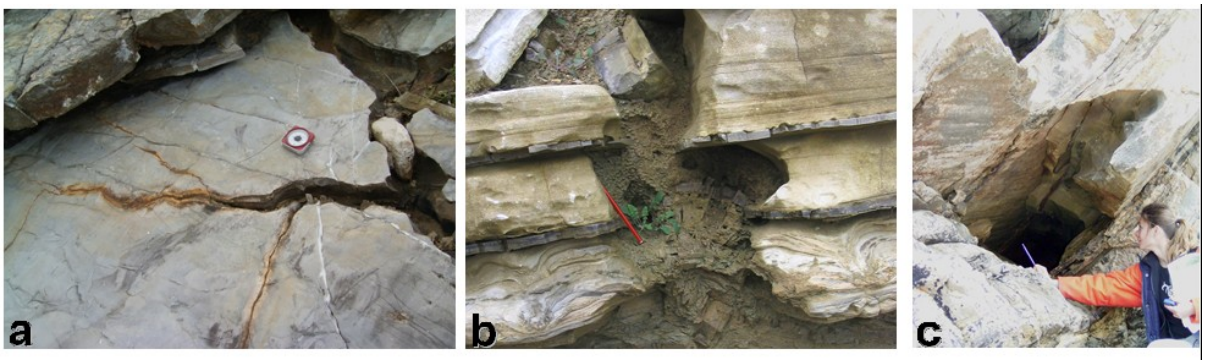


Figure 40 : a. Evolution latérale de discontinuités aux épontes oxydées en conduit ; b : conduit de type karstique remplis d'altérite en place ; c. Conduit karstique évidé localisé dans un terme grossier des marno-calcaires à faciès flysch

Les conduits karstiques étaient ainsi probablement remplis initialement par l'altérite en place puis ont été évidés postérieurement à l'altération, et aucune phase de karstification à l'origine d'un véritable endokarst n'a vraisemblablement pu exister. Ils apparaissent comme des « racines » de l'altérite dans les marno-calcaires.

3. Le lapiaz au front de saprolitisation

Ce que nous dénommons ici lapiaz est la surface qui délimite l'horizon karstifié et l'altérite (Figure 36). A l'instar de ce qui a été observé par N. Vanara dans le massif des Arbailles (2000 et *cf.* § II.3.1.2 p.48), le lapiaz présente, ici aussi, des formes arrondies.

La géométrie du lapiaz est complexe : comme cela a pu être fréquemment observé à l'affleurement, cette surface n'est que rarement plane. A l'échelle des bancs des marno-calcaires, l'altération a pénétré plus ou moins profondément chaque niveau (Figure 31) ; à l'échelle des reliefs côtiers, des variations métriques de l'altitude de cette interface (« épis[5] » et blocs isolés au sein des altérites) sont observées (Figure 41).

Que ce soit au droit de ce lapiaz ou au niveau des conduits karstiques, le passage des marno-calcaires oxydés à l'altérite au front de saprolitisation est étroit et abrupt : on n'observe pas, macroscopiquement, de transition continue entre un pôle carbonaté et un pôle argileux.

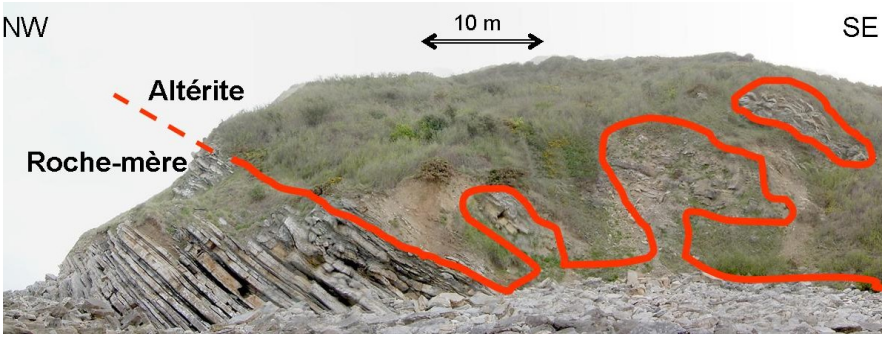


Figure 41 : Exemple de la complexité de la géométrie de l'interface de la roche-mère et de l'altérite à l'échelle des reliefs côtiers (Erromardie Nord ; Saint-Jean-de-Luz)

II.3.3.2. Les complexes roche-mère/altérite du Flysch marno-calcaire de Socoa et de la Turbidite de Makila

Ces deux faciès d'altérite sont traités séparément du Flysch à silex de Guéthary car ils sont plus distaux (*cf.* § I.2.4.2 p.14). Ils sont caractérisés par la présence de nombreux et épais niveaux de marnes issues de la décantation hémipélagique, dépôt sédimentaire quasi absent du Flysch à silex de Guéthary (Offroy, 1984). La Figure 42, issue des travaux de B. Offroy (1984) synthétise la proportion de termes hémipélagiques (Te) par rapport à l'épaisseur totale des turbidites du Flysch marno-calcaire de Socoa et de la Turbidite de Makila :

- dans le Flysch marno-calcaire de Socoa, cette proportion peut atteindre 80 % ; elle est en moyenne de 76%,

[5] terme utilisé par les carriers pour désigner les buttes témoins de roche-mère dans l'altérite

▪ dans la Turbidite de Makila, ce rapport est plus faible, il est en moyenne égal à 53 %. Il diminue progressivement de l'est vers l'ouest, et donc avec l'âge, de plus en plus jeune, du dépôt.

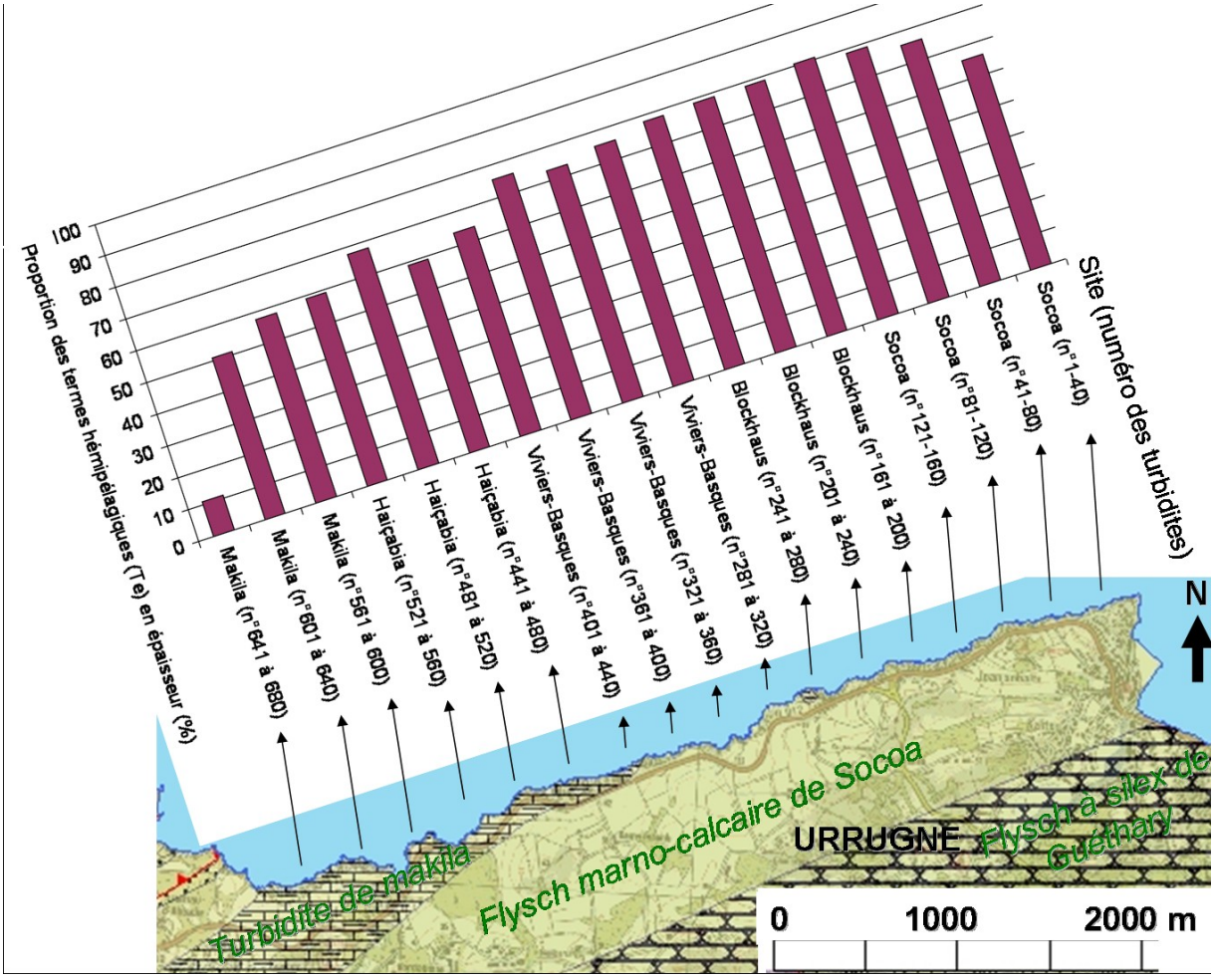


Figure 42 : Epaisseur des niveaux hémipélagiques dans les marno-calcaires à faciès flysch (d'après Offroy, 1984)

1. Le Flysch marno-calcaire de Socoa

Des affleurements accessibles de la zone de transition entre le Flysch marno-calcaire de Socoa et son altérite ne sont pas connus. En effet, sur les reliefs littoraux, cette altérite, qui a probablement existé au regard des mesures et observations réalisées à proximité du littoral (Borie *et al.*, 2004), a été totalement érodée. Cependant, les observations sur le site des Viviers Basques (Site 2, Annexe 3, Figure 42 et Figure 43a) ont permis de mettre en évidence :

▪ des bancs calcaires aux formes arrondies au sommet de falaise, sous le sol (Figure 43b). Il est cependant difficile d'affirmer que ces formes sont issues d'altérations anciennes et non des processus pédogénétiques actuels,

▪ des conduits karstiques (Figure 43c). Ceux-ci sont alors le siège d'écoulements de type karstique (Borie, 2004 ; Borie *et al.*, 2004 et 2005),

▪ des discontinuités peu persistantes qui découpent les bancs marneux en écailles (discontinuités E : N4°E-19°E) en plus des discontinuités identifiées comme d'origine

tectonique par Razin (1989, familles T : N171°E-86°E, L : N59°E-72°SE, D1 : N107°E-75°SSW et D2 : N26°E-80°SE ; *cf.* § I.2.4.2.3 p.17 et Figure 43d). Ces discontinuités E, dont le pendage forme un angle faible avec la stratification (N69°E-25°NW), sont à l'origine de la formation d'alvéoles à la surface des niveaux marneux. Elles peuvent avoir pour origine des processus d'altération soit anciens (processus de fissuration de la roche par gonflement de minéraux lors de ou des phases d'altération ayant conduit à la formation des altérites), soit actuels par les agents marins et atmosphériques (haloclastie, retrait et gonflement des minéraux argileux en relation avec les conditions météorologiques). Cependant, d'une part, les discontinuités créées par les variations de volume des minéraux liés à leur hydrolyse sont classiquement perpendiculaires à la stratification (Wyns, 2008), et, d'autre part, le développement d'alvéoles est souvent associé au processus d'haloclastie (Pomerol *et al.*, 2000). Ces deux arguments permettent de favoriser l'hypothèse d'altérations actuelles.

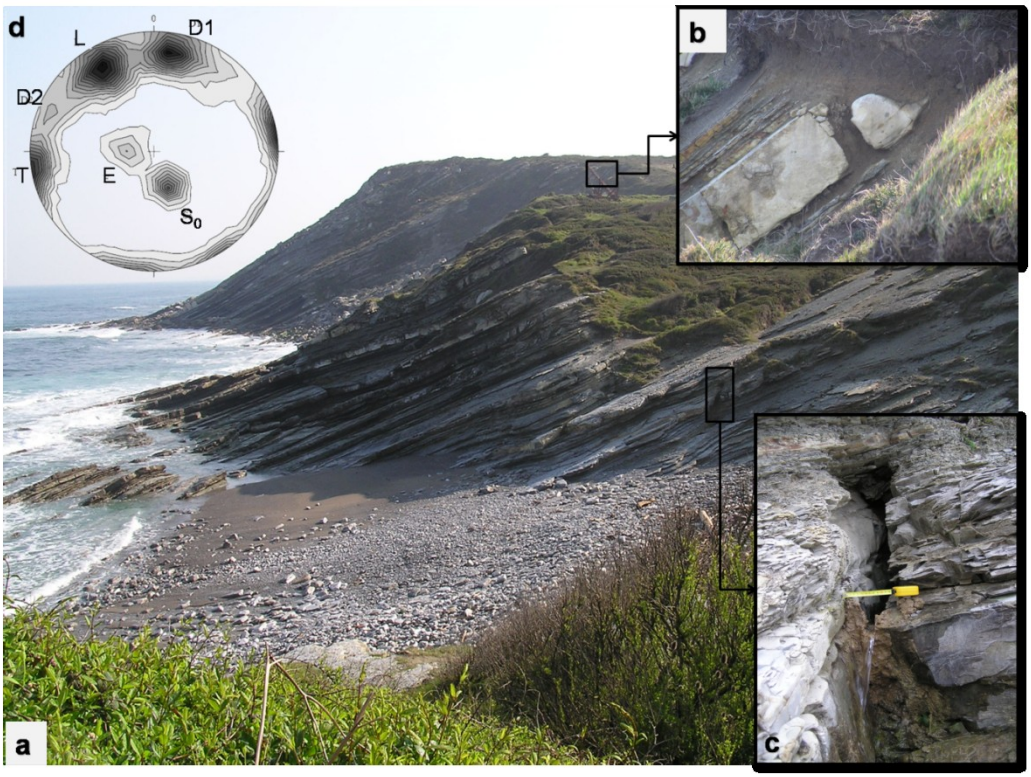


Figure 43 : a : Panorama des falaises des Viviers-Basques ; b. Formes arrondies des bancs calcaires au niveau du sol ; c. Conduit karstique et venue d'eau associée ; d. Projection stéréographique (densité – abaque de Wulff) des pôles des plans de discontinuité des différentes familles identifiées sur le Flysch marno-calcaire de Socoa avec S_0 la stratification, T, L, D1 et D2 les familles de fractures tectoniques décrites par Razin (1989) et E les discontinuités qui affectent les niveaux les plus marneux, de directions et pendages précisés dans le texte (Borie, 2004)

2. La Turbidite de Makila

L'altérite de la Turbidite de Makila affleure sur quelques mètres le long des falaises du littoral (Site 3, Annexe 3). Elle est alors macroscopiquement d'aspect similaire à celle du Flysch à silex de Guéthary. On retrouve également l'horizon karstifié avec les formes décrites précédemment : les conduits karstiques avec l'altérite en place (Figure 44a) et les discontinuités oxydées en réseaux parallèles (Figure 44b). Il apparait en outre deux différences significatives avec les formes d'altération du Flysch à silex de Guéthary :

▪ un « écaillage » des bancs marneux qui apparait à l'affleurement (Figure 44b), similaire à celui créé par les discontinuités E décrites dans le paragraphe précédent traitant du Flysch marno-calcaire de Socoa,

▪ les niveaux marneux qui présentent parfois une teinte brune et qui sont alors plus argileux et plus friables (Figure 45). Dans ces niveaux le passage de la roche-mère à l'altérite semble présenter une phase intermédiaire : celle-ci s'exprime sous forme d'une marne argileuse ou d'une argile marneuse. On n'observe pas de variations d'épaisseur entre les bancs de la roche-mère et ceux de la formation intermédiaire. Par contre, celles-ci surviennent entre les bancs de ces roches et ceux de l'altérite, comme cela a été observé dans le cas de l'altérite du Flysch à silex de Guéthary. Cette formation intermédiaire apparaît alors comme une isaltérite (*cf.* encadré « Terminologie des différents horizons d'altération dans les roches du socle », p. 41).

Figure 44 : Morphologies de l'horizon karstifié dans la Turbidite de Makila : a. Conduits karstiques avec l'altérite en place à l'intérieur ; b. Discontinuités oxydées en réseaux parallèles et écaillage

Figure 45 : Altération des niveaux marneux : le passage de la roche-mère à l'altérite ne se fait plus de façon abrupte, un niveau intermédiaire apparait sous forme de marne argileuse ou d'argile marneuse

Alors que l'altération des bancs carbonatés de La Turbidite de Makila s'exprime avec des morphologies similaires à celle du Flysch à silex de Guéthary, des formes différentes sont observées pour les niveaux marneux. Ces derniers correspondent au terme Te de la séquence de Bouma ; ils sont épais dans la Turbidite de Makila, alors qu'ils sont quasi inexistants dans le Flysch, plus proximal, de Guéthary. L'altération des bancs marneux

semble ainsi être la conséquence de processus différents, caractérisés par un profil qui comprend un niveau d'isaltérite.

La morphologie de l'horizon de transition entre le Flysch marno-calcaire de Socoa et son altérite n'est pas clairement établie. Cependant, les diverses observations réalisées plaident en faveur d'un système similaire à celui de la Turbidite de Makila.

II.3.3.3. Synthèse des observations macroscopiques

Les altérites des marno-calcaires à faciès flysch qui affleurent sur le littoral sont des argiles silteuses au sein desquelles perdurent les bancs de chailles de la roche-mère, sous forme de fragments anguleux, alignés, et dont le cacholonnage augmente avec l'âge de l'altération. Parfois, dans la matrice des altérites, flottent des reliquats calcaires de la roche-mère, ils sont alors arrondis. Les altérites ont conservé la structure de leur roche-mère, litage et déformations tectoniques, bien que, comme cela avait déjà été signalé par Genna *et al.* (2004 et 2005), elles se soient tassées. Il ne s'agit donc ni d'allotérites, ni d'isaltérites selon la nomenclature habituelle, mais d'un matériau dans un état intermédiaire. La perte de volume est fonction de la nature du niveau de la roche-mère qui est une association de différentes formations sédimentaires : calcaires, marno-calcaires et marnes. Plus le niveau est carbonaté, plus la perte de volume semble importante. Les épais niveaux les plus marneux n'ont quasiment pas perdu de volume.

Nous avons choisi de dénommer la zone de transition entre chaque roche-mère saine et son altérite « horizon karstifié » en raison des traits morphologiques qu'elle présente assimilables à ceux d'un modelé karstique. En effet, on retrouve des conduits et une surface qui, si l'altérite était totalement ôtée, aurait la morphologie de conduits karstiques et de lapiaz, à l'instar de ce qui a été observé dans le cas des altérites des marnes albiennes du massif des Arbailles (Vanara, 2000). Cependant, ces formes d'altération n'existent que dans les niveaux carbonatés ; les termes les plus marneux, issus de la décantation hémipélagique, et présents dans les faciès de flysch les plus distaux (Flysch marno-calcaire de Socoa et Turbidite de Makila dans une moindre mesure), semblent présenter un autre mode d'altération qui introduit un niveau d'isaltérite dans le profil d'altération. Par ailleurs, l'oxydation des épontes de certaines discontinuités contenues dans cet horizon est une constante à tous les niveaux des marno-calcaires à faciès flysch. Il est, dans certains cas, clairement établi que ces discontinuités ont une origine tectonique. Cependant, on ne peut l'affirmer pour l'ensemble des discontinuités, même si celles-ci s'organisent en familles de même direction et pendage que les fractures tectoniques.

Sur les falaises littorales, les niveaux marneux sont en outre découpés par une famille de discontinuités peu persistantes, notées ici E, qui engendrent leur débitage en écailles. L'origine de ces discontinuités n'est pas clairement identifiée, mais leur forme comme leur disposition, plaide en faveur d'une altération actuelle par les agents marins et atmosphériques (haloclastie par exemple).

Les altérites des marno-calcaires à faciès flysch présentent non seulement des évolutions selon la nature de la roche-mère, liée notamment à la présence ou non des termes hémipélagiques, mais aussi une importante variabilité lithologique et structurale au sein d'une même altérite, héritée de leur roche-mère. Ces observations permettent de

subodorer là encore des comportements géotechniques et des caractéristiques hydrogéologiques variables dans l'espace d'une altérite à l'autre ainsi que dans une même altérite.

II.3.4. Analyses microscopiques et minéralogiques

Des analyses microscopiques et minéralogiques sont effectuées dans l'objectif de déterminer l'évolution lithologique et texturale de la roche à la suite de son altération. Pour cela, la composition chimique et minéralogique des altérites et de leur roche-mère a été étudiée à travers l'observation de lames minces et diverses analyses chimiques (DRX, calcimétrie et chimie globale) réalisées sur des échantillons d'altérite prélevés principalement dans la carotte d'un forage réalisé sur le site de Guéthary (site 1, Annexe 3) et sur des échantillons du Flysch à silex de Guéthary (roche-mère correspondante) prélevés à l'affleurement. L'ensemble des échantillons utilisés, leurs caractéristiques et le détail des analyses sont disponibles en Annexe 4.

II.3.4.1. Description qualitative des lames minces

II.3.4.1.1. La roche-mere : facies du Flysch a silex de Guethary

La roche-mère présente, de par sa nature, une grande variété de faciès lithologique. Afin d'estimer globalement la nature pétrographique de la roche, des lames minces ont été réalisées dans les termes principaux des séquences de Bouma (Ta à Te) et de Lowe (S1 ; *cf.* § I.2.4.2.1 p.14 et Figure 7 p.15 et Annexe 4). On observe ainsi que :

- les différents termes composant la séquence de Bouma sont des roches carbonatées packstones à grainstones[6] biolpelsparitiques[7] : ces formations sont en effet principalement constituées de rares intraclastes (principalement des quartz, mais aussi des glauconies, des feldspaths et des muscovites) et de nombreux péloïdes et bioclastes jointifs dans une matrice de calcite sparitique (Figure 46). Les grains détritiques sont subanguleux. D'un terme de la séquence de Bouma à l'autre, seul le diamètre des grains est variable : les termes les plus distaux sont composés des grains de plus faibles diamètres et inversement, conformément à la granulométrie théorique d'une séquence de Bouma (Figure 7a p.15),
- la base de la séquence de Lowe (S1), caractérisée par la présence de nombreux intraclastes de diamètre apparent plurimillimétrique, est un grès calcaire (litharénite) constitué majoritairement de fragments rocheux (notamment grès, quartzites, micaschistes) plurimillimétriques, de grains de quartz et de micas jointifs cimentés par de la calcite sparitique dont la proportion aréale est inférieure à 15% (Figure 47).

II.3.4.1.2. L'alterite du Flysch a silex de Guethary

La nature argilo-silteuse de l'altérite ainsi que son hétérogénéité à grande échelle sont les causes de nombreuses difficultés rencontrées lors de la conception des lames minces (pénétration différentielle de la résine dans l'échantillon, destruction de l'échantillon, etc…). Malgré les différents protocoles testés (imprégnation forcée par création de vide ; temps d'échange entre l'eau de l'échantillon et l'acétone de plusieurs

[6] Classification de Dunham (1962)
[7] Classification de Folk (1959, 1962)

mois), peu de lames minces exploitables sont disponibles. Cependant, les quelques sections observables montrent une grande diversité de faciès depuis les grès argileux (Figure 48) jusqu'à l'argile (Figure 49).

Les grès argileux sont principalement formés de quartz, d'argiles et d'oxydes auxquels s'ajoutent localement quelques paillettes de muscovite et plus rarement d'autres grains altérés (notamment des feldspaths ; Figure 48). Les grains, subanguleux, sont bien triés et ne sont généralement pas jointifs ; ils flottent dans la matrice d'argiles et d'oxydes qui constitue plus de 30% de la surface de la lame mince. Pas ou peu de pores sont observés. Il s'agit là de grauwackes quartzeuses. A plus petite échelle, les grès argileux présentent un aspect rubané symptomatique des variations de concentration en oxydes de fer (Figure 50). Les échantillons argileux sont constitués par des minéraux phylliteux alignés (Figure 49) entre lesquels de petits oolithes d'oxydes de fer apparaissent localement.

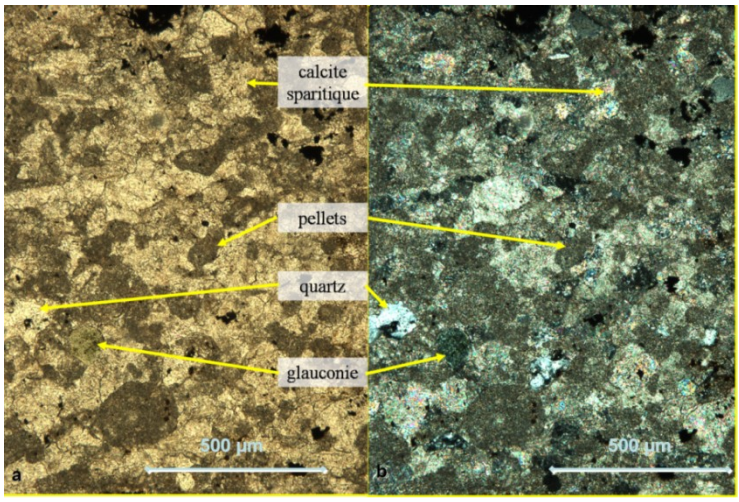


Figure 46 : Section perpendiculaire à la stratification d'un terme d de la séquence de Bouma (1962 ; échantillon RSI6, Annexe 4) vue au microscope optique (×50 ; grossissement de l'objectif : ×10 et grandissement de l'oculaire : ×5) ; a. en lumière polarisée non analysée (LPNA) ; b. en lumière polarisée analysée (LPA)

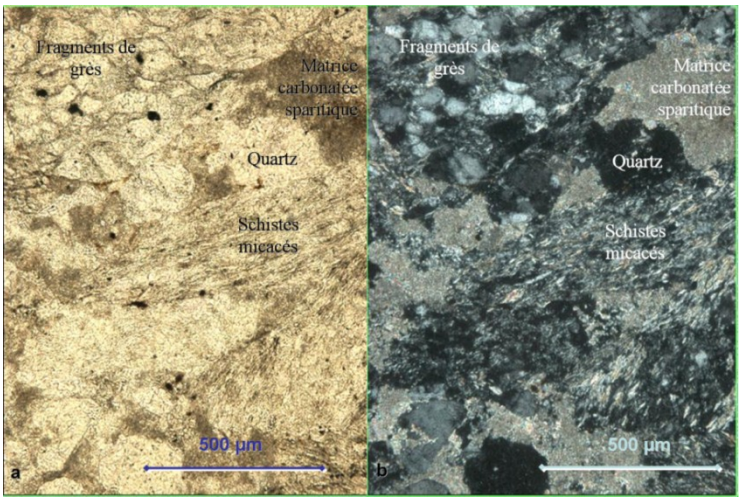


Figure 47 : Section perpendiculaire à la stratification d'un terme basal (S1 ; échantillon LS1 Annexe 4) de la séquence de Lowe vue au microscope optique (×50 ; grossissement de l'objectif : ×10 et grandissement de l'oculaire : ×5) ; a. en lumière polarisée non analysée (LPNA) ; b. en lumière polarisée analysée (LPA)

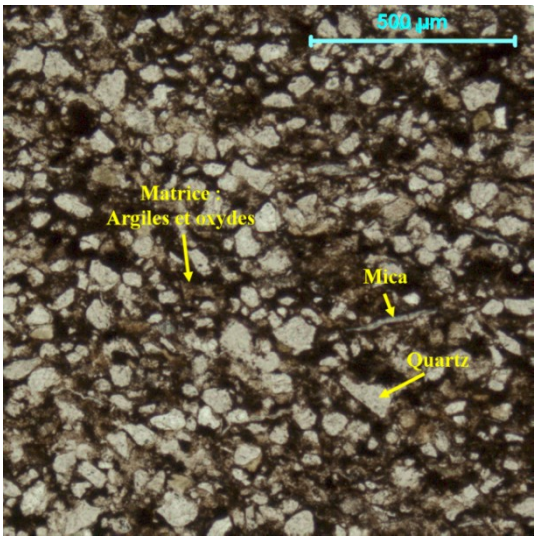


Figure 48 : Section perpendiculaire à la stratification d'un niveau gréseux d'altérite (grauwacke quartzeuse ; échantillon A29, Annexe 4) vue au microscope optique en lumière polarisée non analysée (LPNA ; ×50 ; grossissement de l'objectif : ×10 et grandissement de l'oculaire : ×5)

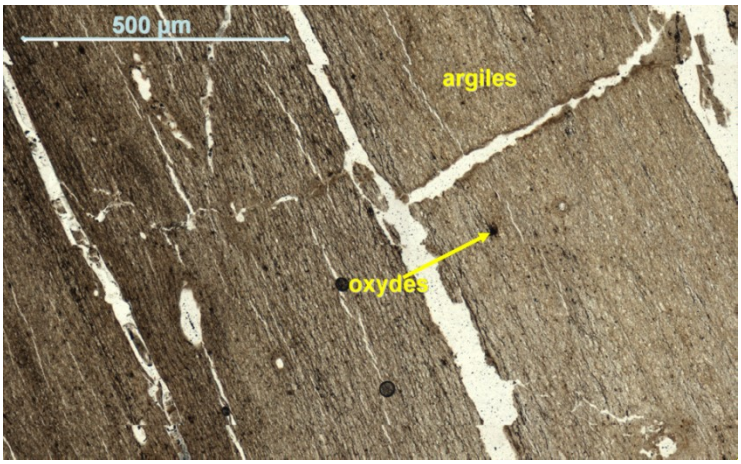


Figure 49 : Section perpendiculaire à la stratification d'un niveau argileux d'altérite (échantillon A30, Annexe 4) vue au microscope optique en lumière polarisée non analysée (LPNA, ×50 ; grossissement de l'objectif : ×10 et grandissement de l'oculaire : ×5) ; les discontinuités ont été créées par le retrait des argiles lors du remplacement de l'eau interfoliaire par le catalyseur et la résine utilisés pour indurer la roche

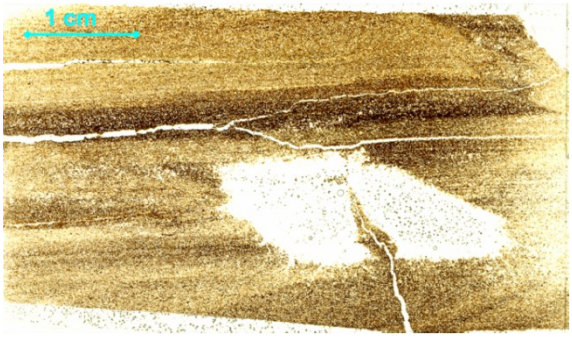


Figure 50 : Lame mince d'altérite gréseuse (grauwacke quartzeuse ; échantillon A30, Annexe 4) : la concentration en oxydes de fer varie selon une direction perpendiculaire au plan de stratification donnant ainsi un aspect rubané à l'échantillon

On remarque que la description des grès argileux effectuée ici est similaire à celle présentée par N. Vanara (2000, *cf.* § II.3.1 p.48) pour les altérites des marnes albiennes dans le massif des Arbailles : les altérites sont composées des minéraux insolubles de leur roche-mère : argiles et grains de quartz (anguleux) et micas en plus desquels apparaissent des hornblendes vertes dans le cas du massif des Arbailles.

II.3.4.1.3. LES CHAILLES

Les chailles prélevées dans les marno-calcaires de l'horizon karstifié, de teinte noire à gris foncé, sont constituées de silice qui se présente sous forme de quartz finement cristallisé au sein duquel se trouvent des éléments figurés : bioclastes et quartz détritiques principalement (Figure 51a et b). Prélevées dans l'altérite, les chailles blanches et parfois rubanées d'ocre sont cacholonnées. Dans ces formes altérées des chailles, on observe, en lames minces, des oxydes de fer (goethite) qui ont cristallisé dans les bioclastes (Figure 51c et d), ainsi que de nombreux pores (noirs en LPA et blancs tachetés en LPNA ; Figure 51e et f).

Le cacholonnage des chailles est ici le résultat d'un processus d'oxydation et de dissolution ; la silice finement cristallisée authigène est dissoute préférentiellement, car plus soluble que les quartz détritiques bien cristallisés (*cf.* encadré « Altérabilité des minéraux » p. 69), ce qui donne le touché granuleux aux chailles cacholonnées.

Altérabilité des minéraux

Tous les minéraux ne sont pas égaux face à l'altération : au sein de la maille cristalline, l'énergie de liaison varie avec les ions concernés. Plus le cristal contient de liaisons fortes, plus le minéral est résistant. Goldich (1938) a ainsi établi l'ordre de l'altérabilité des minéraux : le plus résistant est le quartz, suivi par la muscovite, puis les feldspaths potassiques. Ensuite, on trouve les plagioclases qui sont d'autant plus altérables qu'ils sont calciques. La biotite est équivalente, quant à son altérabilité, aux plagioclases sodiques (détails et séries complètes dans Peter-Borie et al., 2006b). Par ailleurs, on comprend également que pour un même minéral, l'état de cristallisation influe sur son altérabilité.

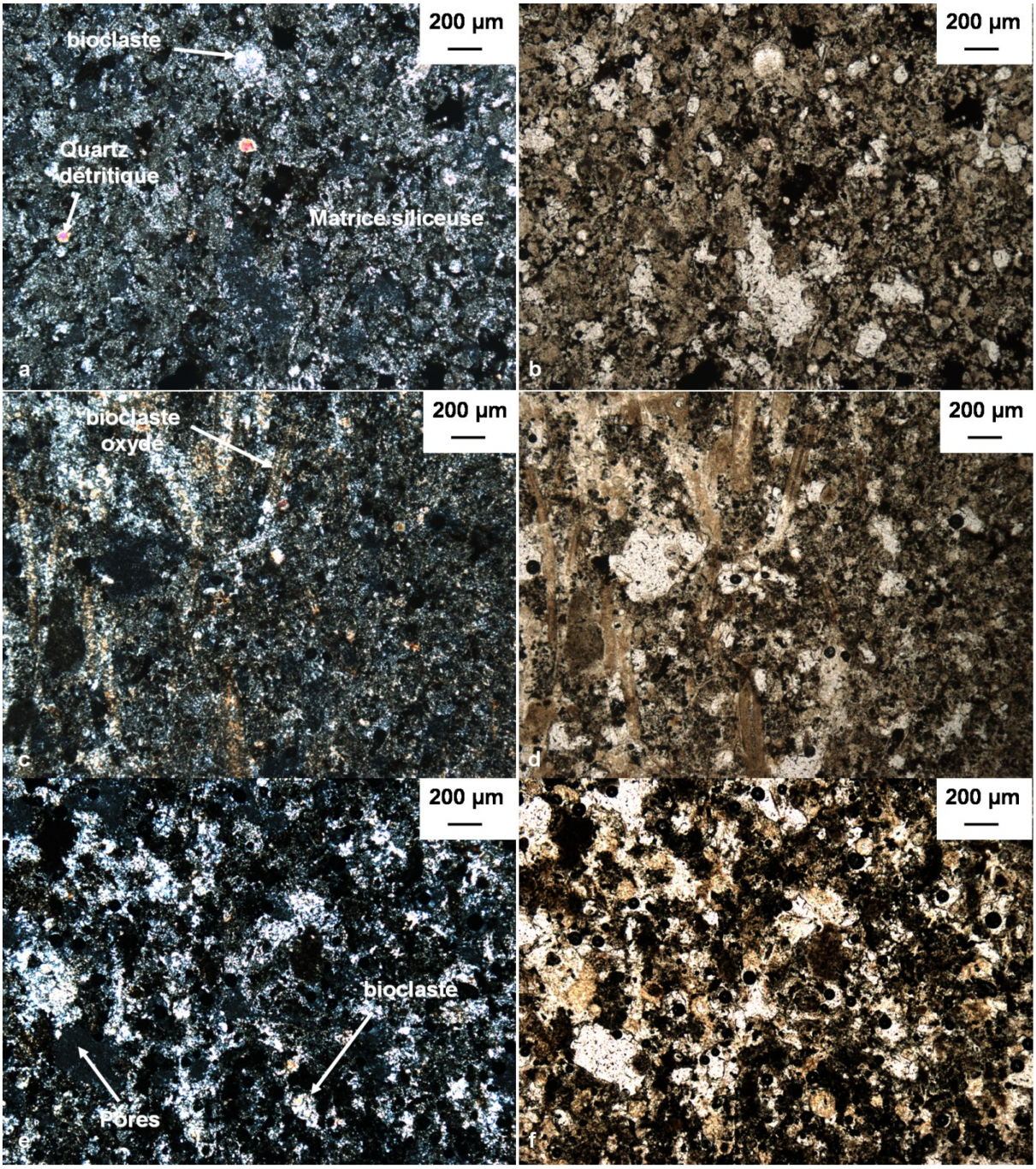


Figure 51 : Sections dans des chailles vues au microscope optique (x50). a. LPA, chaille prélevée dans un banc de marno-calcaire ; b.LPNA ; c. LPA, chaille blanche à rubans ocres prélevée dans l'altérite ; d. LPNA ; e. LPA, chaille blanche prélevée au sommet des altérites ; f. LPNA

II.3.4.2. Analyse quantitative des lames minces

L'analyse quantitative des lames minces a été effectuée par analyse d'image. L'algorithme développé ainsi que les résultats détaillés ont fait l'objet d'un article disponible en Annexe 5, et de diverses publications (Peter-Borie *et al.*, 2006b, 2006c, en cours de soumission[a]).

L'analyse des lames minces a consisté en l'étude de la répartition spatiale des grains de quartz, considérés comme non altérés, dans l'altérite et dans la roche-mère. Grâce à l'algorithme développé, les sections de grains de quartz en lames minces sont automatiquement sélectionnées. Cette analyse n'a porté que sur une seule lame mince d'altérite, à cause des difficultés d'obtention de lames intègres dans ce matériau. Cependant, étendue à plusieurs lames minces, cette méthode automatisée permettrait d'estimer la perte de volume et la conservation ou non de la stratification pour chacun des niveaux lithologiques présents dans les marno-calcaires à faciès flysch. Dans le cas de la lame mince disponible, l'analyse d'image a permis de (Figure 52) :

- de faire correspondre le terme de la roche-mère au niveau de l'altérite étudiée (Figure 52a) à partir des mesures de granulométrie (Figure 52d). Il s'agit ici de l'altérite d'un terme Tc de la séquence de Bouma,
- de confronter la densité des grains de quartz, minéraux résiduels de l'altération. Sur une lame mince de la roche-mère, les sections de grains de quartz représentent une densité aréale de 0,75 % (Figure 52c). Dans l'altérite, elles représentent une densité aréale de 12 % (Figure 52b). L'altération a ici engendré une importante perte de volume de 94 %,
- d'analyser la forme de l'alignement des grains par l'étude de la covariance. Ceci a permis de mettre en évidence la rémanence de la stratification dans l'altérite à grande échelle. Ce qui a été observé à l'échelle macroscopique, perte de volume et conservation de la structure, est également vrai à l'échelle microscopique.

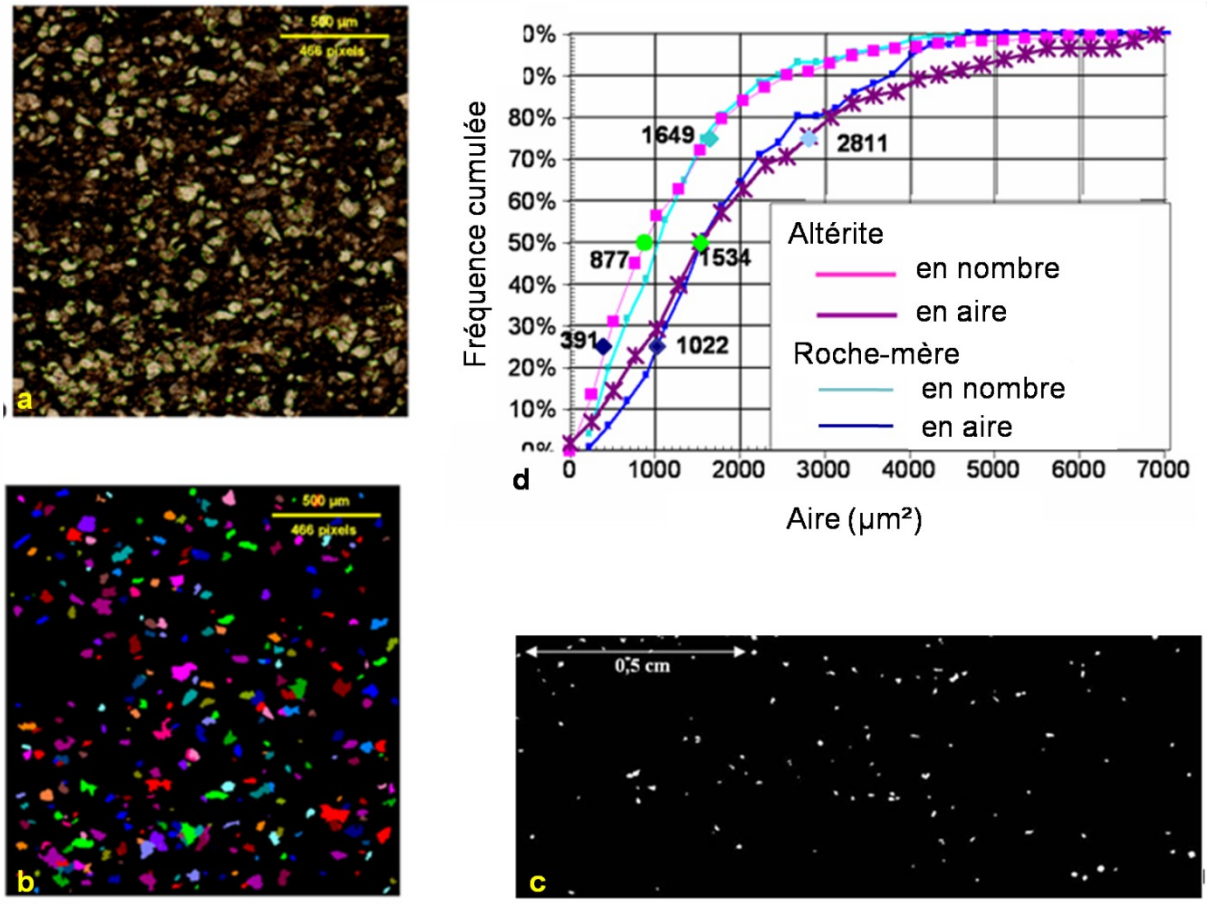


Figure 52 : a. Lame mince d'altérite (échantillon A29, Annexe 4 ; LPNA ; ×50 ; grossissement de l'objectif : ×10 et grandissement de l'oculaire : ×5) ; b. image binaire des grains de quartz de l'altérite (chaque grain et représenté par une couleur différente) ; c. image binaire des grains de quartz dans la roche-mère correspondant à l'altérite ; d. Courbes granulométriques des grains de quartz (en nombre et en aire)

II.3.4.3. Quantification des minéraux majeurs

La caractérisation et la quantification des minéraux majeurs ont été réalisées à partir de la synthèse des résultats obtenus par analyse chimique globale (quantification des oxydes présents) et de la fraction argileuse menée par diffraction des rayons X, ainsi que par des mesures calcimétriques. Le détail et les résultats de chacune de ces analyses sont présentés en Annexe 4. Les cortèges minéralogiques obtenus pour les marno-calcaires de l'horizon karstifié (Figure 53) et pour les altérites (Figure 54) ont été reconstitués pour respectivement cinq et quatre échantillons (Annexe 4).

II.3.4.3.1. LES MARNO-CALCAIRES DE L'HORIZON KARSTIFIE

Comme on a pu l'observer en lames minces, les marno-calcaires sont principalement constitués de calcite, de quartz et d'argiles. Les différents termes les plus grossiers de la séquence de Bouma (Ta à Td) sont composés à plus de 70% de calcite (Figure 53a et Annexe 4) ; seul le terme fin, le terme Te, est constitué d'une proportion moindre en carbonate avec seulement 24%.

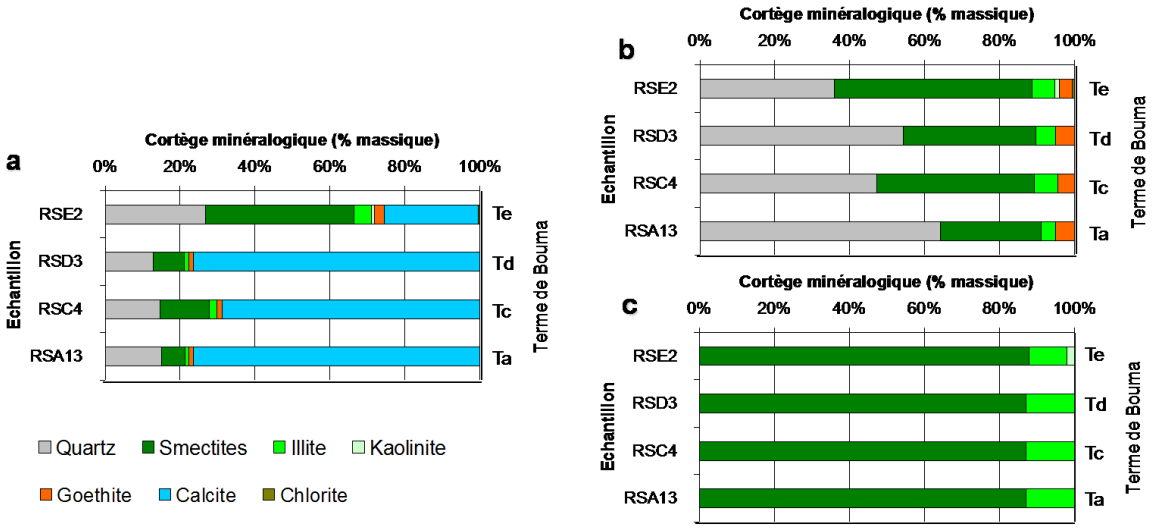


Figure 53 : Cortège minéralogique des termes Ta, Tc, Td et Te d'une séquence de Bouma dans les marno-calcaires prélevés dans l'horizon karstifié ; a. cortège minéralogique de la roche dans sa totalité ; b. cortège de la fraction non carbonatée ; c : cortège argileux

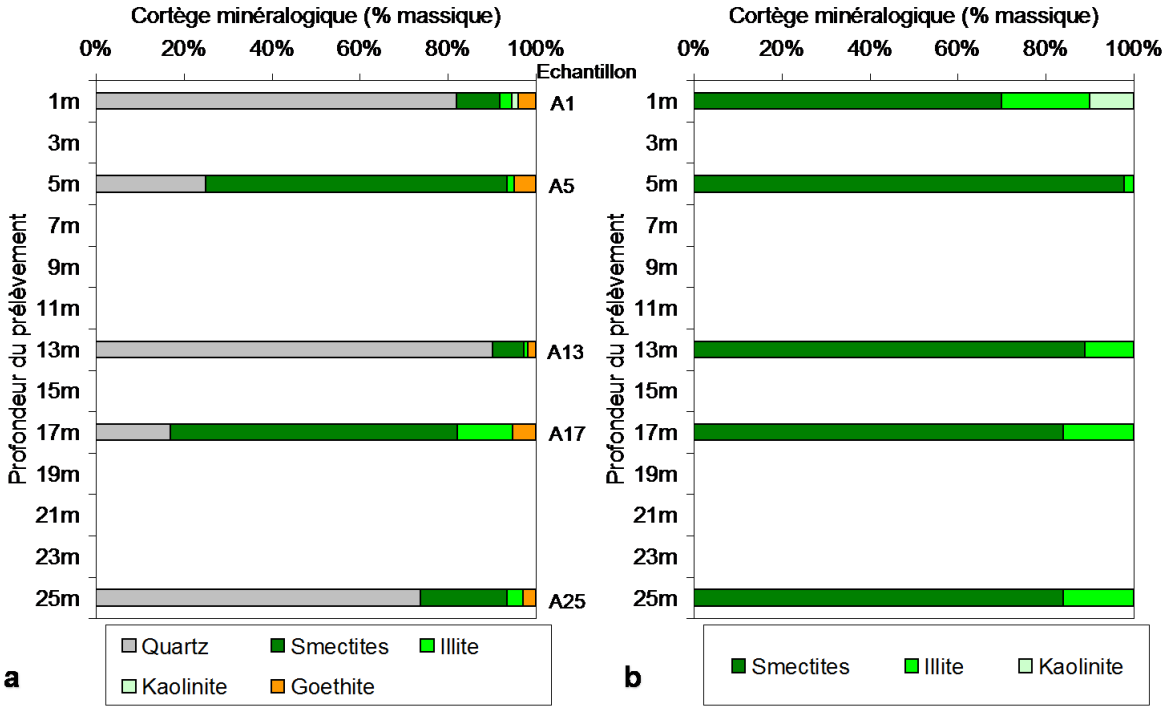


Figure 54 : a. Cortège minéralogique de cinq échantillons prélevés par carottage dans l'altérite a. cortège minéralogique total ; b. cortège argileux

La fraction siliceuse des marno-calcaires est formée par des quartz et des argiles en proportion variable (Figure 53b) : la fraction siliceuse du terme Ta, terme le plus grossier, est composée majoritairement de quartz (65%), celle des termes Tc et Td est représentée à près de 50% par ce minéral. Des oxydes de fer, sous forme de goethite, apparaissent : les échantillons ayant été prélevés au sein de l'horizon karstifié, ils ont subi les prémices de l'altération qui se traduisent par une oxydation.

La fraction argileuse des marno-calcaires est majoritairement composée par des argiles de la famille des smectites (plus de 80%) et des illites (Figure 53c). Dans le terme le plus fin (Te), la kaolinite apparaît en trace. Il est difficile de savoir ici si son origine est détritique ou si elle provient de la transformation de minéraux préexistant lors des premiers stades de l'altération.

II.3.4.3.2. LES ALTERITES

En lames minces, l'argile est la phase minérale toujours présente dans l'altérite. Dans les niveaux les plus gréseux, de nombreux grains de quartz sont visibles. L'analyse chimique de l'altérite permet, d'une part de conforter ces observations et, d'autre part, de déterminer la nature des argiles. Ainsi, l'altérite est composée de trois fractions (Figure 54 et Annexe 4) :

- une fraction siliceuse : les échantillons d'altérite prélevés à différentes profondeurs le long d'une même verticale ont cependant des proportions en quartz très variables (Figure 54a et Annexe 4) :
  - l'altérite prélevée à 5 et 17 m de profondeur est principalement argileuse avec une proportion de quartz inférieure à 25%,
  - à 1 m, 13 m et 25 m de profondeur, les échantillons sont gréseux avec plus de 70% de quartz,
- une fraction formée par les oxydes de fer qui sont exprimés sous leur forme hydratée, la goethite,
- une fraction argileuse : le cortège argileux (Figure 54b) est composé en majorité de smectites (à plus de 80%) et, en proportion beaucoup plus faible, d'illite. De la kaolinite a été détectée dans l'échantillon prélevé à 1 m de profondeur. Ce cortège argileux, hérité de la roche-mère sans modification notable, est symptomatique d'une altération peu évoluée (Thorez, 1985, Meyer, 1987, Wyns, 2008).

Aucun gradient minéralogique vertical ne transparait à travers ces analyses effectuées sur des échantillons d'altérite prélevés dans un même forage carotté, ni au point de vue de l'évolution du cortège argileux, ni en ce qui à trait à la teneur en oxydes. Les variations de teneur en quartz sont héritées de celles observées dans la roche-mère ; la dispersion plus importante des teneurs en quartz de l'altérite par rapport à celles de la roche-mère est attribuée au tassement post-altération qui a engendré la concentration de quartz selon certains niveaux.

Outre ces échantillons d'altérite et de marno-calcaires sur lesquels l'ensemble des analyses effectuées a permis de reconstituer leur cortège minéralogique complet, la fraction argileuse d'autres échantillons d'altérite a été analysée par diffraction des rayons X :

- l'échantillon A27 (Annexe 3), prélevé dans l'altérite du Flysch à silex de Guéthary à la faveur d'un forage à la tarière réalisé plus au nord, sur le littoral, est constitué d'un cortège argileux similaire avec 90% de smectites, 9% d'illite et 1% de kaolinite,

▪ au contraire, l'échantillon A28 (Annexe 3), prélevé à 12 km à l'est du littoral au sein de l'altérite du Flysch de Mixe (Annexe 2) est formé de 50% d'argiles interstratifiées smectite/chlorite, de 27% de micas et/ou d'illite et de 23% de kaolinite. La présence des argiles interstratifiées peut marquer la transformation progressive de chlorite en smectites, qui elles même évoluent vers la kaolinite (Thorez, 1985) dont la fraction est importante : cette altérite, qui semble montrer une évolution de son cortège de minéraux phylliteux, serait alors plus évoluée que celles rencontrées sur le littoral. Cependant, la confirmation de cette hypothèse nécessite l'étude détaillée de la roche-mère, le Flysch de Mixe, qui est une formation plus terrigène que les roches rencontrées sur le littoral, avec notamment une fraction importante de micas (Razin, 1989), qui, lors de l'altération, peuvent évoluer vers la chlorite. Par ailleurs, ce type de transformation s'accompagne de l'augmentation du volume du minéral (espace interfoliaire de la chlorite : 10 Å et des smectites : 14 Å) qui engendre des ruptures au sein du matériau et la création d'un horizon fissuré. Là encore, il apparait que les variations dans la nature de la roche-mère engendrent des variations dans le profil d'altération.
On remarque, en outre, que l'ensemble des cortège argileux décrits ici est clairement différent de celui qui a été déterminé dans les altérites des marnes albiennes du massif des Arbailles, caractérisé par une forte teneur en illite et l'absence de smectites (Vanara, 2000). Ces dissimilitudes peuvent avoir pour origine des processus et un degré d'altération distincts et/ou des différences dans le cortège argileux des roches-mères. Dans tous les cas, elles ont des conséquences sur le comportement des massifs altérés en présence d'eau : en effet, certaines argiles sont plus sensibles à l'eau que d'autres (*cf.* § III.3.2.2 p.130), et cela peut influer sur la stabilité des terrains.

II.3.4.4. Synthèse des observations et analyses microscopiques

Les analyses et observations microscopiques ont permis de mettre en évidence l'évolution lithologique et texturale liée à l'altération du Flysch à silex de Guéthary.

Comme cela a été évoqué par Genna *et al.* (2004, 2005), l'altération du Flysch à silex de Guéthary a principalement consisté en une décarbonatation et une oxydation. En effet, que ce soit par l'étude des lames minces ou par la chimie globale, on démontre ici que la nature de la roche a évolué d'un calcaire, qui peut présenter divers faciès fonction de l'hétérogénéité lithologique liée au faciès flysch, en une argile plus ou moins gréseuse. Ce qu'apportent en plus ces analyses sont, d'une part la preuve de la conservation de la stratification à l'échelle microscopique et, d'autre part la mise en évidence de la constance du cortège argileux. Ce dernier est composé majoritairement de smectites et d'illites ; l'altération est peu évoluée.

Les analyses chimiques réalisées, en outre, sur un faciès de flysch plus terrigène montre que les observations réalisées sur un type de flysch ne sont pas valables pour l'ensemble des marno-calcaires à faciès flysch de l'Unité Septentrionale. Dans le cadre des analyses de stabilité, l'étude des caractéristiques géotechniques des altérites doit nécessairement prendre en compte cette variabilité : en effet, elle peut être à l'origine de comportements différents des massifs altérés lors de leur saturation en eau.

II.3.5. Déductions et interprétations des observations et analyses

Les différentes observations et analyses effectuées aux échelles macroscopique et microscopique ont fourni de précieux indices, qui, recoupés et interprétés, argumentent en faveur d'hypothèses qui nous permettent d'esquisser ici les grandes lignes des phénomènes et processus d'altération le long du littoral basque.

A la base du profil d'altération des niveaux carbonatés, les conduits remplis d'altérite de l'horizon karstifié se présentent comme une indentation profonde de l'altérite dans la roche-mère la plus carbonatée. L'étude détaillée de cet horizon permet d'émettre des hypothèses quant aux processus majeurs de l'altération.

Nous émettons ici l'hypothèse d'une altération des niveaux carbonatés en trois phases principales :

1. Oxydation des épontes des discontinuités :

Les processus de dissolution ou d'oxydation s'effectuant en milieu aqueux, nous estimons donc que, au moment de l'altération, de l'eau était disponible en étant présente dans les discontinuités préexistantes des marno-calcaires. Des variations de pression interstitielle ou d'énergie potentielle ont cependant probablement existé, comme en témoigne les anneaux de Liesegang qui semblent, en effet, être l'expression d'une pénétration de l'eau plus au moins profondément de part et d'autre des discontinuités. La profondeur maximale de pénétration de l'eau dans les discontinuités aux épontes oxydées est celle du front d'altération, qui sépare la roche saine, de la roche en cours d'altération.

2. Karstification des calcaires :

Les conduits karstiques apparaissent ensuite par dissolution des épontes de certaines de ces discontinuités. Les résidus de l'altération, l'altérite argilo-silteuse, reste en place. Cette morphologie particulière, dans laquelle la roche altérée est conservée au sein d'une cavité karstique, rappelle les fantômes de roche décrits dans les karsts tournaisiens (Belgique ; Vergari et Quinif, 1997, Quinif, 1999 et A. Vergari, 2003 ; *cf.* encadré ci-contre «Les fantômes de roches» p. 76). Ce type d'altération s'effectue en l'absence d'énergie potentielle : « un fantôme de roche est le résultat de la dissolution *in situ* dans un environnement noyé qui préserve la structure environnante » (Vergari, 2003). La masse d'eau qui altère les marno-calcaires (énergie chimique) a donc un potentiel hydraulique faible à nul. Les résidus de l'altération restent donc en place et ne sont pas sous-tirés vers les exutoires. La dissipation d'une énergie mécanique est, en outre, nécessaire à la

Les fantômes de roches

Les fantômes de roche sont un type particulier d'altération décrit pour la première fois en Belgique par A. Vergari et Y. Quinif (Vergari et Quinif, 1997, Quinif, 1999 et Vergari, 2003). Les calcaires tournaisiens sont transformés en poudre, pauvre en CaO et enrichie corrélativement en SiO_2 et Al_2O_3, sur une épaisseur de 10 à 15 m, bien que le volume initial soit préservé (conséquemment la porosité augmente fortement et la densité diminue de même). La genèse de ces altérations résulterait d'un effet de « pile ionique » à l'interface entre un aquifère de sables pyriteux, à pH acide, et un aquifère de calcaires à pH basique, et dans un contexte de gradient hydraulique nul (absence de mouvement de molécule d'eau, seuls les ions sont mobiles).

progression de l'eau dans les discontinuités. Les conduits karstiques résultant de ce processus sont observés dans l'horizon dénommé « karstifié » du profil d'altération, qui est localisé entre le front d'altération (au mur) et le front de saprolitisation (au toit). Ce dernier a une morphologie similaire à celle d'un lapiaz arrondi, comme cela a été par ailleurs décrit par N. Vanara (2000) à la base des altérites des marnes albiennes du massif des Arbailles. Il est alors interprété comme résultant d'une altération sous couverture des altérites qui agissent comme une « compresse humide ». Nous proposons ici une autre interprétation : il nous apparait plus probable que c'est le potentiel hydraulique nul de la masse d'eau qui est en cause. En effet, celui-ci est insuffisant pour le transport d'éléments à l'origine de la corrosion de la roche et de la formation de reliefs aigus. Les formes de l'ensemble de l'horizon karstifié sont arrondies car seulement créées par des processus de dissolution.

L'épaisseur de l'horizon karstifié reste indéterminée, mais elle dépasse plusieurs dizaines de mètre. Dans les roches du socle, l'équivalent de cet horizon, l'horizon fissuré, représente les deux tiers de l'épaisseur totale du profil (Wyns, 2008) ; dans le cas de l'altération des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur du Pays Basque, l'altérite pouvant atteindre 30 m d'épaisseur à l'affleurement, l'horizon karstifié pourrait alors, en admettant l'équivalence des processus dans les deux milieux, présenter une épaisseur allant jusqu'à 60 m de roche sous le front de saprolitisation.

3. Dissolution totale des calcaires :

La dissolution progresse de part et d'autre des épontes des conduits karstiques, jusqu'à transformer l'ensemble du massif carbonaté en altérite argileuse. Quelques témoins de roche-mère, aux contours arrondis par la dissolution, peuvent subsister au sein de l'altérite. L'altération de l'ensemble du massif d'altérite nécessite la présence d'une nappe d'eau sur une période suffisamment longue, ainsi qu'un renouvellement de celle-ci afin de conserver l'énergie chimique.

L'analyse du cortège minéralogique de la roche-mère du Flysch à silex de Guéthary et de l'altérite associée montre que le processus majeur d'altération, que ce soit dans les niveaux carbonatés ou les niveaux les plus marneux, est une décalcification du matériau parent. Le cortège argileux est resté stable en proportion, quartz et muscovites ne sont pas altérés ; cette altération est un processus soustractif peu évolué (*cf.* encadrés « Altérabilité des minéraux » p. 69). La géométrie du profil d'altération (altérites localisées au-dessus de l'horizon karstifié), ainsi que l'évolution verticale de l'altération des chailles (cacholonnage) plaident en faveur d'une hypothèse d'altération *per descensum* (verticalement du haut vers le bas). En outre, du fait de l'érosion, le profil d'altération n'est probablement pas complet sur le site étudié. L'existence, plusieurs kilomètres à l'est du littoral d'un profil qui semble plus évolué représente un indice qui corrobore la théorie d'un profil incomplet sur la côte.

Les observations macroscopiques et microscopiques ont permis de mettre en évidence la préservation de la stratification de la roche-mère dans l'altérite. Cependant, l'épaisseur des bancs a nettement diminuée : la structure de la roche-mère est conservée alors que son volume diminue. La typologie classique (*cf.* encadré «Terminologie des différents horizons d'altération dans les roches du socle » p.41 ; Delvigne, 1998, Wyns, 2008, Peter-Borie *et al.*, 2006a) ne s'applique pas à l'altérite des niveaux carbonatés : ce n'est ni une isaltérite, définie par la conservation de la structure et du volume de la roche-mère, ni

une allotérite, spécifiée par une perte de volume et la disparition de la structure de la roche-mère. Cette altérite semble être le résultat d'une altération de l'ensemble du massif par les processus de fantômisation évoqués ci-dessus, suivie d'un tassement lent qui se serait produit lors de la désaturation en eau de l'altérite (processus de consolidation argumenté par les études géotechniques présentées § III.3.2.2 p.130, qui mettent en évidence des zones saturées sous-consolidées et des zones non-saturées normalement consolidées). En effet, lorsque l'altérite est encore saturée par l'eau qui est à l'origine de sa formation, la contrainte verticale engendrée par le poids des terrains est entièrement absorbée par l'eau dont le potentiel hydraulique est quasi nul. Lorsque le front d'altération s'enfonce, l'altérite est peu à peu désaturée et le squelette du matériau se déforme sous la contrainte verticale.

Au contraire, lors de l'altération des niveaux marneux, un horizon caractérisé par l'absence de variation de l'épaisseur des bancs est observé. L'altérite de ces niveaux est alors une isaltérite. Ainsi, dans les faciès de flysch distaux qui sont caractérisés par l'abondance des termes marneux (comme le Flysch marno-calcaire de Socoa et la Turbidite de Makila dans une moindre mesure), une formation intermédiaire, marneuse, entre la roche-mère et l'altérite argileuse, apparait. La faible proportion de carbonate au sein de ces niveaux peut, en partie, expliquer l'absence de tassement suite à l'altération.

Comme nous l'avons vu dans ce paragraphe, toutes les roches-mères ne réagissent donc pas de la même façon aux processus d'altération car leur composition chimique est un facteur essentiel de celui du produit d'altération. De ce fait, le patchwork de marno-calcaires à faciès flysch présent sur le littoral est à l'origine d'altérites de nature variée, qu'il est nécessaire de prendre en compte dans l'étude des instabilités. La composition chimique des roches-mères influe également sur l'altérabilité d'une roche (Holland et Zbinden, 1988, Bluth et Kump, 1994, Peulvast et Vanney, 2001, West *et al.*, 2005, Peter-Borie *et al.,* 2006a), c'est pourquoi nous proposons, dans le paragraphe suivant, l'étude de la répartition spatiale des altérites et des horizons associés en fonction du faciès de la roche-mère.

II.3.6. Cartographie des produits de l'altération

L'épaisseur conséquente du profil d'altération et de l'altérite, la perspective d'une altération à l'échelle régionale, et la potentielle fluctuation de l'altérabilité des roches en fonction de leur faciès, nous ont conduits à nous intéresser à la répartition spatiale de ces formations à travers la cartographie des indices d'altération sur le littoral et la réalisation d'un modèle géologique. Cette cartographie pourra non seulement amener des éléments supplémentaires sur les processus d'altération, mais elle permettra surtout de déterminer la géométrie de l'ensemble des formations superficielles, auxquelles les altérites appartiennent, qui sont le siège d'instabilités.

II.3.6.1. Cartographie des morphologies macroscopiques associées à l'altération

II.3.6.1.1. LES MORPHOLOGIES KARSTIQUES

Sur les falaises littorales formées par les marno-calcaires à faciès flysch, des cavités et des conduits karstiques sont observés (Figure 55a et description *§ II.3.3.1.2.2 p.59*). Tous ont pour origine l'altération des marno-calcaires, et sont des témoins de l'emplacement de l'horizon karstifié. La plupart de ces conduits karstiques ont été évidés par l'érosion marine actuelle lorsqu'ils affleurent sur les falaises où ils peuvent être atteints par la marée, ou par des circulations d'eau continentale. Certaines de ces cavités sont remplies par des apports allochtones, notamment par des sables marins apportés par la houle (Figure 55b).

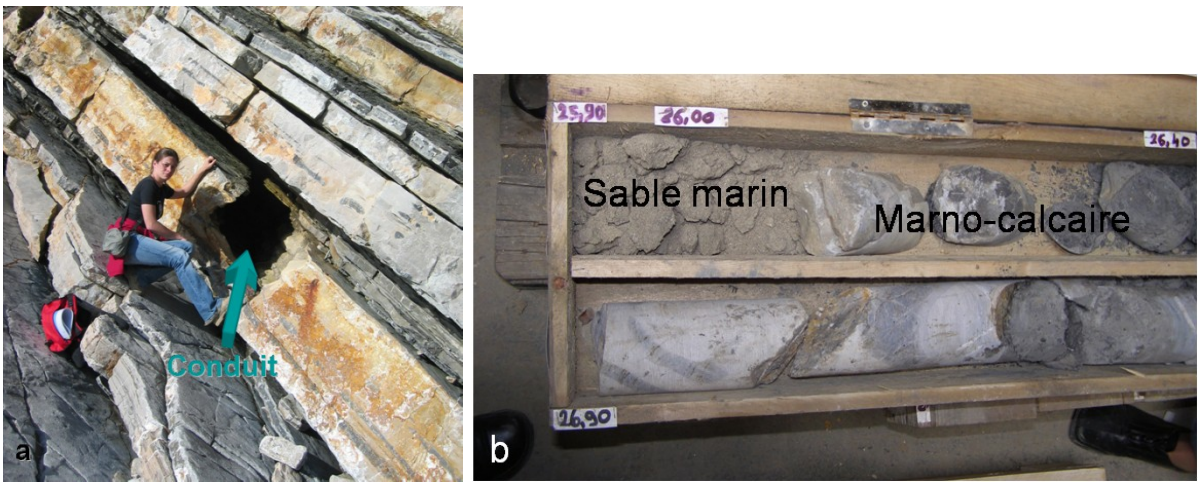


Figure 55 : a. Cavité karstique dans le Flysch à silex de Guéthary ; b. Carottes prélevées sur le site de Sainte Barbe (Saint-Jean-de-Luz) : dans une cavité d'un diamètre proche de 60 cm, des sables marins ont été rencontrés

Ces cavités karstiques ont fait l'objet d'une cartographie détaillée (taille, remplissage, forme, position) systématique sur le littoral (Figure 56). Celles de plus gros diamètre sont principalement situées sur les falaises formées par le Flysch à silex de Guéthary (44 cm en moyenne, avec un maximum de 1,10 m ; Figure 56a). Elles sont alors à une altitude proche du niveau de la mer (entre 0 et 5 m ; Figure 56b) et sont soit encore remplies d'altérite, soit évidées (Figure 56c).

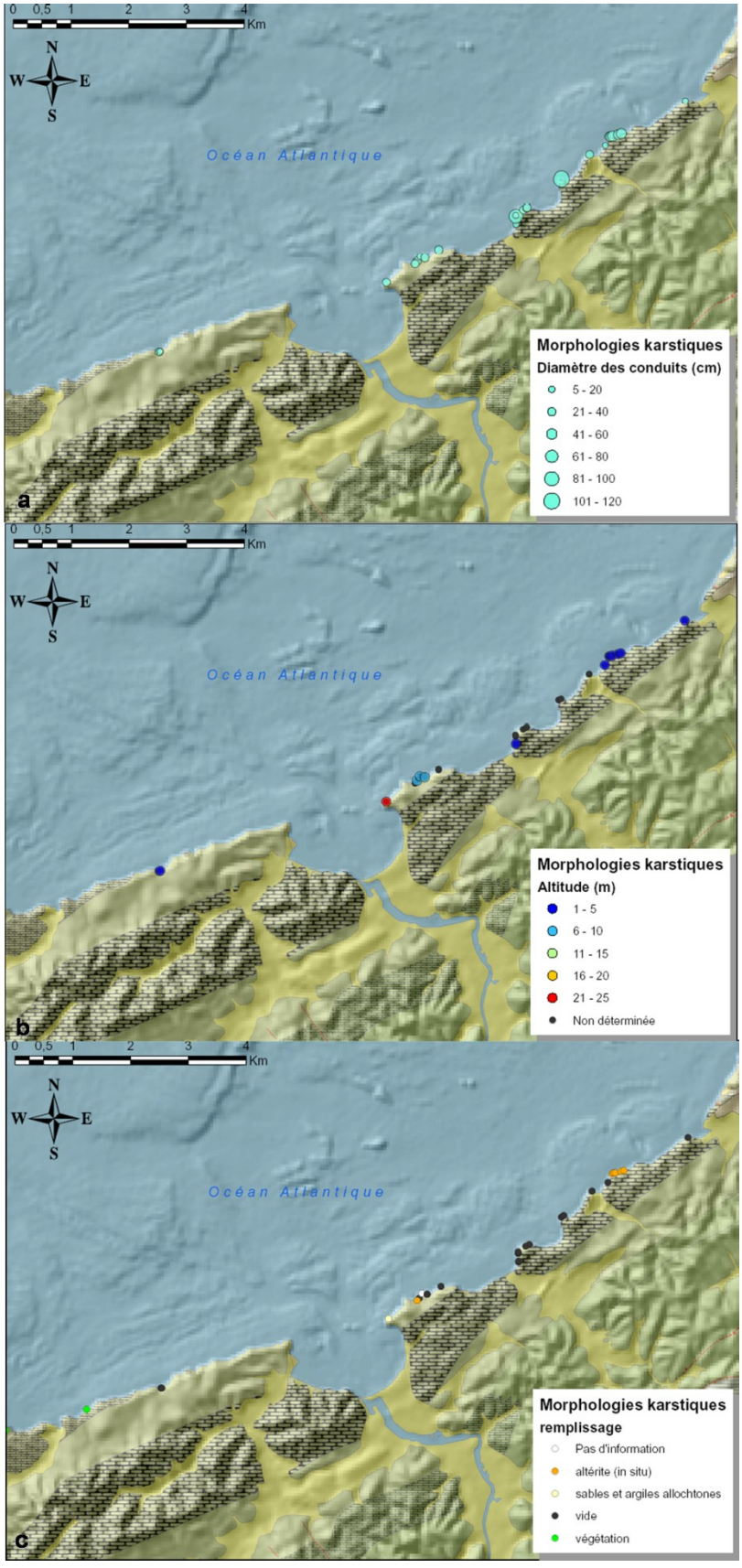


Figure 56 : Cartographie des cavités karstiques sur le littoral formé par les marno-calcaires à faciès flysch (légende la géologie : Annexe 2). a. diamètre des cavités ; b. altitude des cavités ; c. remplissage des cavités

Plus au sud, sur le flanc des falaises formées par la base du Flysch marno-calcaire de Socoa, les cavités ont un diamètre moindre (en moyenne 33 cm, Figure 56a) et sont situées à des altitudes généralement plus élevées (de 6 à 25 m ; Figure 56a).

II.3.6.1.2. MORPHOLOGIE DES ESTRANS ROCHEUX : LES LAGUNES

Au cœur des estrans rocheux qui s'étendent au pied des reliefs formés par les marno-calcaires à faciès flysch ou par leur altérite, des dépressions sont observées. Elles forment des lagunes (Figure 57a et b) en permanence immergées, et dont le fond est tapissé d'un chaos de blocs qui n'autorise pas l'observation de la roche en place. Ni la morphologie de la côte, ni la structuration pyrénéenne des roches et ni l'activité anthropique n'explique la présence de ces dépressions. Nous proposons ici une interprétation en relation avec les processus d'altération : ces lagunes correspondraient aux indentations plus profondes de l'altérite dans les marno-calcaires, et permettraient ainsi la localisation du front de saprolitisation. Construit par l'érosion marine récente et actuelle, l'estran a développé une morphologie adaptée au profil d'altération. Son fond est rapidement comblé par des blocs prélevés dans les marno-calcaires de l'horizon karstifié environnant.

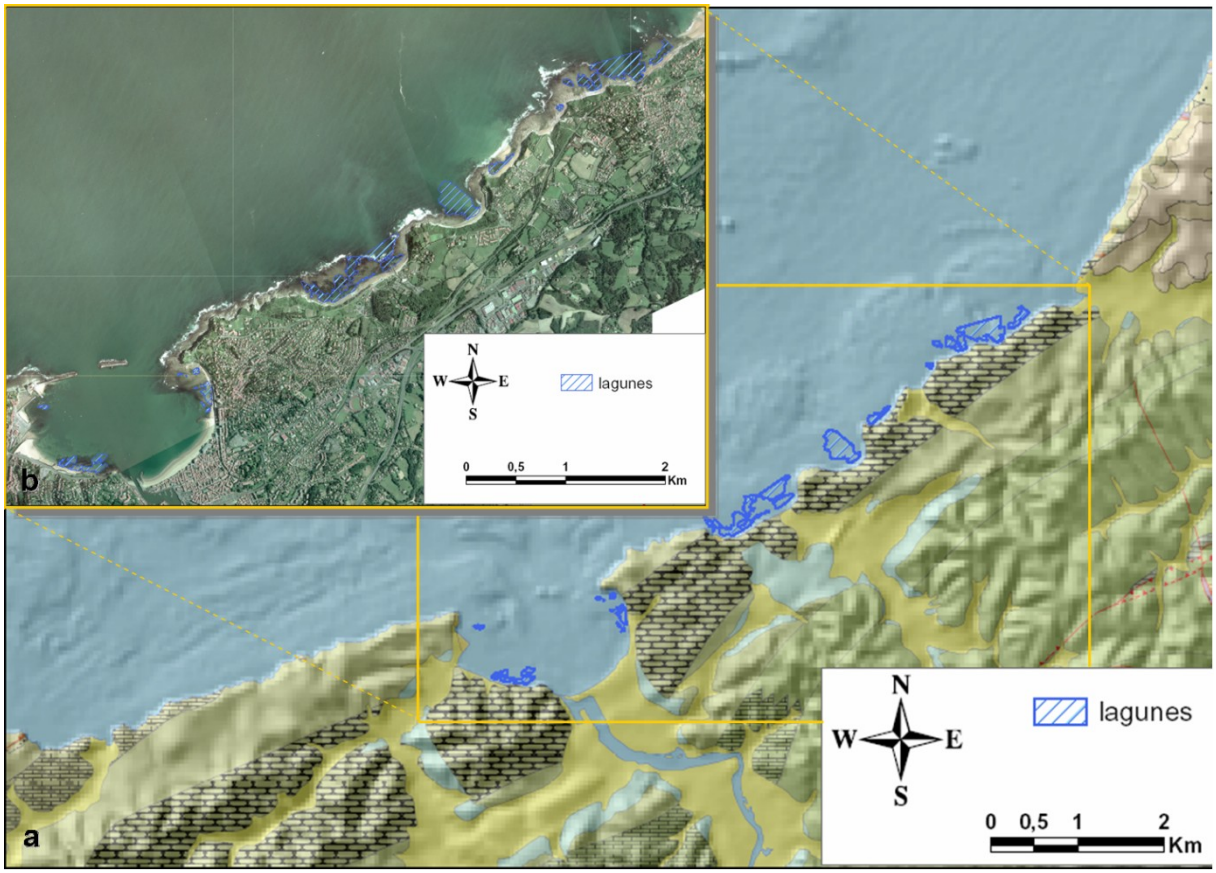


Figure 57 : a. Répartition des lagunes sur le littoral basque (déterminées par photo-interprétation – Ortholittoral 2000 © IGN) ; b. Détail sur fond des Ortholittoral 2000 © IGN ; légende la géologie : Annexe 2

Afin d'étayer cette hypothèse, la cartographie de ces lagunes (Figure 57a) est effectuées par photo-interprétation des photographies aériennes de 2000 (Ortholittoral 2000, ©IGN), dans l'optique de la mettre en relation avec la géométrie des altérites sur le littoral. On remarque ainsi qu'il n'y a de lagunes que sur les communes de Bidart, Guéthary

et Saint-Jean-de-Luz, là où affleure le Flysch à silex de Guéthary ; aucune lagune n'est observée sur la commune d'Urrugne où affleure le Flysch marno-calcaire de Socoa et la Turbidite de Makila.

La situation géographique des lagunes, circonscrite au Flysch à silex de Guéthary, démontre que le front de saprolitisation est à une altitude plus faible au Nord, proche du niveau marin, dans le Flysch à silex de Guéthary, qu'au Sud, dans le Flysch marno-calcaire de Socoa ou encore dans la Turbidite de Makila.

II.3.6.2. Cartographie de l'altérite

II.3.6.2.1. ETAT DES LIEUX

Une première ébauche de la cartographie du mur des altérites a été proposée par A. Genna *et al.* (2004), sur le littoral, à partir des observations de terrains et par J.-P. Capdeville (Alexandre *et al.*, 2003) à partir de l'interpolation manuelle des données de forages (Figure 58). La limite orientale des altérites a été définie à partir d'une étude géomorphologique ; la limite occidentale est bornée par l'érosion des reliefs littoraux. Au Sud, la cartographie est limitée par la frontière espagnole et au Nord, elle s'étend au-delà de l'Adour. De ce fait, cette cartographie concerne l'ensemble des altérites qui se sont potentiellement développées sur les roches décrites dans le paragraphe I.2.4 (p.13).

L'analyse de cette carte montre que :

- globalement, à l'échelle régionale, le mur des altérites plonge vers le sud-est,
- la présence de plusieurs vallées. Selon de nombreux auteurs (Lamare et Goguel, 1963, Oldfield, 1968, Ouadia, 1986), les vallées situées dans la partie nord de la carte ont été creusées lors des épisodes glaciaires quaternaires. La vallée qui apparait sur la commune de Saint-Jean-de-Luz émergeant dans la baie du même nom, a été, quant à elle, creusée par la Nivelle. Ces vallées sont comblées par des alluvions quaternaires ; elles correspondent donc au mur de ces dépôts récents et non au mur de l'altérite.

Il apparait, sur cette carte, un amalgame entre les différentes formations superficielles (notamment entre les altérites et les alluvions récentes et anciennes). C'est pourquoi nous proposons, ici, une nouvelle cartographie en réalisant un modèle géologique à partir de l'interpolation géostatistique (krigeage) de données de forages et de données de terrain en intégrant les formations géologiques superficielles qui forment l'unité mio-plio-quaternaire. Cette méthode présente l'avantage de fournir une carte d'erreur pour chaque estimation.

II.3.6.2.2. ELABORATION DU MODELE GEOLOGIQUE

La géostatistique (*cf.* encadré « La géostatistique » p. 84) est utilisée pour l'élaboration du modèle géologique composé de quatre formations, qui sont, de la plus récente à la plus ancienne : les alluvions récentes, codées FZ, les formations plio-quaternaires, codées PLIO, les altérites, codées ALTE, et le substratum, codé SUBS. L'altitude du mur de chacune des formations intégrées dans ce modèle est estimée par krigeage. La surface d'érosion ultime, qui est la surface topographique, est le résultat de la fusion du MNT de la BDAlti (© IGN) et de la carte bathymétrique obtenue par interpolation (krigeage) de 865 054 données bathymétriques acquises au cours de trois années par un pêcheur de Saint-Jean-de-Luz (Peter-Borie *et al.*, 2007a). L'ensemble des calculs géostatistiques a été

effectué avec le logiciel ISATIS de Géovariances (v.8.0). Après avoir présenté les données utilisées, la phase de modélisation, qui consiste en l'ajustement, au variogramme expérimental, d'un variogramme théorique, puis le krigeage sont ici détaillés.

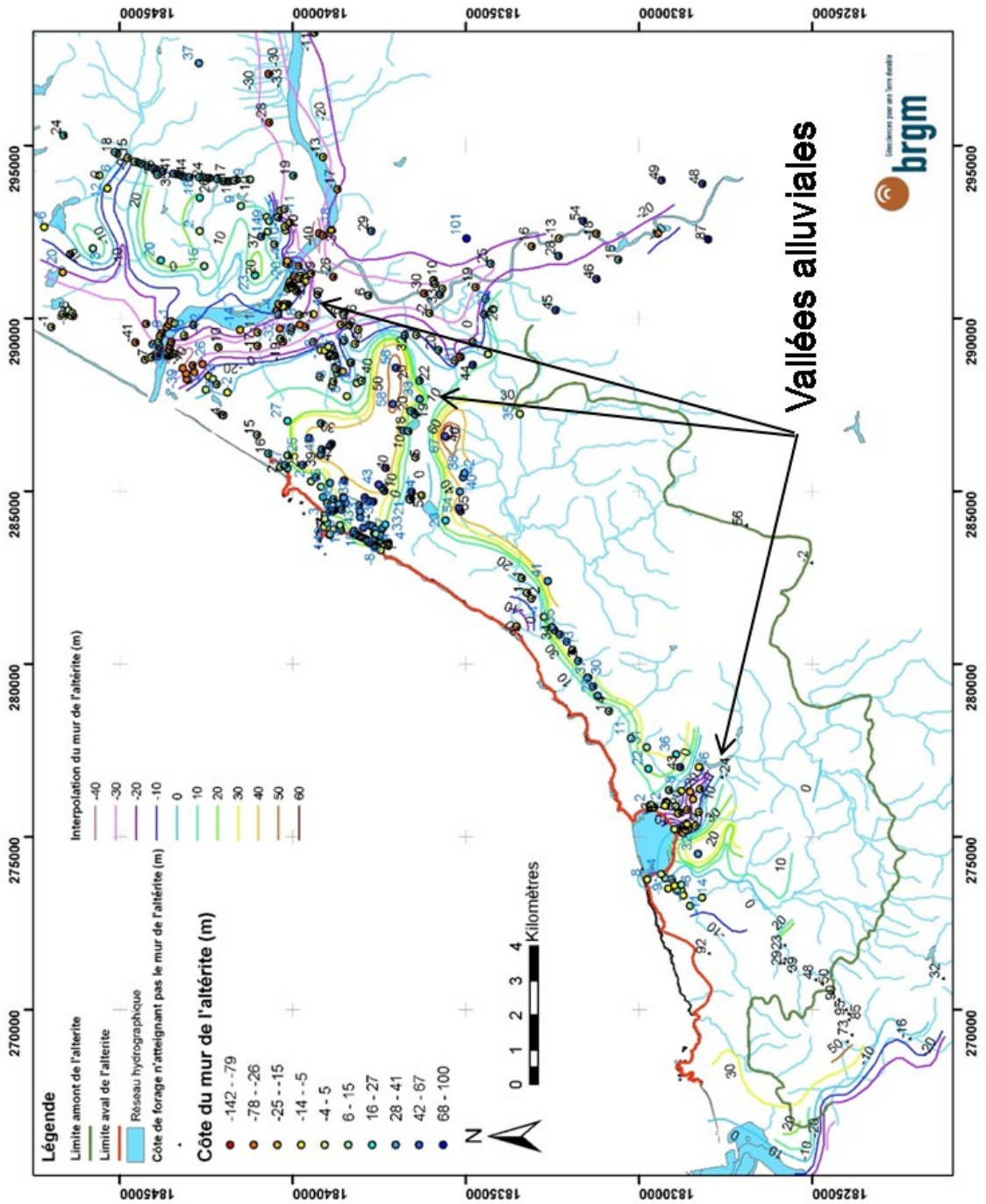


Figure 58 : Carte du mur des altérites par les sondages de la Banque de Données du Sous-Sol du BRGM (BSS ; Genna et al., 2004)

La géostatistique

La géostatistique est l'étude quantitative de tout phénomène qui se déploie de façon structurée dans l'espace et/ou le temps. L'originalité de la démarche géostatistique est qu'elle part des données et non d'une hypothèse sur la loi suivie par la covariance de ces données comme nombre de méthodes d'estimation antérieures à la géostatistique (Chilès, 2004). Modéliser une surface géologique à partir de la méthode géostatistique se décompose en trois étapes principales (Favre, 2004 ; Chauvet, 2004 et Chilès, 2004):

1. *l'analyse structurale des données : cette analyse s'effectue principalement à travers l'étude critique du variogramme expérimental. Le calcul du variogramme expérimental est un calcul d'une fonction de covariance,*
2. *la modélisation : la modélisation est l'ajustement au variogramme expérimental d'un variogramme théorique. La donnée physique est convertie en outil mathématique auquel pourront s'appliquer les constructions théoriques,*
3. *le krigeage : c'est l'évaluation, dans l'espace de travail, des valeurs inconnues à partir des valeurs connues. Pour cela, la variance d'estimation associée à un estimateur linéaire donné est calculée et les pondérateurs qui conduisent à la variance d'estimation minimale sont déterminés.*

La modélisation géostatistique est réalisée à partir de l'interprétation de mille-cent-cinquante-sept forages, géoréférencés dans le système géodésique NTF (Nouvelle Triangulation de la France) associé au système de projection Lambert II étendu et dont l'altitude est exprimée relativement au zéro NGF (Nivellement Général de la France). Ces forages proviennent en partie de la Banque de Données du Sous-Sol (BSS, BRGM). Avant leur interprétation, chacun des forages a fait l'objet d'une validation de sa position, d'un dégroupage des différents niveaux lorsque cela s'est avéré nécessaire et d'un dégroupage des forages enregistrés sous le même identifiant (Peter-Borie et al., 2007b). Nous avons, de plus, organisé et suivi deux campagnes de forages, l'une dans le cadre de la mise à jour de la carte géologique de Bayonne par G. Karnay, et la seconde dans le cadre de la mise en place d'un réseau piézométrique. Ces forages ont alors été préférentiellement positionnés dans les secteurs où peu de données étaient disponibles.

Les informations issues des forages sont complétées par des valeurs de l'altitude de l'interface de l'altérite et de sa roche-mère sur des affleurements positionnés à l'aide soit d'un GPS différentiel, soit des orthophotographies littorales 2000 (Ortholittoral 2000, © IGN) à l'échelle de 1/5 000ème. Les lieux pour lesquels une ou des valeurs d'altitude sont disponibles (selon le nombre de formation recoupée), sont présentés Figure 60.

De plus, les limites d'affleurement correspondant au mur de chaque formation géologique intégrée dans le modèle ont été discrétisées et, à chacun des points obtenus, l'altitude de la topographie a été attribuée. Ainsi, des points complémentaires qui amélioreront l'estimation de l'altitude de la surface aux limites d'affleurement sont ajoutés aux données de base du modèle.

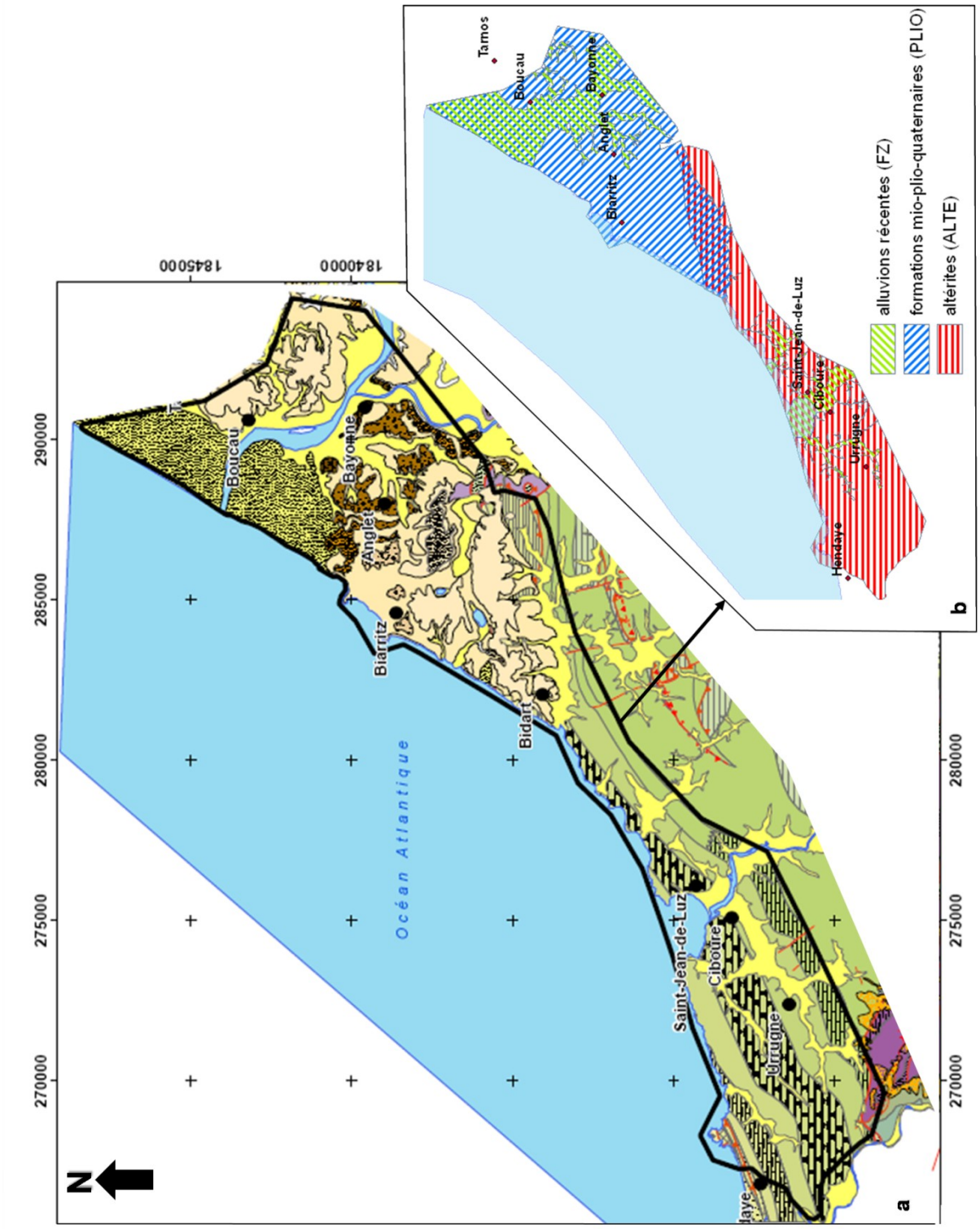


Figure 59 : Zone d'étude retenue pour la réalisation du modèle géologique : a. sur fond de carte géologique (légende en Annexe 2) ; b. sur fond de carte géologique simplifiée considérant la disposition possibles des entités FZ, PLIO, et ALTE

Altitude du mur de :			FZ	PLIO	ALTE
données issues des forages et des relevés de terrain	Données exactes (MEXA)	Nombre de valeurs	105	280	166
		Moyenne	-0,17	9,21	29,42
		écart type	10,21	22,39	27,40
		Minimum	-21,16	-39,45	-10,06
		Maximum	34,25	65,72	115,46
	Borne : inférieure à (MMIN)	Nombre de valeurs	0	39	43
		minimum		-11,82	2,13
		maximum		140,13	122,20
	Borne : supérieure à (MMAX)	Nombre de valeurs	29	394	71
		minimum	-30,43	-54,40	-0,67
		maximum	15,48	60,97	98,49
données issues des limites d'affleurement	Données exactes (MEXA)	Nombre de valeurs	229	78	0
		Moyenne	20,98	25,74	
		écart type	12,63	18,44	
		Minimum	1,00	4,00	
		Maximum	64,00	82,00	
Nombre total de valeurs issues des forages			134	713	280
Nombre total de données de type "exact"			334	358	166
Nombre total de valeurs			363	791	280

Tableau 3 : Paramètres statistiques des différents jeux de données renseignant sur l'altitude du mur des formations FZ, PLIO et ALTE

Selon si le forage a rencontré ou non le mur des formations géologiques nous intéressant ici, l'altitude du mur déduite de l'interprétation du forage est une valeur exacte (notée MEXA) ou une valeur inférieure ou supérieure :

- lorsqu'un forage a traversé la formation géologique considérée sans en atteindre le mur, alors, l'altitude de la base du forage représente une borne supérieure à l'altitude du mur de la formation ; cette valeur est notée MMAX,
- à l'affleurement, lorsque la formation considérée n'existe plus dans la zone étudiée car érodée, l'altitude de la surface topographique est une borne inférieure à l'altitude du mur de la formation considérée. C'est notamment probablement le cas de ce qui est observé le long de la Corniche d'Urrugne (exemple du site des Viviers-Basques, site 2 ; Annexe 3). Dans ce cas, la valeur de cette borne est le minimum qui peut être atteint par le mur de la formation, et est codée MMIN.

Les paramètres statistiques de l'ensemble de ces données de base sont résumés dans le Tableau 3.

Les variogrammes expérimentaux sont calculés à partir des valeurs exactes de l'altitude du mur des différentes formations et chaque modèle est ajusté avec les paramètres résumés dans le Tableau 4 . Ils sont omnidirectionnels : à l'échelle de l'étude, la structure des interfaces géologiques ne justifie pas la prise en compte d'anisotropies. Les variogrammes expérimentaux et les modèles de variogramme associés sont présentés sur la Figure 61 pour l'altitude du mur des alluvions récentes, sur la Figure 62 pour l'altitude du mur des formations plio-quaternaires et sur la Figure 63 pour l'altitude du mur des altérites. Dans ce dernier cas, un effet de pépite de 10 m apparait : sur une distance très faible, l'altitude du mur de l'altérite peut varier de façon importante du fait des indentations des altérites dans l'horizon karstifié et des épis de marno-calcaires dans les altérites (décrits dans le § II.3.3.1.2.3 p.61). Cet effet de pépite lié à la variabilité locale de l'altitude du mur d'une saprolite est par ailleurs assez courant (Quesnel, 1997, Wyns, 2008). En outre, on remarque également que le variogramme des altérites forme un palier, à partir d'une distance de

1500 m, dont la valeur est inférieure à celle de la variance. Il témoigne d'une possible cyclicité dans les valeurs de l'altitude du mur des altérites. Le variogramme n'est pas calculé au-delà 3500 m, car la largeur minimale de la zone d'étude est égale à cette valeur.

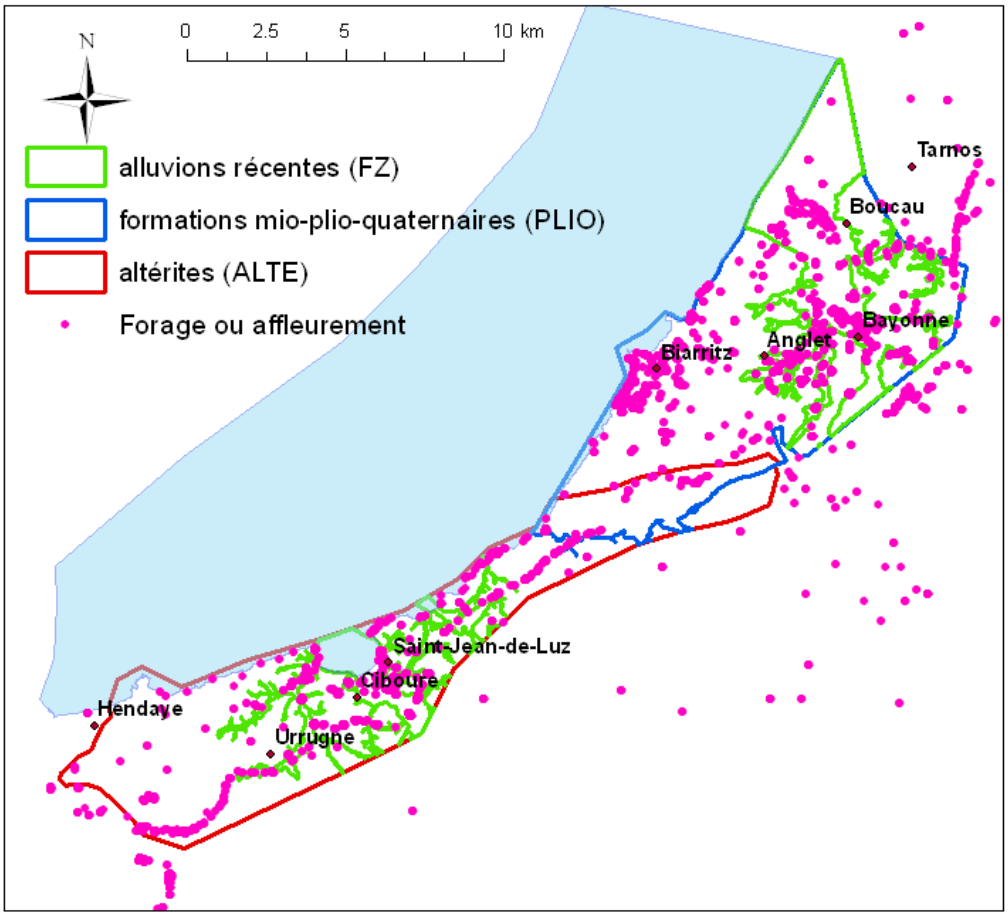


Figure 60 : Répartition géographique des forages et affleurements

Variable	Pas (m)	Nombre de pas	Modèle[8]	Palier (m)	Portée (m)
MEXAFZ	250	15	Sphérique 1	15	480
			Sphérique 2	187	1700
			Effet de pépite	2	
MEXAPLIO	250	20	Sphérique 1	74	390
			Sphérique 2	448	5020
MEXAALTE	250	10	Cubique	270	1950
			Effet de pépite	10	

Tableau 4: Paramètres utilisés pour calculer les variogrammes expérimentaux et paramètres des variogrammes ajustés

[8] Equation des modèles de variogrammes, avec C, le palier, a, la portée et h, le pas :

Modèle sphérique : $\gamma(h) = C\left[\frac{3}{2}\left(\frac{\delta h}{a}\right) - \frac{1}{2}\left(\frac{\delta h}{a}\right)^3\right]$ pour $(h < a)$, $\gamma(h) = C$ pour $(h > a)$ et $\delta = 1$;

Modèle cubique : $\gamma(h) = C\left[7\left(\frac{\delta h}{a}\right)^2 - \frac{35}{4}\left(\frac{\delta h}{a}\right)^3 + \frac{7}{2}\left(\frac{\delta h}{a}\right)^5 - \frac{3}{4}\left(\frac{\delta h}{a}\right)^7\right]$ et $\delta = 1$

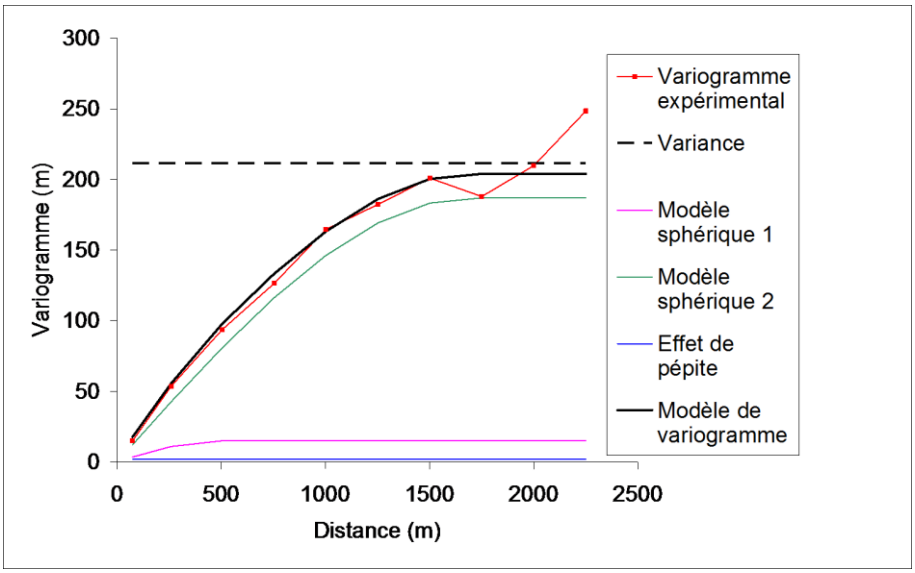


Figure 61 : Variogramme expérimental calculé à partir des données exactes de l'altitude du mur des alluvions récentes (MEXAFZ) et modèle de variogramme (nombre de paires minimum utilisé pour le calcul : 8803)

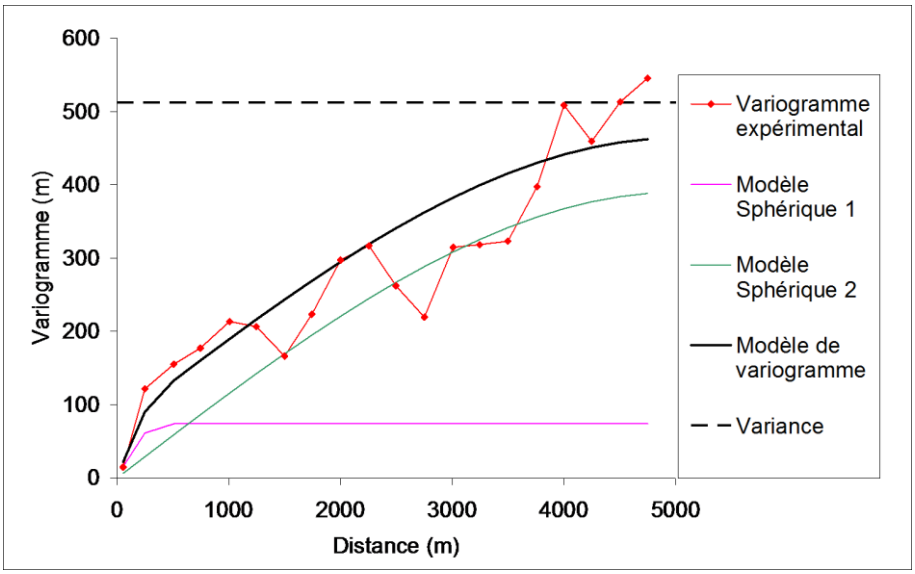


Figure 62 : Variogramme expérimental calculé à partir des données exactes de l'altitude du mur des formations plio-quaternaires (MEXAPLIO) et modèle de variogramme (nombre de paires minimum utilisé pour le calcul : 280)

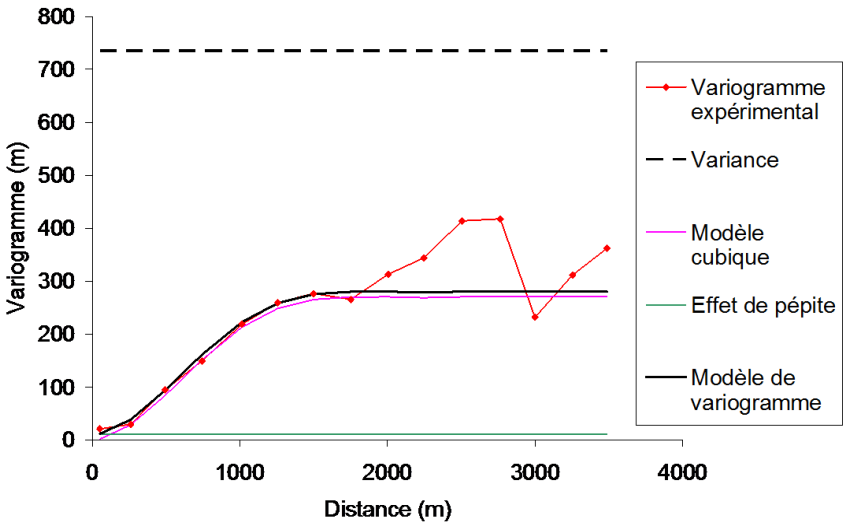


Figure 63 : Variogramme expérimental calculé à partir des données exactes de l'altitude du mur des altérites (MEXAALTE) et modèle de variogramme (nombre de paires minimum utilisé pour le calcul : 197)

Afin d'intégrer, dans le processus de krigeage, les valeurs inférieures et supérieures à l'altitude du mur de la formation étudiée, une estimation de la valeur de l'altitude du mur est réalisée selon la procédure conseillée par le manuel du logiciel utilisé (Géovariances, 2008). Le mur de chaque formation géologique est ainsi construit à partir des lieux pour lesquels une valeur exacte ou bornant l'altitude du mur de la formation est disponible, dans la limite de leur zone d'existence (Figure 59b), sur une même grille de blocs carrés de 50 m de coté.

La carte des altitudes du mur des altérites obtenues par krigeage et la carte d'erreur associée sont présentées sur la Figure 64.

Lors de l'interpolation en chaque maille de la grille, une altitude est estimée même si, en un point donné, il n'y a pas lieu d'attribuer une altitude en raison d'une érosion ultérieure. Afin de représenter l'altitude des différentes surfaces en adéquation les unes avec les autres, il est nécessaire d'effectuer des calculs permettant de prendre en compte les érosions successives sur l'ensemble du polygone de travail : l'altitude du mur de chaque formation est ainsi corrigée en sélectionnant, pour chaque maille, la valeur minimale entre celles de l'altitude du mur de la formation considérée et de l'altitude du mur de toutes les formations postérieures. Le modèle final résultant de ces calculs est présenté sur la Figure 65. Il est composé de :

a. la surface topographique,
b. la surface obtenue après suppression des alluvions récentes (FZ),
c. la surface obtenue après suppression des alluvions récentes (FZ) et des formations plio-quaternaires (PLIO),
d. la surface obtenue après suppression des alluvions récentes (FZ), des formations plio-quaternaires (PLIO) et des altérites (ALTE), c'est aussi le toit du substratum.

En complément l'épaisseur des altérites est calculée par différence des altitudes respectives de la surface du mur corrigée des alluvions récentes (FZ) et des formations plio-quaternaires (PLIO) et de la surface du toit du substratum (Figure 66).

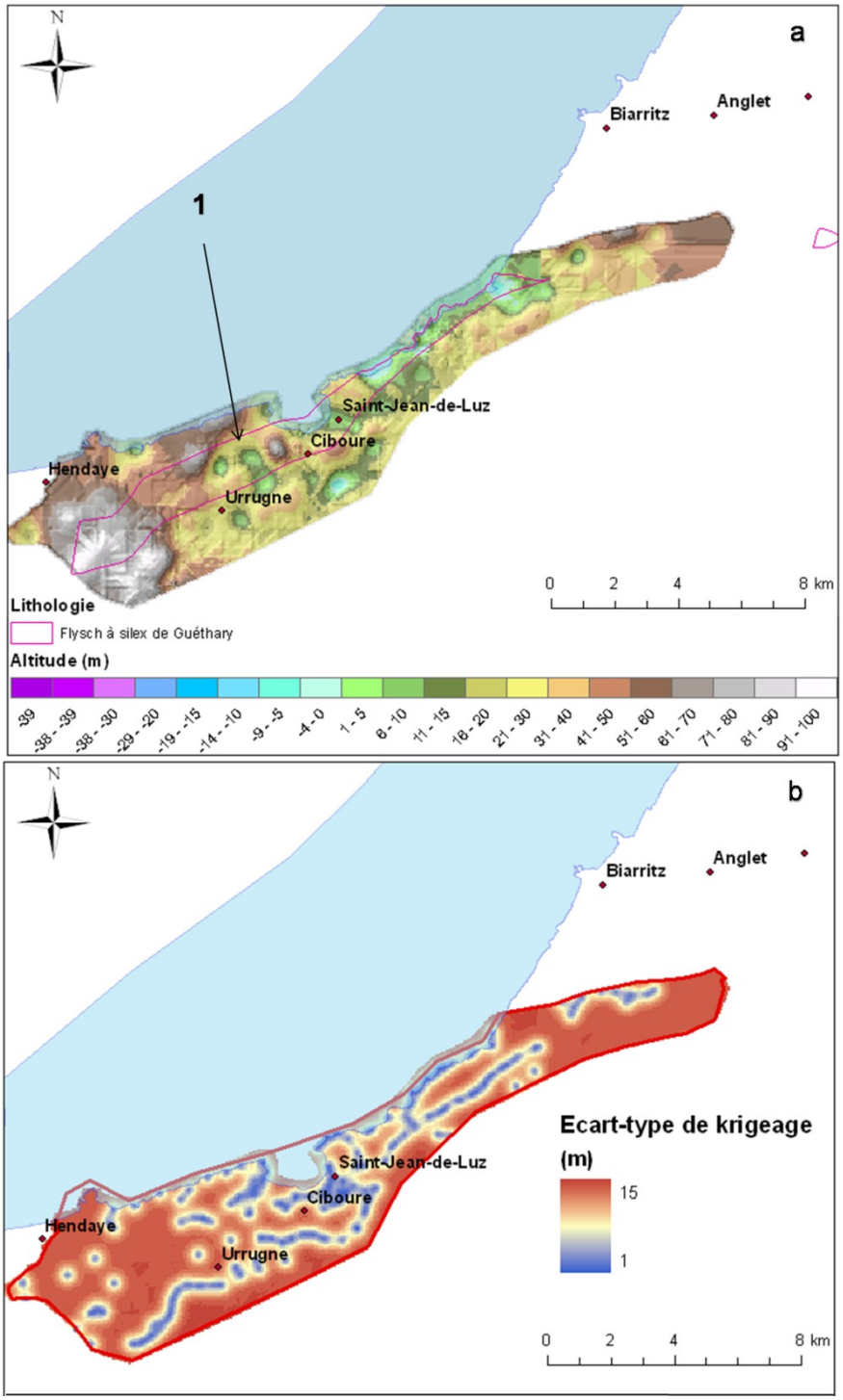


Figure 64 : a. Altitude du mur des altérites (surface ALTE) obtenue par krigeage ; b. Ecart-type associé

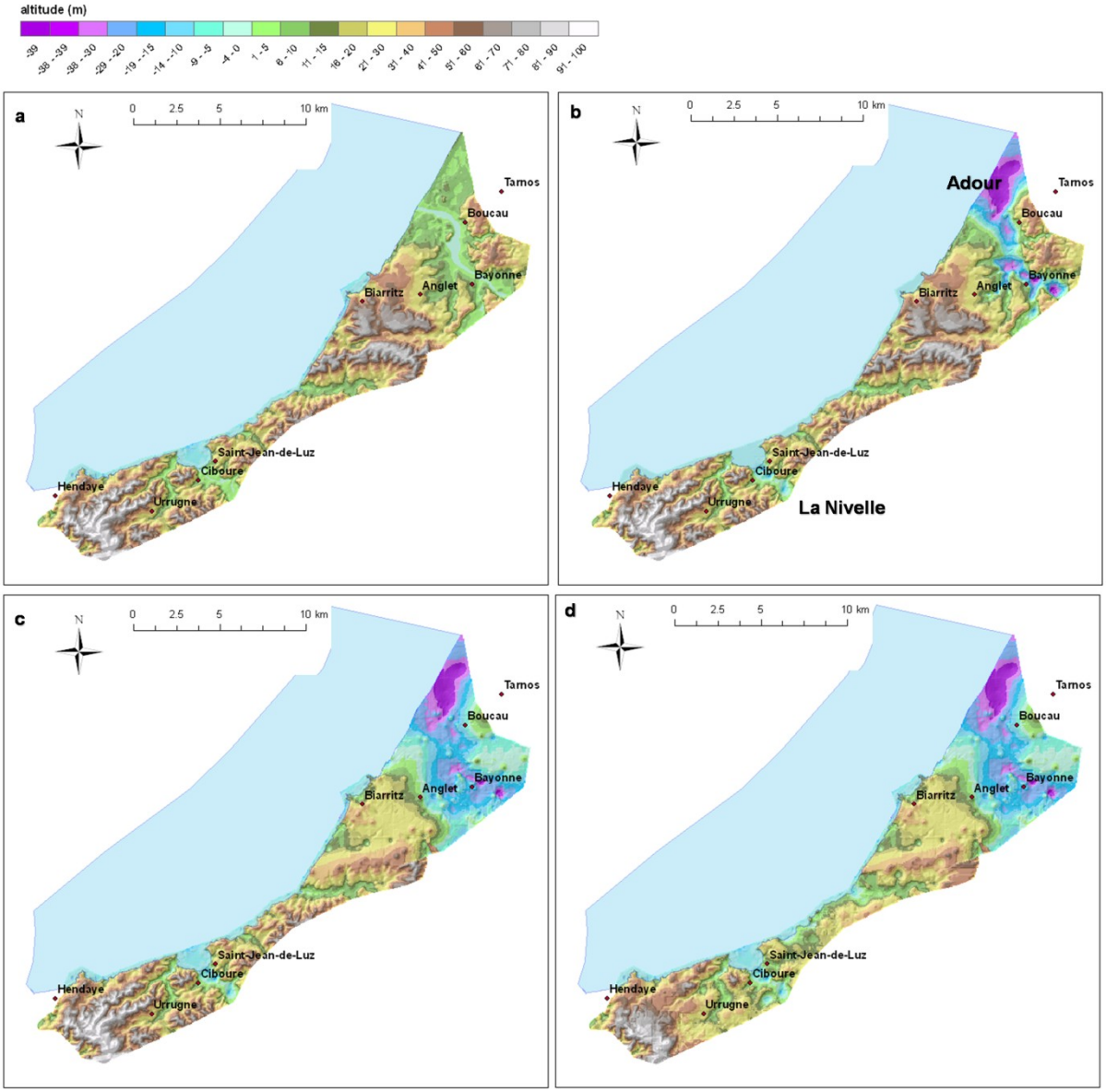


Figure 65 : a. Surface topographique ; b : Surface obtenue après suppression des alluvions récentes (FZ) ; c : Surface obtenue après suppression des alluvions récentes (FZ) et des formations plio-quaternaires (PLIO) ; d : Surface obtenue après suppression des alluvions récentes (FZ), des formations plio-quaternaires (PLIO) et des altérites (ALTE), c'est aussi le toit du substratum et le mur des altérites dans la limite de leur présence

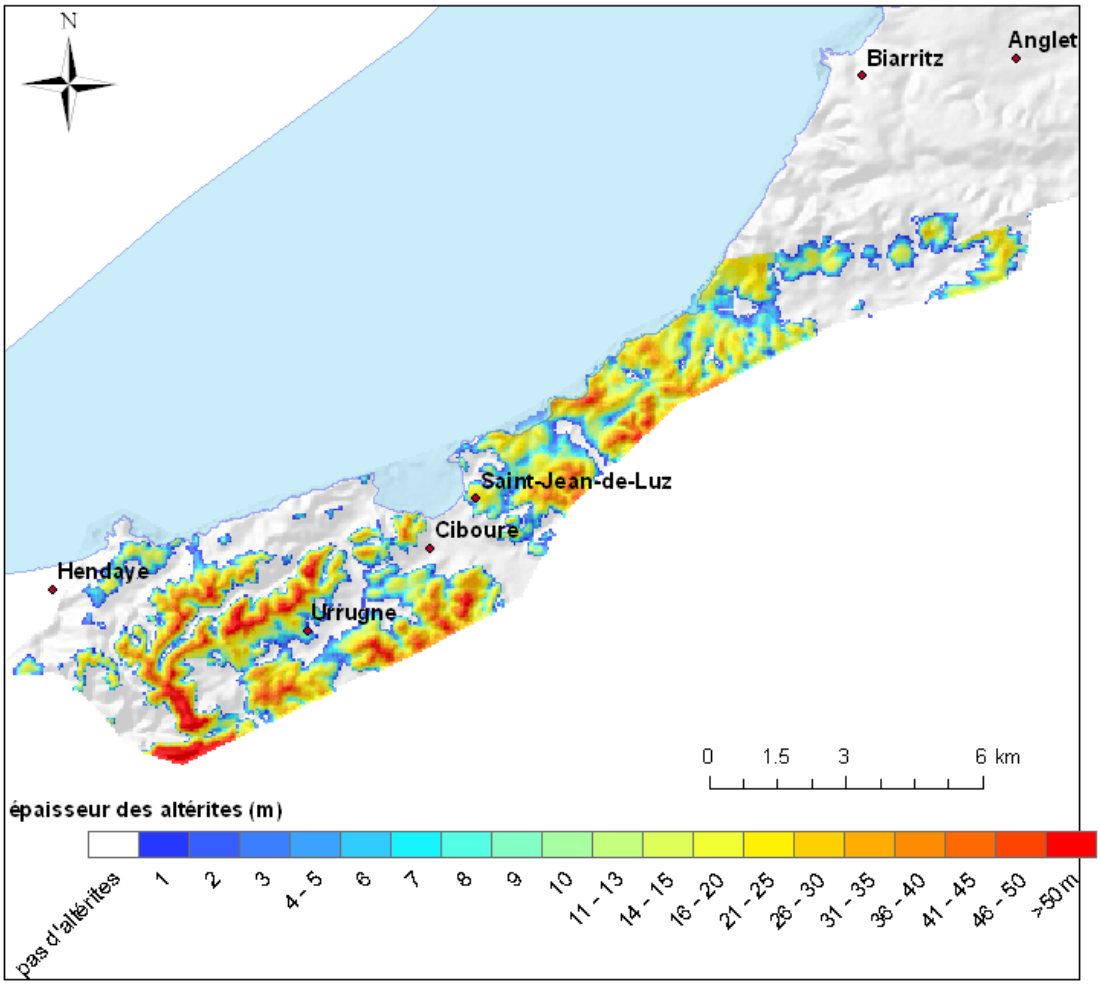


Figure 66 : Epaisseur des altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur (carte des isopaques)

II.3.6.2.3. RESULTATS ET INTERPRETATIONS

La description des résultats et interprétations associées sont d'abord focalisées sur la carte des altitudes du mur et des isopaques des altérites (1), ensuite, le modèle géologique dans son ensemble et la place des altérites dans ce modèle sont étudiés (2).

1. Carte des altitudes du mur des altérites

Avant tout interprétation, il est important de rappeler que la carte de l'altitude du mur des altérites obtenue par modélisation géostatistique est une estimation de la réalité entachée d'une erreur. La dimension de maille choisie pour la grille (50 m), empêche toute détection de structure de demi-longueur d'onde inférieure à cette distance. Les irrégularités locales sont alors lissées.

L'étude détaillée de la morphologie de la surface modélisant le mur de l'altérite montre que (Figure 64) :

- celle-ci apparait par endroit comme bosselée (1 sur la Figure 64), ce qui peut surprendre pour une carte issue d'un krigeage. En effet, cette méthode d'estimation a

tendance à lisser le phénomène étudié. Cependant, ces dénivellations traduisent bien la réalité de l'irrégularité de l'altitude du mur, irrégularité déjà évoquée (*cf.* § II.3.3.1.2.3 p.61 et Figure 41). L'analyse de l'altitude du mur d'un forage à l'autre, même voisins (et parfois distants de moins de 50 m) montre que ces altitudes peuvent présenter des écarts supérieurs à 15 m,

- celle-ci ne suit pas la topographie actuelle. Les épaisseurs maximales d'altérites (Figure 66) sont situées au droit des crêtes topographiques, et cette formation disparait souvent dans les talwegs. Cette observation démontre que l'altération s'est développée sous une paléosurface différente de la surface topographique actuelle.
- l'altitude de cette surface est :
  - plus élevée à l'extrémité sud-ouest de la zone étudiée qu'ailleurs. Cette évolution spatiale de l'altitude du mur des altérites peut avoir différentes causes, et nous proposons ici deux hypothèses, qui peuvent être complémentaires :
    - la direction dans laquelle s'observe la baisse de l'altitude du mur des altérites est également celle du plongement du pli régional conique qui affecte les formations crétacées (*cf.* § I.2.2 p.10). Le mur des altérites est plus profond dans les zones les plus plissées (flanc inverse du pli conique). L'intensité du plissement des formations géologiques pourrait alors être un élément structural augmentant l'altérabilité des roches. En effet, les discontinuités engendrées par un tel phénomène (notamment les fentes d'extrados très largement ouvertes dans le cas des plis en chevrons) permettraient la pénétration de l'eau dans le massif, alors que l'hétérogénéité lithologique dans l'espace (non continuité latérale des bancs imperméables par exemple) aurait pu créer des zones de stockage de l'eau, lui laissant ainsi le temps d'altérer la roche,
    - un soulèvement tardif de l'extrémité sud de la région peut avoir rehaussé, *a posteriori*, le mur des altérites. Un tel soulèvement est par ailleurs proposé par Deserces (1973) conséquemment au rejeu de failles à la fin du Würm,
  - plus basse dans le Flysch à silex de Guéthary, dont les contours sont précisés sur la Figure 64 et, dans une moindre mesure, dans le Calcaire de Béhobie qui affleure au sud-est de cette première formation, que dans le Flysch marno-calcaire de Socoa qui affleure sur le littoral d'Urrugne. Cette variation spatiale du mur des altérites est corroborée par la répartition des lagunes qui témoigne d'une altitude du front de saprolitisation plus basse dans le Flysch à silex de Guéthary (et alors, proche du niveau marin) que dans le Flysch marno-calcaire de Socoa (*cf.* § II.3.6.1.2). Du fait de cette évolution spatiale de la base des altérites, les reliefs côtiers où affleure le Flysch à silex de Guéthary sont formés par les altérites, moins résistantes que leur roche-mère. En outre, cette particularité spatiale permet d'émettre l'hypothèse que les marno-calcaires qui présentent un faciès de dépôt proximal et qui sont, de ce fait, les plus carbonatées, comme le Flysch à silex de Guéthary, sont plus altérables que les autres formations. Ces sont des roches à leur forte teneur en carbonate ; cette dernière apparait ainsi influer sur l'altérabilité.

2. Modèle géologique

Outre les conclusions et interprétations relatives aux altérites, le modèle géologique (Figure 65) permet de mettre en évidence les paléovallées quaternaires. Notamment, sur la Figure 65b, on observe, à proximité de l'Adour, un sillon profond, de direction perpendiculaire à celui de l'Adour. Il s'agit là de la paléovallée creusée au cours du dernier maximum glaciaire (Annexe 1, Deserces, 1973) et remplie aujourd'hui par des dépôts flandriens (*cf.* § I.2.4.4 p.18).

Par ailleurs, l'ensemble du travail cartographique nécessaire à la réalisation de ce modèle a permis de compléter la carte géologique par la représentation des altérites. La nouvelle carte ainsi obtenue est présentée en Annexe 6.

II.3.7. Synthèse et conclusions

Les études pétrographiques ont permis de démontrer que l'altération des marno-calcaires à faciès flysch du littoral basque est un processus relativement peu évolué, qui a uniquement consisté en une oxydation et une dissolution des carbonates de la roche-mère. Les minéraux dont la solubilité s'est révélée très faible à nulle dans les conditions physiques et chimiques de l'altération forment ainsi les altérites, dont la composition minéralogique varie en fonction de celle de la roche-mère. Ainsi, parce que le faciès des marno-calcaires a évolué au cours du Crétacé supérieur, les altérites associées à ces roches ne sont pas strictement identiques. De ce fait, leur comportement hydrogéologique et géotechnique peut différer, notamment lorsque les cortèges argileux évoluent.

Les travaux présentés dans ce chapitre ont également permis la reconstitution des processus d'altération majeurs : l'eau pénètre dans les massifs rocheux par les discontinuités préexistantes ; en dissolvant leurs épontes sur une épaisseur variable, elle façonne des conduits qui présentent une morphologie karstique, à l'intérieur desquels subsistent les résidus de l'altération, l'altérite. Cette dernière observation montre que l'altération a été effectuée par une masse d'eau à potentiel hydraulique nul, faisant probablement appel à des processus de « fantômisation ». Une fois émergé, le matériau se tasse sous son propre poids (consolidation, hormis dans les niveaux les plus marneux), mais conserve sa structure originelle (stratification et plis), ce qui en fait un horizon d'altérite intermédiaire entre l'isaltérite et l'allotérite. Ce mode d'altération induit donc la conservation des hétérogénéités spatiales de la roche-mère, et l'apparition de nouvelles (déformations suite au tassement, différence de consolidation). Ainsi, on peut d'ores et déjà supposer une fluctuation spatiale des caractéristiques géotechniques et hydrogéologiques des altérites à l'échelle des hétérogénéités géologiques (millimétrique et centimétrique, pour la variabilité lithologique, et métrique et décamétrique, pour les variations structurales).

L'étude de la répartition spatiale des altérites et des morphologies associées est, par ailleurs, à l'origine de l'hypothèse selon laquelle plus la roche-mère est riche en carbonate, plus elle est altérable : l'eau de la nappe pénètre plus aisément dans les niveaux carbonatés les plus grossiers, sans doute plus perméables que les niveaux marneux, et, en outre, qui sont constitués de moins de minéraux insolubles. Ainsi, le front d'altération s'est enfoncé plus facilement dans les roches à faciès proximal, que dans celles à faciès distal. De ce fait, l'épaisseur d'altérites est plus importante sur les reliefs côtiers formés par l'altérite du Flysch

à silex de Guéthary qu'ailleurs. Sa base est, en outre, à une altitude proche du niveau marin. Le littoral concerné par cette roche apparait ainsi plus sensible aux phénomènes d'érosion et d'instabilités.

Chap. II.4. Modèles conceptuels d'altération

Celui qui confesse son ignorance
la montre une fois ;
celui qui essaie de la cacher
la montre plusieurs fois

Proverbe japonais

II.4.1. Essai de reconstitution de l'environnement et des processus d'altération des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur

Le recueil de l'ensemble des données présentées précédemment a permis l'ébauche d'un modèle conceptuel retraçant l'évolution spatiale et temporelle des altérites dans le Pays-Basque. Ce modèle, basé sur de nombreuses hypothèses, doit évoluer en fonction des connaissances que nous apporteront les diverses études encore en cours, comme l'étude hydrogéologique, ou à réaliser, comme l'étude régionale des altérations. En l'état actuel des connaissances, un modèle d'altération est proposé (Figure 67) ; il permet à la fois d'expliquer l'évolution lithologique des massifs du Crétacé supérieur, la géométrie spatiale des horizons d'altération et les morphologies associées à l'altération.

Après la surrection des marno-calcaires à faciès flysch lors de l'orogenèse pyrénéenne, les conditions tectoniques, climatiques et sédimentaires se sont révélées favorables à la mise en place de processus d'altération des roches carbonatées par fantômisation. Cette altération s'est produite après la surrection des marno-calcaires et est donc post-éocène, voire post-oligocène car cette période est encore le siège de mouvements tectoniques (Gély et Sztràkos, 2001). Il est probable qu'elle se soit produite avant les glaciations quaternaires, pendant lesquelles la dynamique était à l'érosion (creusement de profondes vallées) et non à l'altération. L'altération s'est donc probablement produite au cours du Néogène. La ligne de rivage était alors beaucoup plus à l'ouest qu'aujourd'hui (Annexe 1) : au Miocène, la zone littorale actuelle était en domaine continental, et le reste malgré une transgression au Pliocène (Alvinerie *et al.*, 1992). Les températures étaient alors globalement plus élevées qu'aujourd'hui, malgré un maximum glaciaire à la fin du Miocène (5-6 Ma) qui a, par contre, eu pour conséquence d'assécher le climat en Aquitaine (Bellec, 2003).

La fantômisation telle qu'elle a été décrite en Belgique par Vergari et Quinif (1997) résulterait d'un effet de « pile ionique » à l'interface entre l'eau d'un aquifère de sables

pyriteux à pH acide et celle contenue dans les calcaires, à pH basique et gradient hydraulique nulle. Actuellement, aucun aquifère sableux ne recouvre les altérites. Cependant, à partir du Néogène, peut-être même de l'Oligocène, des formations détritiques, issues du démantèlement des reliefs pyrénéens, ont pu recouvrir les marno-calcaires du Crétacé supérieur. Ces formations de couverture auraient alors pu former un aquifère contenant une nappe à pH acide. L'eau de cette nappe interagie avec l'eau contenue dans les calcaires crétacés engendrant la dissolution des carbonates et l'oxydation du matériau. Cette altération soustractive s'effectue *per descensum,* l'eau s'infiltrant depuis le toit des marno-calcaires au sein du massif *via* les discontinuités préexistantes. En pénétrant dans les discontinuités, l'eau imbibe le matériau carbonaté sur quelques décimètres à partir des épontes. Actuellement, au droit de ce front d'altération que nous avons dénommé « front d'altération », des anneaux de Liesegang marquent plusieurs niveaux de pénétration au sein de la roche. Ces « pulsations » peuvent être liées à des variations du volume d'eau disponible ou de pression hydrostatique. Les carbonates sont dissous dans les zones où l'eau a imprégné la roche, et des conduits au modelé similaire aux conduits observés dans les endokarsts classiques se forment. Cependant les résidus d'altération restent en place : les conduits sont remplis d'altérite. Les phénomènes de dissolution par diffusion ionique engendrent la disparition totale de la calcite et conserve l'agressivité de l'eau (énergie chimique) : la roche calcaire est transformée en « fantôme de roche » silto-argileux (Figure 67).

Les conduits contenant les « fantômes de roche », de diamètre décimétrique à métrique, sont localisés dans l'horizon karstifié, ce sont des « racines » à partir desquelles l'altération en masse se développe. En effet, au-dessus du front de saprolitisation, l'ensemble du massif rocheux a été altéré, probablement selon le même processus : l'eau est diffusée dans la matrice rocheuse à partir des conduits qu'elle a progressivement agrandi par dissolution, jusqu'à altérer l'ensemble du massif carbonaté. Les niveaux épais marneux peuvent présenter une phase intermédiaire marneuse suffisamment importante pour être visible à l'échelle macroscopique avant de se transformer totalement en argile : la forte teneur en argile de ces niveaux est probablement à l'origine d'une perméabilité moindre et, de ce fait, d'une pénétration plus difficile de l'eau dans ces niveaux. Ensuite, la désaturation des altérites, postérieurement à l'altération, s'est traduite par un tassement de cette formation.

Les roches les plus carbonatés, comme le Flysch à silex de Guéthary, ont des faciès au sein desquels l'altération pénètre plus facilement : ce phénomène peut être la conséquence :

- du taux élevé de carbonates par rapport à la fraction argileuse facilite la pénétration de l'eau dans le massif,
- la compétence de ces matériaux a engendré des déformations cassantes plus importantes que dans les faciès marneux : les nombreuses discontinuités subséquentes qui découpent les bancs sont autant de portes d'entrée pour l'altération.

Cette altération n'est sans doute pas le fruit d'une seule phase ; plusieurs épisodes ont pu se succéder à la faveur des évolutions climatiques, sédimentaires et tectoniques comme cela s'observe sur de nombreux profils d'altération (Wyns, 2008). En ce sens, des arguments complémentaires et de validation de ce modèle conceptuel d'altération

pourraient être apportés par une datation de l'altération, en cours (datation par les rapports isotopiques K/Ar et $^{40}Ar/^{39}Ar$ dans les oxydes de manganèses potassiques, Vasconcelos et al., 1994a et b, Bruyère, 2004, Peter-Borie *et al.,* 2006a).

L'eau de l'aquifère de couverture a également engendré l'altération des matériaux de cette formation. Par ailleurs, au nord des massifs crétacés, les formations carbonatées éocènes et oligocènes ont réagi à leur manière à ces conditions altérantes : les karsts des calcaires oligocènes ont pu être d'anciens fantômes de roche évidés.

Postérieurement à l'altération ou de façon synchrone, un soulèvement tardif de la zone sud du Labourd est envisagé : des mouvements néotectoniques expliquent en partie la géométrie du mur de l'altérite et l'érosion d'une hypothétique formation de couverture sur les marno-calcaires ainsi que de la partie la plus évoluée de l'altérite. En outre, ils expliqueraient la vidange de certains conduits. De tels mouvements sont par ailleurs suggérés par Deserces (1973) à la fin du Würm.

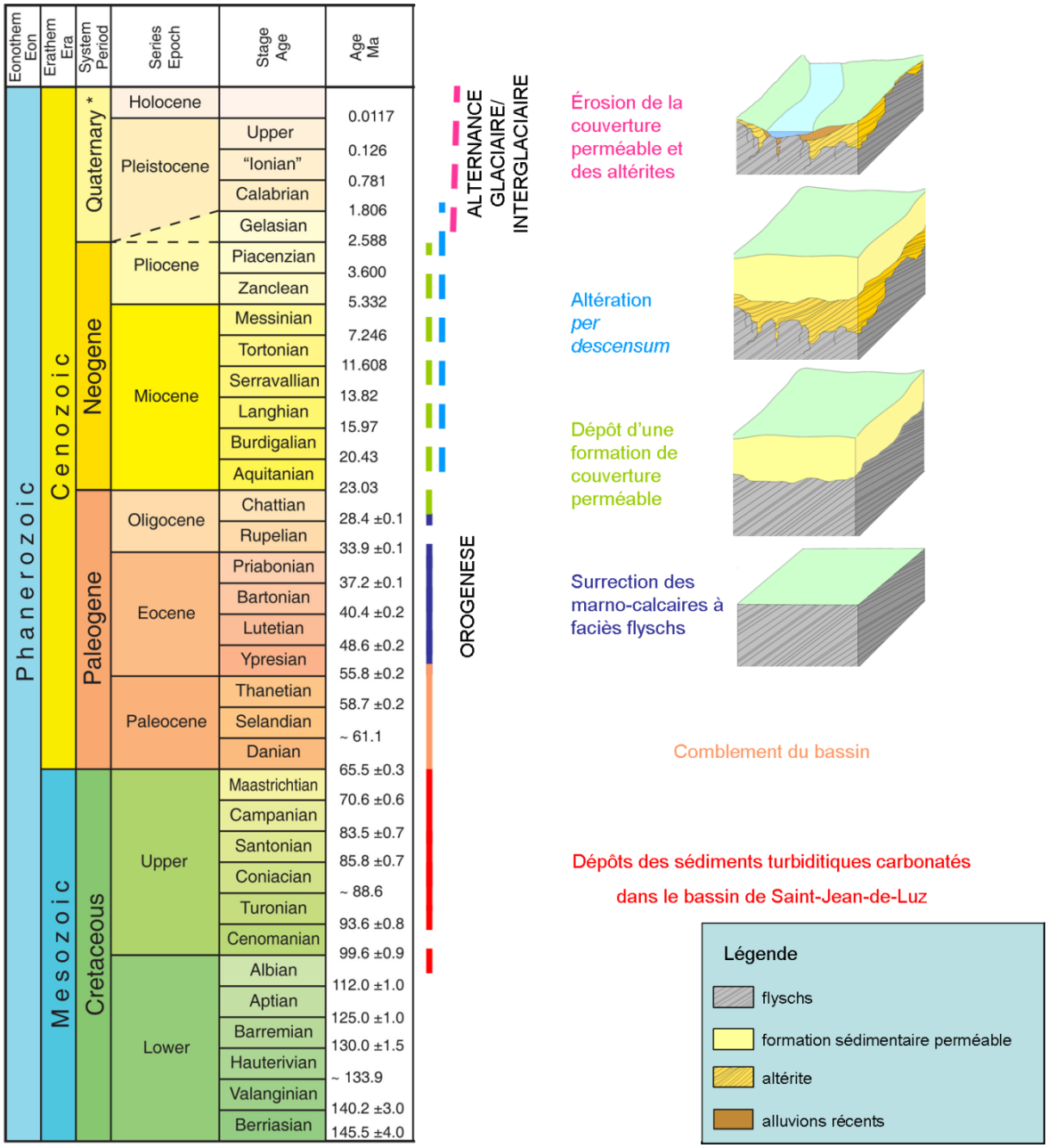


Figure 67 : Modèle d'altération

II.4.2. Relation entre les processus majeurs d'altération et la morphologie côtière

Selon le modèle proposé précédemment, la variabilité de la nature lithologique des roches, qui a guidé, pendant l'orogenèse pyrénéenne, la structuration du massif de marno-calcaires du Crétacé supérieur, est à l'origine des différences de pénétration de l'altération : les roches dont les faciès sont les plus proximaux montrent une plus grande sensibilité à l'altération que les celles à faciès distal. Ainsi, le mur de l'altérite des marno-calcaires les plus carbonatés est globalement plus profond (proche du zéro marin actuel sur le littoral) que celui des roches plus marneuses (environ 20 m NGF sur le littoral).

Ce développement hétérogène de l'altérite, couplé à une structuration des marno-calcaires subparallèle au littoral, est à l'origine du développement de baies sur le littoral actuel : le modèle de formation des baies dans le temps proposé par A. Genna *et al.* (2004, 2005) est ici également appliqué à l'évolution spatiale du paysage (Figure 68 ; Peter-Borie *et al.*, 2007c) :

- le Flysch marno-calcaire de Socoa, moins altérable, forme les falaises au sud de la zone étudiée, sur la commune d'Urrugne. Ces falaises sont découpées par de larges discontinuités verticales, perpendiculaires au plan de stratification, à partir desquels l'érosion marine et continentale creuse la roche (phase 1),
- lorsque l'érosion a franchi la barrière rocheuse formée par cette roche, elle s'attaque à l'altérite du Flysch à silex de Guéthary, dont le mur est proche du niveau marin. Dans ce matériau tendre, elle agit plus efficacement que dans les roches compétentes, et des baies se forment avec une entrée protégée par les roches marneuses et dont l'anse s'élargie dans l'altérite (phase 2). C'est ce qui s'est produit pour la formation des baies entre Saint-Jean-de-Luz et Cénix,
- la barrière formée par le Flysch marno-calcaire de Socoa subit encore les attaques de l'érosion et disparaît peu à peu, laissant place à un estran rocheux important (l'estran forme une bande de près de 500 m à Guéthary) et à un relief côtier sculpté dans l'altérite du Flysch à silex de Guéthary (phase 3),
- enfin, l'estran est totalement érodé par l'action de la houle, des plages de sables se forment, et les collines argileuses formées par l'altérite, peu stables, sont directement exposées à la houle (phase 4). C'est le cas des reliefs côtiers au nord de Guéthary et au sud de Bidart.

Cette vision nouvelle de l'évolution des baies, induite par la répartition spatiale des altérites, et donc par les processus d'altération, ouvre des perspectives d'étude afin de définir la dynamique d'érosion côtière sur le littoral basque. Dans la partie suivante, nous nous intéressons aux processus de déstabilisation des altérites, dans l'objectif d'identifier les facteurs responsables des instabilités et donc, d'une partie de l'érosion côtière.

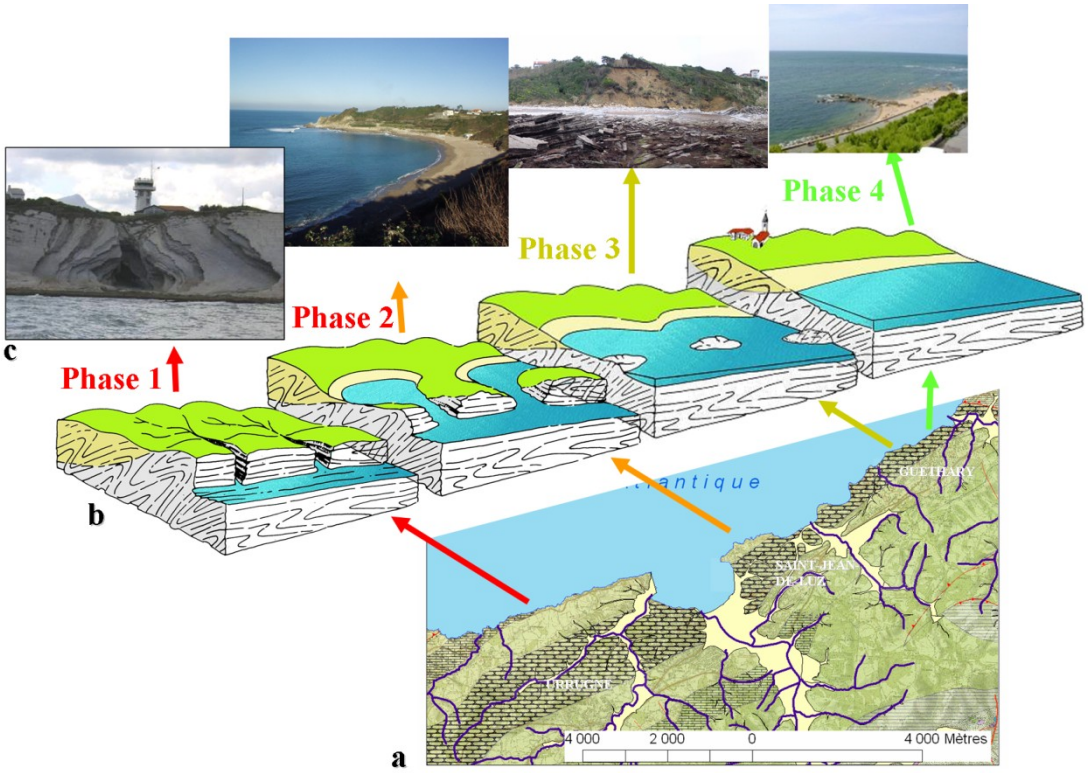


Figure 68 : Modèle de développement des baies sur le littoral ; a. Carte géologique (légende en Annexe 2) ; b. Bloc diagramme représentant les différentes étapes (Genna et al., 2004) ; c. Illustrations

PARTIE III.

Instabilités dans les altérites de la zone littorale

La seule chose
qui ne changera jamais,
c'est que tout est
toujours en train de changer

Le Yi-King

Chap. III.1. Introduction

Les marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur forment les deux-tiers des reliefs littoraux actuels du Pays Basque français (Annexe 6). Ils sont divisés en plusieurs unités lithostratigraphiques :

- le Flysch à silex de Guéthary (Coniacien inférieur), le Flysch marno-calcaire de Socoa (Coniacien supérieur à Santonien moyen) et le Flysch d'Hayzabia, comprenant la Turbidite de Makila et les Marno-calcaires de Loya (Santonien supérieur à Campanien moyen) qui affleurent sur le littoral,
- le Calcaire d'Ablaintz et de Villa Rosa (Cénomanien supérieur à Turonien inférieur) et le Calcaire de Béhobie (Turonien moyen à supérieur), présents dans l'arrière-pays proche.

Ces roches ont subi, au cours du Néogène, une ou des phases d'altération à l'origine du développement d'altérites argilo-silteuses, dont l'étude a fait l'objet de la partie précédente (pétrographie *cf.* § II.3.5 p.76, cartographie *cf.* § II.3.7 p.94 et génèse *cf.* § II.4.1 p.97). La transition de la roche-mère saine à l'altérite se fait par l'intermédiaire d'un horizon karstifié, caractérisé par la présence de conduits de type karstique dans lesquels subsiste parfois encore l'altérite en place. Cet horizon se développe entre un front de saprolitisation (au contact de l'altérite) et un front d'altération (au contact de la roche-mère saine). Ce dernier a pénétré le plus profondément dans les faciès les plus carbonatés ; l'épaisseur d'altérite peut alors atteindre plusieurs dizaines de mètres (*cf.* § II.3.7 p.94). La variabilité de l'altérabilité des roches du Crétacé supérieur, associée au contraste de résistance à l'érosion entre les marno-calcaires et les argiles silteuses, ont, en partie, conditionné la morphologie actuelle du littoral et notamment la formation des baies (*cf.* § II.4.2 p.101). Ces dernières, creusées dans les altérites, correspondent à des secteurs où l'érosion a progressé plus rapidement que sur le reste du littoral.

La conséquence de la présence des altérites quant à l'érosion du littoral est l'objet de cette partie. Dans un premier chapitre, nous proposons une étude de l'érosion du littoral basque à partir de :

- la cartographie des zones historiquement en érosion. Amorcés dès 2004 dans le cadre des travaux de l'Observatoire de la Côte Aquitaine (Aubié *et al.*, 2005a et b), ces travaux ont pour objectif la définition des zones récemment et actuellement instables,
- le recensement des facteurs d'érosion. Actuellement, et comme nous le montrerons dans le § III.2.2.3 (p.118), l'érosion des reliefs côtiers du Pays Basque est le fait de nombreuses instabilités de terrain.

L'importance des mouvements de terrain dans les processus de désagrégation des reliefs littoraux ainsi établie, la suite de cette partie est dédiée à l'étude détaillée des instabilités dans les altérites. Outre les aspects géologiques, objet de la partie précédente, l'étude du contexte environnemental des instabilités qui mobilisent ces roches est complétée par l'estimation des conditions géotechniques et hydrogéologiques. Les facteurs

et processus qui conduisent aux instabilités sont alors appréciés au moyen de la rétro-analyse d'un mouvement de terrain récent.

Enfin, à partir de l'amélioration des connaissances géologique, hydrogéologique, géotechnique, des facteurs et des processus, un outil de détermination systématique de l'aléa mouvement de terrain lié à l'altérite est proposé. Il permettra de compléter et de faire évoluer régulièrement et rapidement la première estimation de l'aléa réalisée par J.-L. Nedellec *et al.* (2005 ; Figure 69).

Figure 69 : Cartographie de l'aléa mouvement de terrain (Nedellec et al., 2005, modifiée)

Chap. III.2. Implication des altérites dans l'érosion du littoral

L'objet de ce chapitre est d'estimer les conséquences, sur l'érosion du littoral, de la présence des altérites des marno-calcaires. Pour cela, nous proposons :

- une cartographie des zones en érosion,
- une analyse des processus d'érosion en relation avec les agents érosifs et la nature des roches qui forment les reliefs côtiers.

III.2.1. Cartographie des zones en érosion

La cartographie des zones en érosion est basée, d'une part, sur la localisation des zones ayant présenté ou présentant toujours un risque, ce qui a nécessité, dans la plupart des cas, la mise en place d'ouvrages de protection, et, d'autre part, sur l'étude de l'évolution historique du trait de côte, défini ici comme le pied des falaises ou collines vives, à partir des documents cartographiques anciens.

III.2.1.1. Parades et ouvrages de protection

Face à l'érosion du littoral rocheux de la Côte Basque, des parades et des ouvrages de protection ont été mis en place. Le recensement des ouvrages de protection contre l'érosion des reliefs littoraux basques a été entrepris dès 2003 (Alexandre *et al.*, 2003) à partir de l'interprétation des photographies aériennes de la campagne de 2000 (Ortholittoral 2000, ©IGN). Cette étude est, ici, complétée par les observations de terrain qui ont permis de localiser les nouveaux ouvrages construits entre 2000 et 2008.

La parade la plus fréquente, présente sur un quart du linéaire côtier étudié (soit 4,8 km), est l'enrochement du pied des reliefs (Figure 70). Dans les zones les plus urbanisées (la Baie de Saint-Jean-de-Luz), ou au dessus des plages les plus touristiques (plages d'Erromardie à Saint-Jean-de-Luz, de Parlementia et de l'Uhabia à Bidart), cette parade est complétée par des ouvrages en maçonnerie (perrés, murs de soutènement et digues). En pied de falaise, ces parades et ouvrages ont pour objectif de maintenir une butée tout en le protégeant de l'effet de sape par la houle. Les confortements de falaises, consistant en un drainage et un profilage effectués dans le but de stabiliser l'ensemble du versant, sont circonscrits, en l'état actuel du recensement, au seul site de Parlementia à Guéthary (Figure 70).

Parmi les reliefs formés par les marno-calcaires du Crétacé supérieur et/ou leur altérite, trois secteurs ont fait l'objet d'importants travaux : la Baie de Saint-Jean-de-Luz,

l'Anse d'Erromardie et les reliefs côtiers de la commune de Guéthary et du Nord de la commune de Saint-Jean-de-Luz (Figure 70). Ils apparaissent ainsi comme des tronçons particulièrement sensibles à l'érosion. En effet, ces zones sont caractérisées par des reliefs côtiers formés par l'altérite du Flysch à silex de Guéthary ou par des alluvions récentes dont le mur est à une cote proche du niveau marin (*cf.* § 0 p.71 pour la cartographie des formations superficielles).

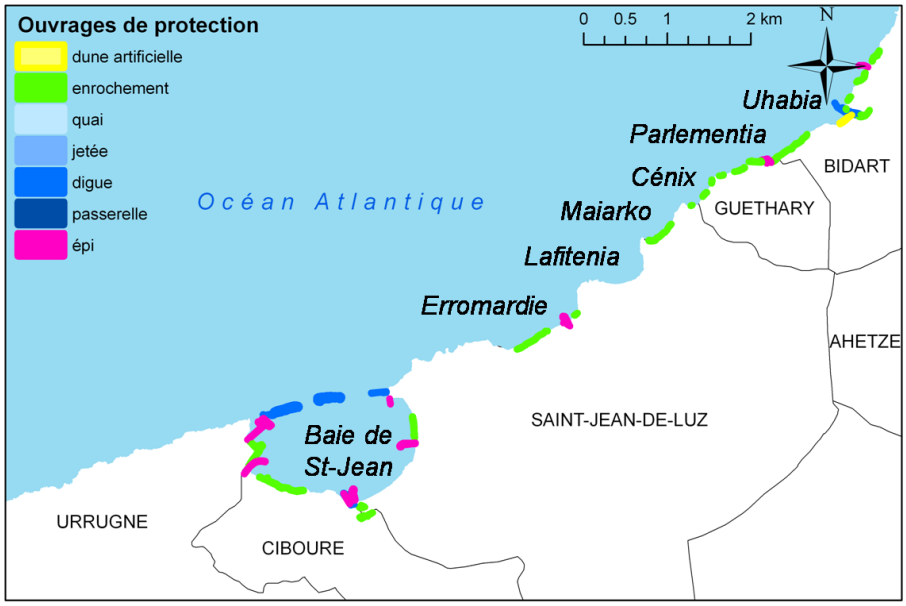


Figure 70 : Cartographie des ouvrages de confortement et de protection du littoral (Alexandre et al., 2003, modifié)

III.2.1.2. Evolution historique des reliefs littoraux formés par les marno-calcaires à facies flysch

L'étude de l'évolution du trait de côte, qui permet l'estimation d'un taux d'érosion (*cf.* encadré « Estimation du taux d'érosion » p. 114), est fréquemment réalisée à partir de la comparaison de cartes anciennes et récentes ou encore de photographies aériennes (Robinson, 2004 ; Pierre, 2006). Sur la Côte Basque, ce type d'étude a été effectué à partir des cartes anciennes du SHOM[9] (1829, 1882) et des photographies aériennes (missions de 1938, 1968, 1992 et 2000) géoréférencées (précision estimée : 20 m, Aubié *et al.*, 2005a et b). Les premières interprétations ont permis d'estimer un recul moyen de 30 cm/an (Aubié et al, 2005a).

L'interprétation des cartes du SHOM est cependant malaisée : le littoral est en effet représenté sous la forme d'un croquis des reliefs et des paysages côtiers qui ne permet pas toujours de distinguer le pied de falaise du bas de plage ou des contours des platiers. A ce titre, nous proposons, ici, de nouvelles interprétations des cartes du SHOM de 1882 dont le géoréférencement a été modifié par la prise en compte des morphologies de l'estran. Elles

[9] Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

sont limitées à la zone des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur. Le pied des reliefs identifiés sur les croquis est vectorisé et assimilé au trait de côte de 1882. Cependant, et comme nous le verrons dans le cas des secteurs de Saint-Jean-de-Luz Nord et de Guéthary, il est possible que le pied des reliefs dessiné ne soit pas au contact de l'eau de mer : il s'agit alors de reliefs morts, et une grande attention doit être apportée à l'interprétation du tracé. Ce trait est, par la suite, comparé au trait de côte de 2000, obtenu par photo-interprétation de photographies aériennes orthorectifiées (Ortholittoral 2000, ©IGN). Ce dernier tracé correspond au pied des falaises ou collines vives et, le cas échéant, au haut de plage. Localement, d'autres documents sont utilisés en appui à l'étude de l'évolution du trait de côte : carte de l'évolution de la ville de Saint-Jean-de-Luz (source : mairie de Saint-Jean-de-Luz) et photographies aériennes non orthorectifiées.

Dans un premier temps, les trois secteurs qui ont fait l'objet de la mise en place d'ouvrages de protection sont étudiés en détail. Ensuite, l'estimation de l'évolution de l'ensemble des reliefs formés dans les roches du Crétacé supérieur est proposée.

III.2.1.2.1. ETUDE DE CAS PARTICULIERS

LA BAIE DE SAINT-JEAN-DE-LUZ

D'après les chroniques historiques, la Baie de Saint-Jean-de-Luz a subi, pour le moins depuis le XVII^{ème} siècle, un recul important (Source : ville de Saint-Jean-de-Luz), notamment au droit du centre ville qui a été, par ailleurs, construit sur la plaine alluviale de la Nivelle. A partir de 1670, la ville est régulièrement inondée lors des tempêtes. Malgré un mur de protection, long de 400 m, érigé au fond de la baie en 1707, sept maisons sont détruites par les flots en 1749 et cent quatre-vingt habitations sont endommagées et abandonnées. En 1782, les ouvrages de protection sont détruits ainsi que quarante maisons du quartier de la Barre. En 1822, huit jours de tempête ont pour conséquence la destruction totale de ce quartier (Figure 71). La comparaison de la carte du SHOM de 1882 et des cartes actuelles montre en effet un recul du littoral de Saint-Jean-de-Luz d'environ 30 à 50 m (Figure 72a à d). La digue construite en 1898 perdure depuis (Figure 71). En outre, le pied des collines de la façade littorale est de la baie a reculé de 50 à 80 m entre 1882 et 2000 (Figure 72c et d).

Sur la commune de Ciboure (partie ouest de la baie) à l'échelle de l'étude, on n'observe pas de recul du trait de côte entre la carte du SHOM de 1882 et les cartes actuelles (Figure 72a et b). Au contraire, la ville a gagné du terrain sur la mer et les plages, grâce à la construction de digues à Socoa et à l'extrémité ouest du port de Saint-Jean-de-Luz.

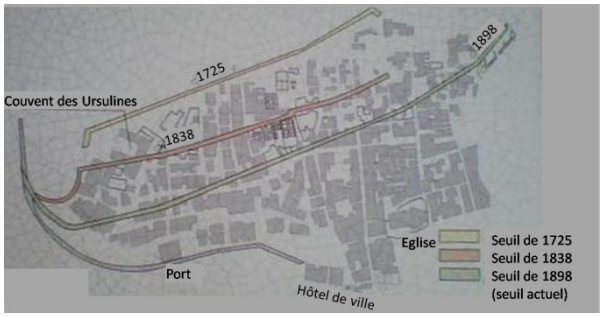


Figure 71 : Evolution du quartier de la Barre à Saint-Jean-de-Luz (Source : ville de Saint-Jean-de-Luz)

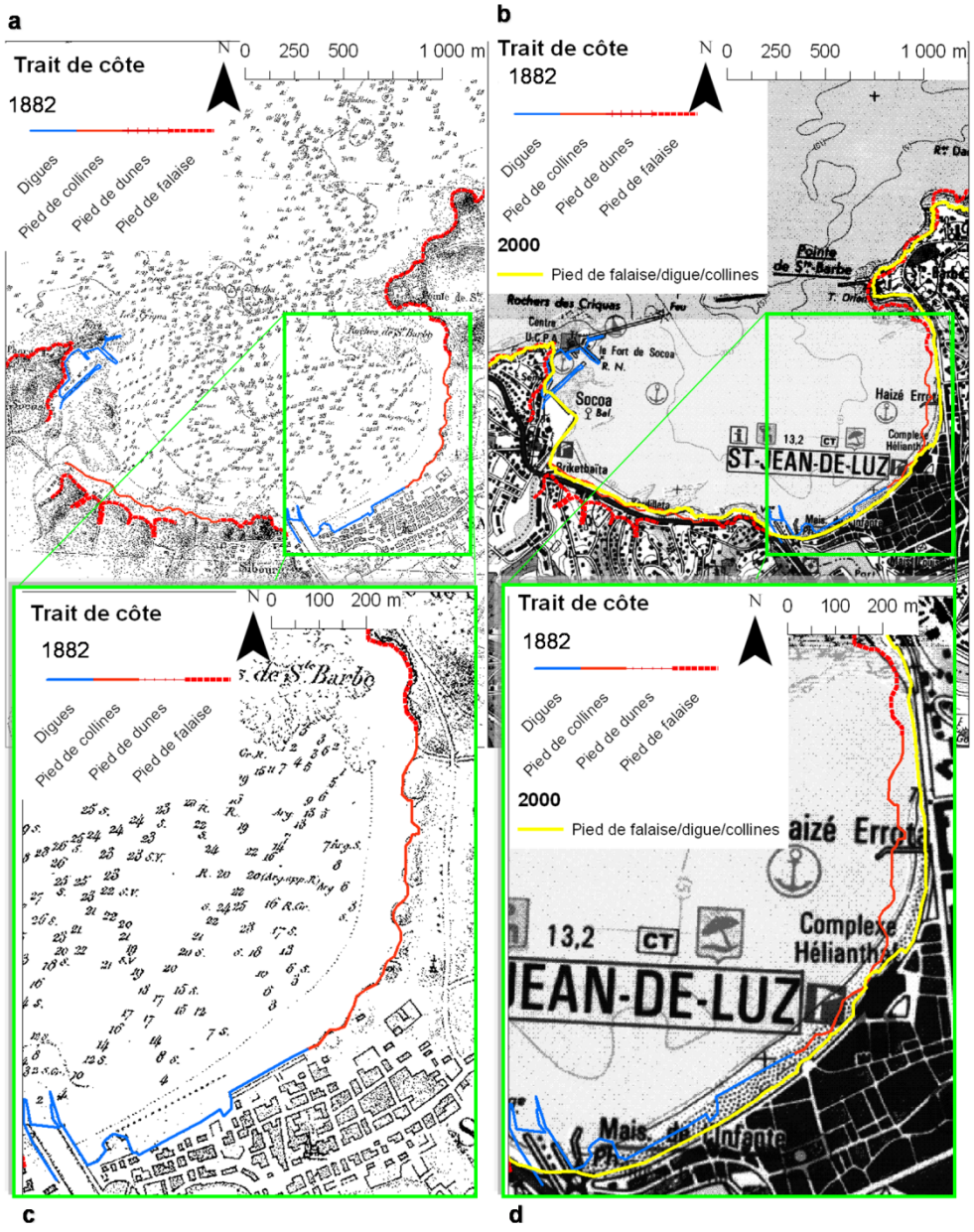


Figure 72 : La Baie de Saint-Jean-de-Luz en 1882 (a) et 2000 (b) ; c et d : détail sur la partie est

LA BAIE D'ERROMARDIE

Entre 1882 et 1938, le fond de la baie d'Erromardie a reculé d'environ 80 m à l'est du fleuve côtier le Grand Isaka et de 100 à 130 m à l'ouest (Figure 73a et c), pour ne plus évoluer depuis 1938 (Figure 73b et c). Ce recul est contemporain de la période au cours de laquelle l'embouchure du fleuve côtier a été canalisée (entre 1882 et 1938 d'après les documents graphiques anciens). La barre de sédiments meubles (sables marins ou alluvions ?), qui était située au nord du fleuve côtier a disparu. La canalisation du Grand Isaka semble avoir eu pour conséquence l'arrêt de l'alimentation de la plage par les sédiments de ce fleuve côtier.

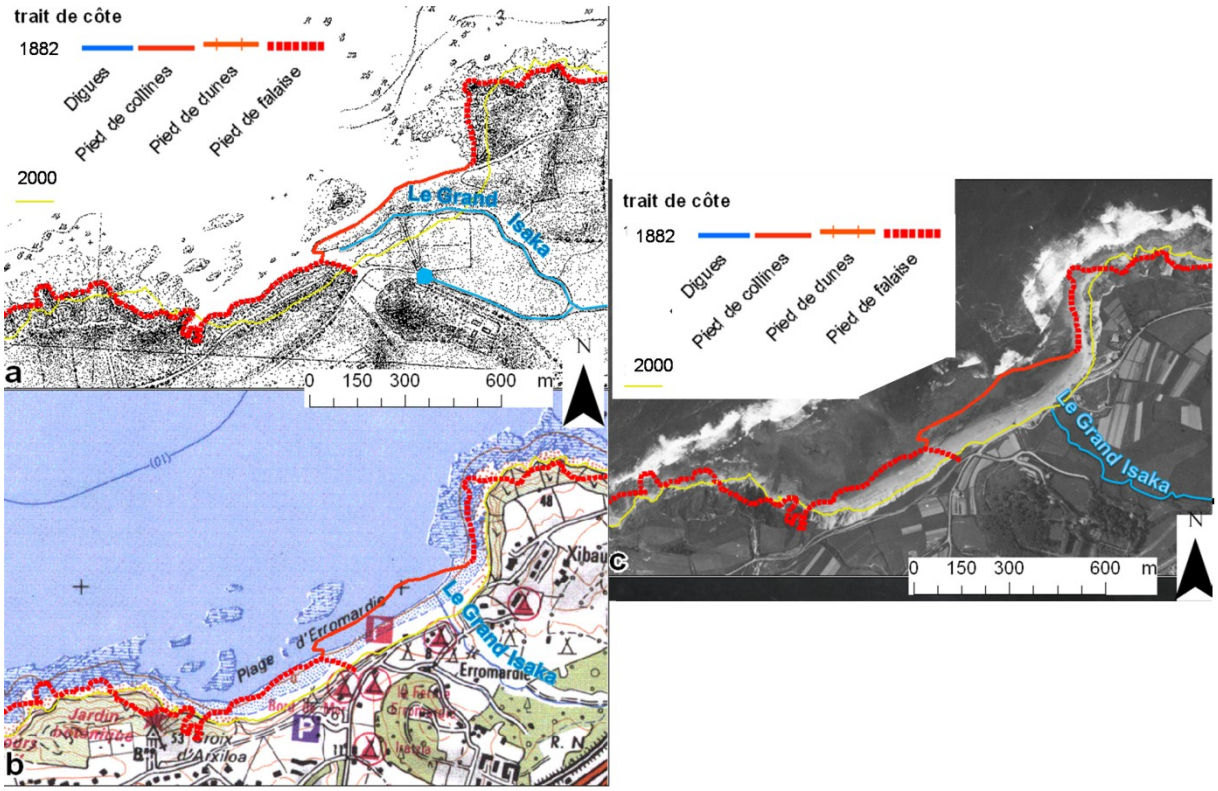


Figure 73 : La baie d'Erromardie en 1829 (a), en 2000 (b) et en 1938 (c)

LES SECTEURS DE SAINT-JEAN-DE-LUZ NORD ET DE GUETHARY

Le secteur de Saint-Jean-de-Luz Nord comprend plusieurs lieux-dits qui sont, du Sud vers le Nord, Lafitenia, Maiarko et Cénix.

L'interprétation de l'évolution des baies de Lafitenia et Maiarko est plus complexe que celles des zones précédentes : le dessin effectué en 1882 semble montrer un trait de côte enfoncé plus profondément au cœur des baies que ne l'est celui de 2000 (Zones ❶ et ❷, Figure 74a et b). Ceci est un artefact lié à la présence de dépressions topographiques dans les reliefs qui forment le fond de ces baies. Le trait de la carte de 1882 correspond ici au pied de reliefs morts, et n'est donc pas comparable au trait de côte de 2000. De plus, le fond de ces cuvettes est aujourd'hui construit (Figure 74c et d) : le trait de côte est imposé par des murs en maçonnerie au pied du bâti.

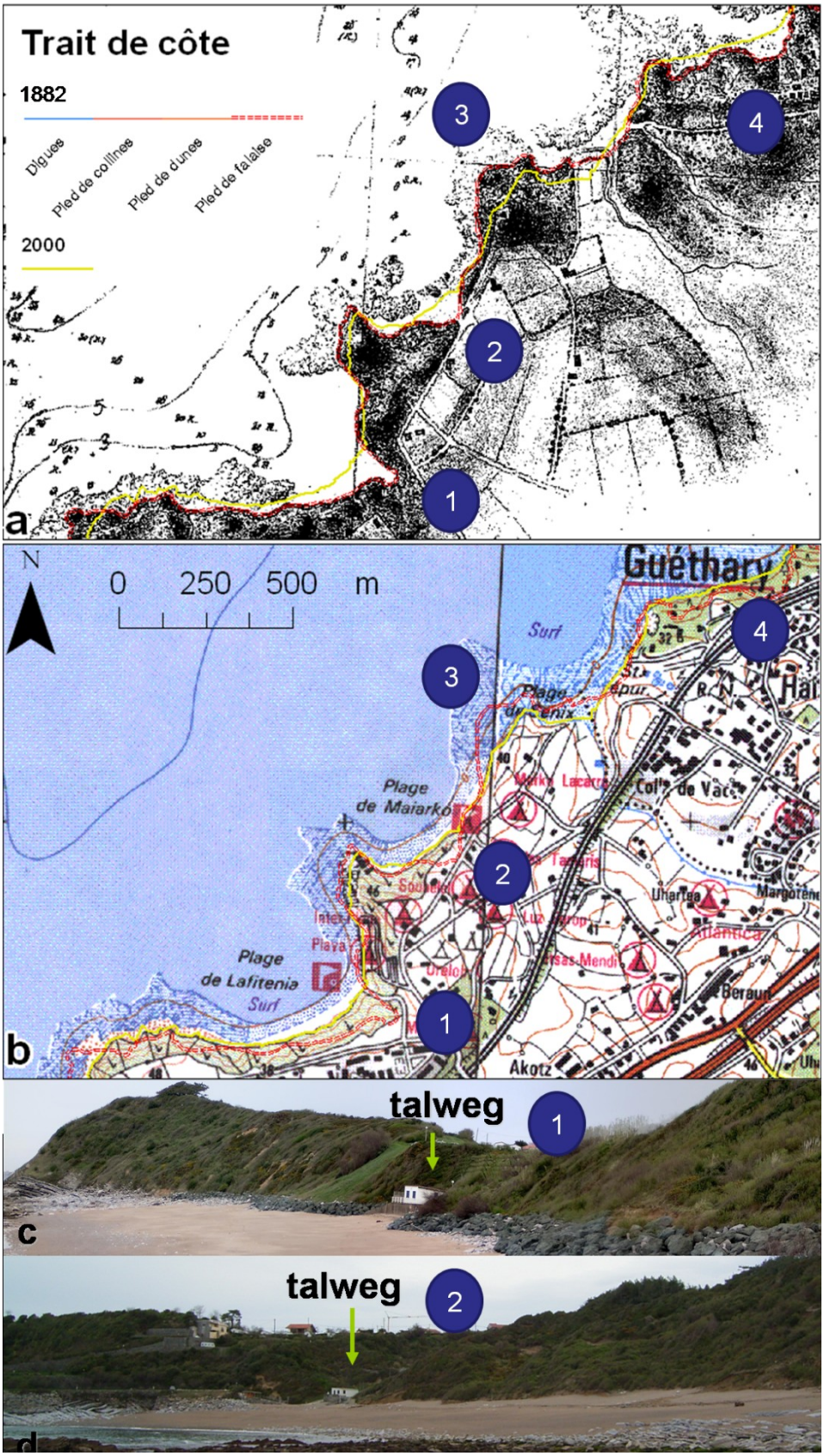


Figure 74 : Baies de Lafitenia, Maiarko et Cénix en 1829 (a) et 2000 (b) ; c : Panorama de la baie de Maiarko ; d : Panorama de la baie de Lafitenia

Figure 75 : Cap situé entre Maiarko et Cénix (hauteur : 40 m ; photo du 30/03/2006) : la cicatrice d'un important glissement de terrain récent (postérieur à 2000) apparaît aujourd'hui en sommet de falaise

Par ailleurs, le pied de falaise au nord de Maiarko est en nette régression : jusqu'à 90 m d'un relief bien défini sur la carte de 1882 ont aujourd'hui disparu (Zone ❸, Figure 74a et b). Les caractéristiques géotechniques et conditions environnementales de cette zone sont favorables aux mouvements de terrain comme en témoigne la cicatrice d'une récente instabilité de dimension hectométrique au sommet de la falaise (Figure 75). Un ou des mouvements de terrain de dimension similaire, dont l'emprise s'étendait à l'ensemble de la falaise, pourraient être la cause de ce fort recul. La morphologie concave de la falaise actuelle est un argument en ce sens.

Au nord de Cénix, le trait de côte de la plage de Guéthary (Harotzen Costa) a peu évolué : en 1882, le pied de falaise est, là encore, différent du trait de côte et laisse apparaître les dépressions topographiques entre les reliefs côtiers (Zone ❹). Aujourd'hui, ces cuvettes sont fermées en haut de plage par des enrochements, ce qui induit une avancée du tracé du trait de côte vers la mer. La forme de ces dépressions est typique de morphologies due à des glissements de terrain circulaires ; ces reliefs sont par ailleurs actuellement très instables (*cf. §* III.2.2.3 p.118).

III.2.1.2.2. GENERALISATION

Le travail présenté dans le paragraphe précédent est ici étendu à l'ensemble du littoral où affleurent les marno-calcaires à faciès flysch et l'altérite associée (Annexe 6). Une estimation du taux d'érosion, à partir de l'évolution du trait de côte (*cf.* encadré « Estimation du taux d'érosion » p. 114), avec une erreur de $^{+}/_{-}$ 25 m, est présentée Figure 76. Les seules zones ayant manifestement subi une érosion entre 1882 et 2000 sont donc :

- la partie est de la baie de Saint-Jean-de-Luz,
- la baie d'Erromardie, avec une érosion maximale de plus de 100 m entre 1882 et 1938, ce qui équivaut pendant cette période à un taux d'érosion de 1,8 m/an,
- la pointe située au nord de Maiarko, avec une érosion maximale supérieure à 25 m,
- des zones localisées sur le linéaire formé par l'altérite du Flysch à silex de Guéthary sur les communes de Guéthary et Bidart, avec un taux moyen estimé à 20 cm/an (érosion de 25 m environ entre 1882 et 2000).

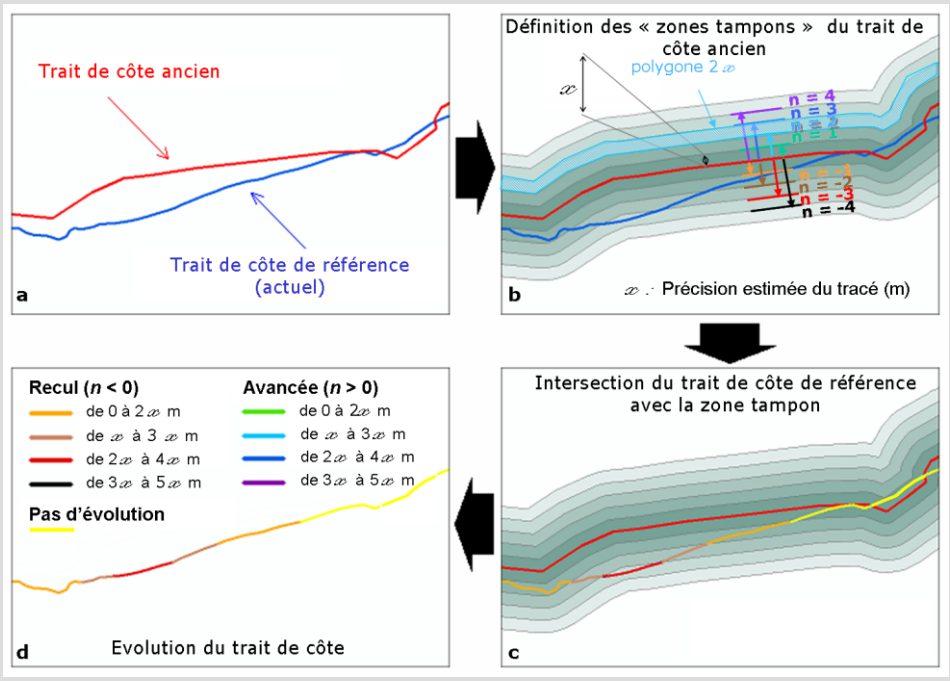
Il découle de cette étude le constat selon lequel l'érosion du littoral est en accord avec le modèle d'évolution des baies proposé par Genna *et al*. (2004 ; Figure 68 et § II.4.2 p.101). En effet, on remarque :

Estimation du taux d'érosion

Le taux annuel d'érosion est estimé grâce à différents outils disponibles dans le logiciel ArcGIS (©ESRI, version 9.2) selon une méthode définie dans le cadre des travaux de l'Observatoire de la Côte Aquitaine (inédit).

Dans un premier temps, la distance d'un trait de côte donné, ancien, au trait de côte de référence, actuel, est déterminée et cela, en quatre étapes (voir figure ci-dessous) :

a. *les traits de côte sont digitalisés ; le trait de côte de référence est celui sur lequel apparaitra, in fine, l'évolution par un code couleur,*
b. *une « zone tampon » est créée autour du trait de côte ancien à partir de l'outil « Buffer » qui crée des polygones, autour du trait de côte ancien, par dilatation de ce dernier :*
    a. *les contours de chaque polygone sont parallèles au trait de côte ancien,*
    b. *la distance entre les côtés opposés de chaque polygone est égale à x, choisi de façon à être proche de la précision minimale estimée des tracés des traits de côte,*
    c. *chaque limite de polygone est distante d'un multiple de x du trait de côte ancien ; chaque polygone est désigné par sa distance minimale au trait de côte ancien (nx),*
c. *l'intersection du trait de côte de référence et des polygones nx de la « zone tampon » définit des segments dont la distance au trait de côte ancien est comprise entre nx et $(n+1)x$,*
d. *l'erreur d'estimation étant égale à x, le segment du trait de côte de référence inclus dans un polygone nx traduit une évolution (recul ou avancée) choisie comprise entre $(n-1)x$ et $(n+1)x$.*



Le taux d'érosion (E) est par la suite calculé en multipliant la longueur, L, de chaque segment, s, par la valeur minimale de l'évolution $(n-1)x$ qui lui est attribuée, puis, en rapportant le résultat au délai Δt qui sépare les deux traits de côte :

$$E = \frac{\sum_{s=1}^{T}\left((n-1)x \times L\right)}{\Delta t}$$

avec s ϵ [1,T], le nombre de segments qui constitue le trait de côte de référence

- un fort recul du fond des baies de Saint-Jean-de-Luz et d'Erromardie qui coïncide, dans le modèle d'évolution des baies, au second stade d'évolution (phase 2) soit au creusement de la baie dans l'altérite,
- au nord de Maiarko, la forte érosion du cap rocheux : le troisième stade d'évolution est atteint (phase 3), la barrière formée par les marno-calcaires à faciès flysch (et notamment par le Flysch marno-calcaire de Socoa) à l'entrée de la baie commence à disparaître,
- au nord de la zone des baies, sur les communes de Guéthary et Bidart, l'érosion du pied des reliefs formés par l'altérite du Flysch à silex de Guéthary : la phase 4 du modèle d'évolution des baies est atteinte.

Sur l'ensemble de la zone étudiée, le taux d'érosion (*cf.* encadré « Estimation du taux d'érosion » p.114) est de 2 cm/an entre 1882 et 2000. Cependant, il est constant ni dans le temps ni dans l'espace. L'érosion importante du trait de côte est le fait le plus souvent d'évènements ponctuels (tempêtes, glissements de terrain), ou de l'action anthropique (canalisation des cours d'eau).

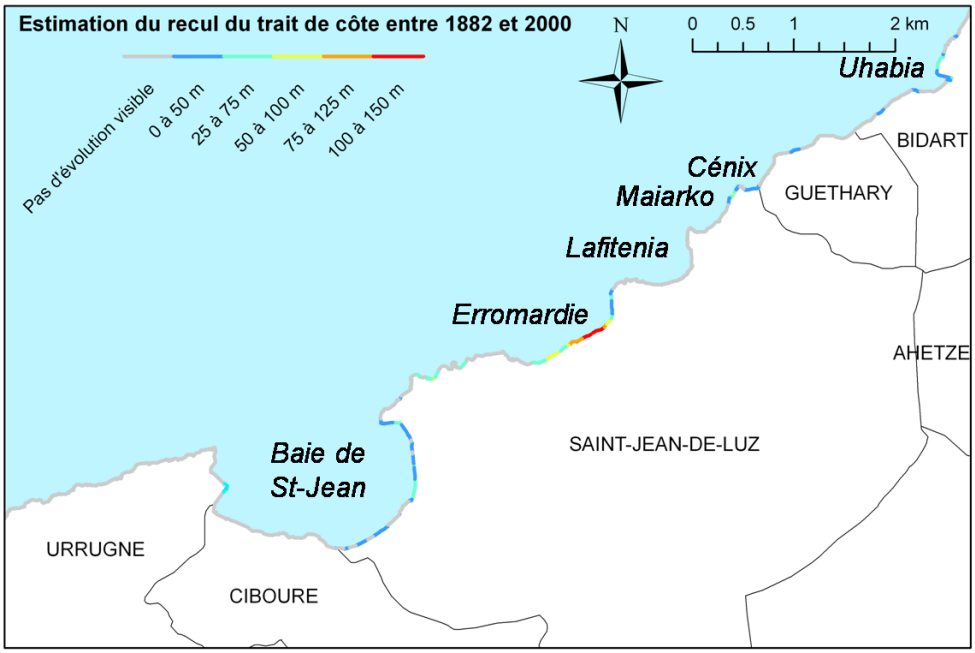


Figure 76 : Evolution du trait de côte entre 1882 et 2000

III.2.1.3. Conclusion

L'interprétation des cartes anciennes doit être effectuée avec beaucoup de précaution. En effet, dédiées à la navigation, ces documents n'avaient pas vocation à reproduire le trait de côte tel que nous le définissons aujourd'hui. Néanmoins, la localisation des taux d'érosion estimés, à partir de ces documents, non nuls entre 1882 et 2000 concorde avec les zones confortées. En outre, ce sont également les secteurs théoriquement en érosion selon les différentes phases du modèle d'évolution des baies (Figure 68 et §II.4.2 p.101). On constate, en effet, que, du sud-ouest vers le nord-est, l'érosion concerne le fond des baies (phase 2), puis s'attaque au cap rocheux entre les baies (phase 3), pour enfin

dégrader les reliefs formés par les altérites (phase 4). Ce sont, le plus souvent, des zones qui ont subi d'importants travaux de confortement.

Il faut par ailleurs rester prudent quant à l'extrapolation à une période de temps même historique des taux d'érosion. En effet, ce dernier est ici enregistré, au mieux, au cours des trois cents dernières années (de 1707 à aujourd'hui pour la baie de Saint-Jean-de-Luz). Le XIX^{ème} siècle est la fin du petit âge glaciaire (1550-1850) : au cours de la période étudiée, le climat se réchauffe naturellement (Annexe 1). Ces taux, enregistrés dans un contexte environnemental particulier, ne sont pas transposables aux périodes historiques antérieures constituées d'une alternance de phases froides et chaudes (période gallo-romaine chaude, puis froide – « Dark Age » –, puis de nouveau chaude à la période médiévale, avant que le petit âge glaciaire ne débute ; Annexe 1). Ces variations climatiques s'accompagnent en effet de la modification des transits sédimentaires, des taux de précipitation et de la fréquence des tempêtes. Les taux d'érosion ainsi mis en évidence sont des caractéristiques à court terme résultant de l'action des agents et de processus actuels.

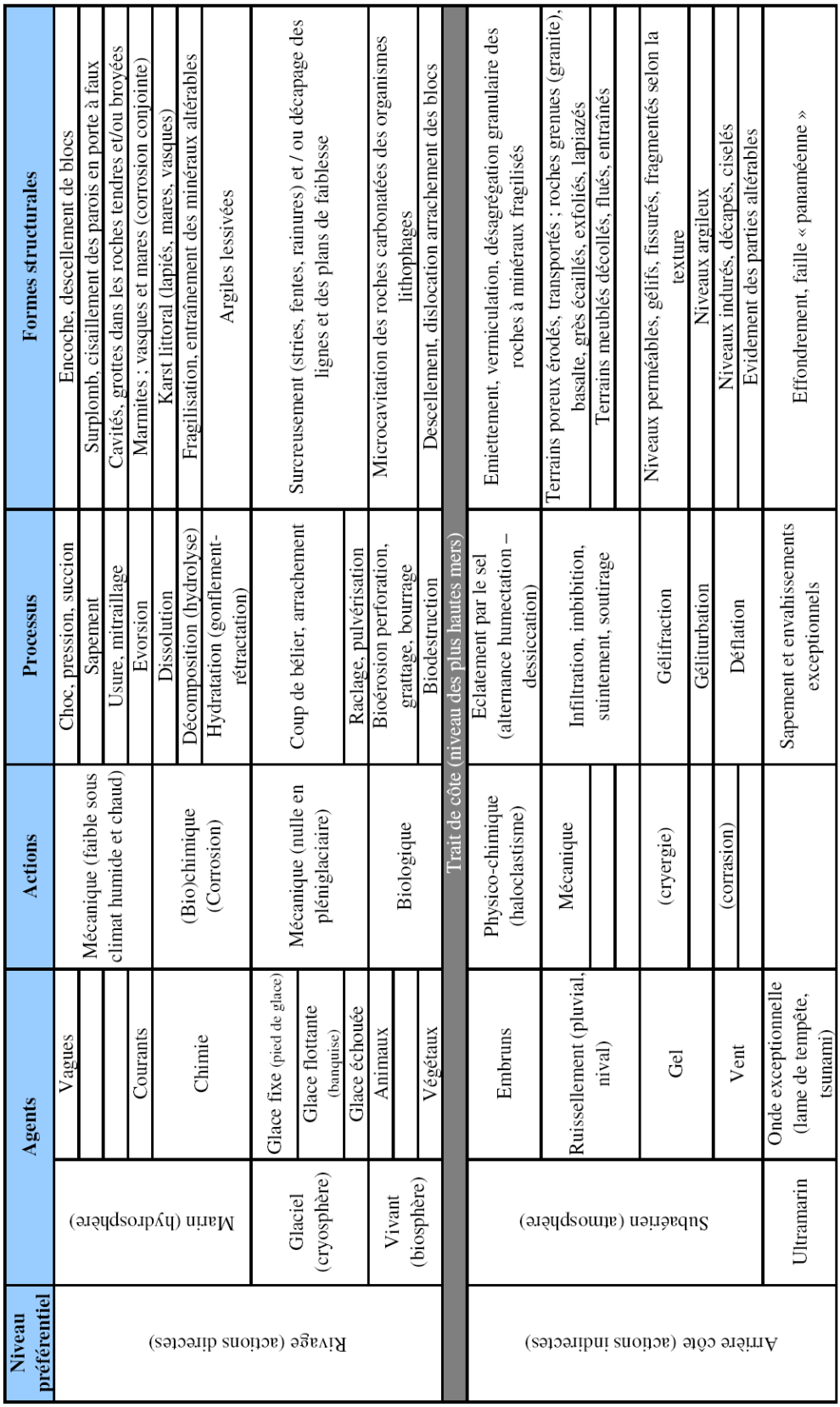
III.2.2. L'érosion des côtes rocheuses

L'érosion des côtes rocheuses est étudiée dans ce paragraphe à partir, d'une part, du recensement des agents et processus, et, d'autre part, de l'analyse des modes d'évolution des reliefs côtiers en fonction des processus dominants. Les concepts généraux sont ensuite appliqués au cas du littoral basque formé par les marno-calcaires à faciès flysch et/ou leur altérite.

III.2.2.1. Agents d'érosion et processus associés

Les massifs rocheux affleurant le long du littoral ont la particularité de pouvoir subir, au cours de leur vie, l'alternance de conditions subaériennes et marines. Les différents agents d'érosion spécifiques aux domaines marin (eau marine, houle, courants, etc…) et continental (agents subaériens : précipitations, gel, vent, etc…) peuvent agir simultanément sur la bande étroite des reliefs côtiers. Il en résulte de nombreux processus naturels d'érosion potentiels (Tableau 5 ; Peulvast et Vanney, 2001). En outre, des facteurs anthropiques (urbanisation, détérioration de la végétation littorale, modification des cycles et transits naturels, rejets d'eau dans les zones instables) aggravent et amplifient fréquemment la situation (Idrissi *et al., 2004*, Xeidakis *et al.*, 2006).

L'altération du matériau peut faciliter l'érosion lorsqu'elle engendre une perte des compétences mécaniques de la roche : décarbonatation, argilisation, arénisation, etc... Par exemple, lors de son étude des sols en contexte métamorphique, Salvador-Blanès (2002) a montré qu'il existait un lien entre le degré d'altération de la formation géologique et la sensibilité à l'érosion des matériaux fins dans les horizons superficiels du sol : une altération très avancée, avec notamment néoformation d'argiles et dissolution de la calcite, permet une érosion intense du sol suivie par une érosion différentielle (départ des fines). En zone littorale, les différents agents d'érosion sont ainsi d'autant plus efficaces que la roche est altérée.



Niveau préférentiel	Agents		Actions	Processus	Formes structurales
Rivage (actions directes)	Marin (hydrosphère)	Vagues	Mécanique (faible sous climat humide et chaud)	Choc, pression, succion	Encoche, descellement de blocs
				Sapement	Surplomb, cisaillement des parois en porte à faux
				Usure, mitraillage	Cavités, grottes dans les roches tendres et/ou broyées
		Courants		Evorsion	Marmites ; vasques et mares (corrosion conjointe)
		Chimie	(Bio)chimique (Corrosion)	Dissolution	Karst littoral (lapiés, mares, vasques)
				Décomposition (hydrolyse)	Fragilisation, entraînement des minéraux altérables
				Hydratation (gonflement-rétractation)	Argiles lessivées
	Glaciel (cryosphère)	Glace fixe (pied de glace)	Mécanique (nulle en périglaciaire)	Coup de bélier, arrachement	Surcreusement (stries, fentes, rainures) et / ou décapage des lignes et des plans de faiblesse
		Glace flottante (banquise)			
		Glace échouée		Raclage, pulvérisation	
	Vivant (biosphère)	Animaux	Biologique	Bioérosion perforation, grattage, bourrage	Microcavitation des roches carbonatées des organismes lithophages
		Végétaux		Biodestruction	Descellement, dislocation arrachement des blocs
Trait de côte (niveau des plus hautes mers)					
Arrière côte (actions indirectes)	Subaérien (atmosphère)	Embruns	Physico-chimique (haloclastisme)	Eclatement par le sel (alternance humectation – dessiccation)	Emiettement, vermiculation, désagrégation granulaire des roches à minéraux fragilisés
		Ruissellement (pluvial, nival)	Mécanique	Infiltration, imbibition, suintement, soutirage	Terrains poreux érodés, transportés ; roches grenues (granite), basalte, grès écaillés, exfoliés, lapiazés
					Terrains meublés décollés, flués, entraînés
		Gel	(cryergie)	Gélifraction	Niveaux perméables, gélifs, fissurés, fragmentés selon la texture
				Géliturbation	Niveaux argileux
		Vent	(corrasion)	Déflation	Niveaux indurés, décapés, ciselés
					Evidement des parties altérables
	Ultramarin	Onde exceptionnelle (lame de tempête, tsunami)		Sapement et envahissements exceptionnels	Effondrement, faille « panaméenne »

Tableau 5 : Erosion différentielle du bâti littoral (Peulvast et Vanney, 2001)

III.2.2.2. Evolution des reliefs côtiers et des secteurs associés

L'érosion dégrade non seulement les reliefs côtiers, engendrant une évolution de la morphologie de ceux-ci, voire le recul de leur pied, mais aussi l'estran et la plage sous-marine. Les phénomènes et processus qui affectent ces trois zones sont indissociables (Komar et Shih, 1993, Sallenger *et al.*, 2002, Pierre, 2006). A titre d'exemple, le rabotage de l'estran par les différents agents érosifs facilite l'accès de la mer au pied de falaise. A l'inverse, l'érosion des reliefs côtiers va avoir des conséquences sur la morphologie de l'estran et de la plage sous-marine qui sont les réceptacles des produits dégradés.

Deux modèles d'évolution des reliefs côtiers, fonctions du processus d'érosion dominant, sont généralement avancés (de Lange et Moon, 2005) :

- le modèle « d'équilibre » : la plage sous-marine et l'estran s'érodent à une vitesse reliée à celle du recul des reliefs côtiers. Ce type de modèle est cohérent avec une érosion principalement induite par l'action des vagues (agents marins).
- le modèle « statique » : la plage sous-marine et l'estran restent relativement immobiles alors que les reliefs côtiers reculent. La largeur de l'estran augmente avec le temps. Ce sont alors les agents subaériens qui dominent l'érosion.

Selon de Lange et Moon (2005), de fortes corrélations sont observées entre, d'une part, le taux de recul des reliefs côtiers, et d'autre part, la résistance mécanique des roches ou les facteurs climatiques comme les précipitations. A partir de nombreux exemples d'études portant sur l'érosion des côtes rocheuses, ces auteurs observent également qu'en milieu rocheux, l'érosion n'est que rarement reliée à la force des vagues et montrent que celle-ci répond fréquemment à un modèle « statique ».

Bien que l'érosion des côtes rocheuses soit aussi, à long terme, la conséquence de petites dégradations continuelles (Hall, 2002), les agents subaériens conditionnent principalement l'évolution des reliefs rocheux, par, en particulier, le déclenchement épisodique de mouvements de terrain variés (Henaff *et al.*, 2002 ; Budetta *et al.*, 2008, Greenwood and Orford, 2008) : coulées de boue, fluage, chutes de blocs et glissements à surface de rupture rotationnelle, plane ou complexe.

III.2.2.3. Application à l'érosion des reliefs du Crétacé supérieur

Le littoral basque est composé d'un patchwork de roches différant par leur nature et leur résistance ; à chaque type de relief côtier (constitué de roches dures ou tendres) correspond, comme nous allons le montrer, l'un des deux modèles (statique ou d'équilibre).

A partir de la Figure 77, qui présente une carte des zones littorales caractérisées par une altitude du mur des formations superficielles (altérites et alluvions plio-quaternaires) inférieure au niveau des plus hautes mers (2,73 m NGF, *cf.* § : I.3.1.4.2 p.28) obtenue à partir du modèle géologique (*cf.* § II.3.6.2.2 p.82), il est possible de lister les sites présentant un estran formé par les formations tendres :

- les alluvions récentes forment les estrans aux embouchures des fleuves suivants :
  - l'Unxin et la Nivelle dans la baie de Saint-Jean-de-Luz,
  - le Grand Isaka dans la baie d'Erromardie,
  - l'Uhabia,

▪ les altérites des marno-calcaires à faciès flysch forment l'estran du fond des baies de Maiarko, de Lafitenia et d'Erromardie, cependant l'épaisseur d'altérite estimée sous la côte altimétrique 2,73 m est inférieure à 4 m. Elles affleurent également dans le secteur de l'Uhabia.

Ces zones répondent donc probablement au modèle « d'équilibre » : les estrans formés par des altérites et des alluvions récentes sont plus sensibles à l'érosion marine. Dans le cas de la baie de Saint-Jean-de-Luz, l'étude historique de l'évolution du trait de côte (*cf.* §III.2.1.2 p.108) a, en effet, révélé l'implication des submersions marines au cours de tempêtes dans l'érosion de cette zone.

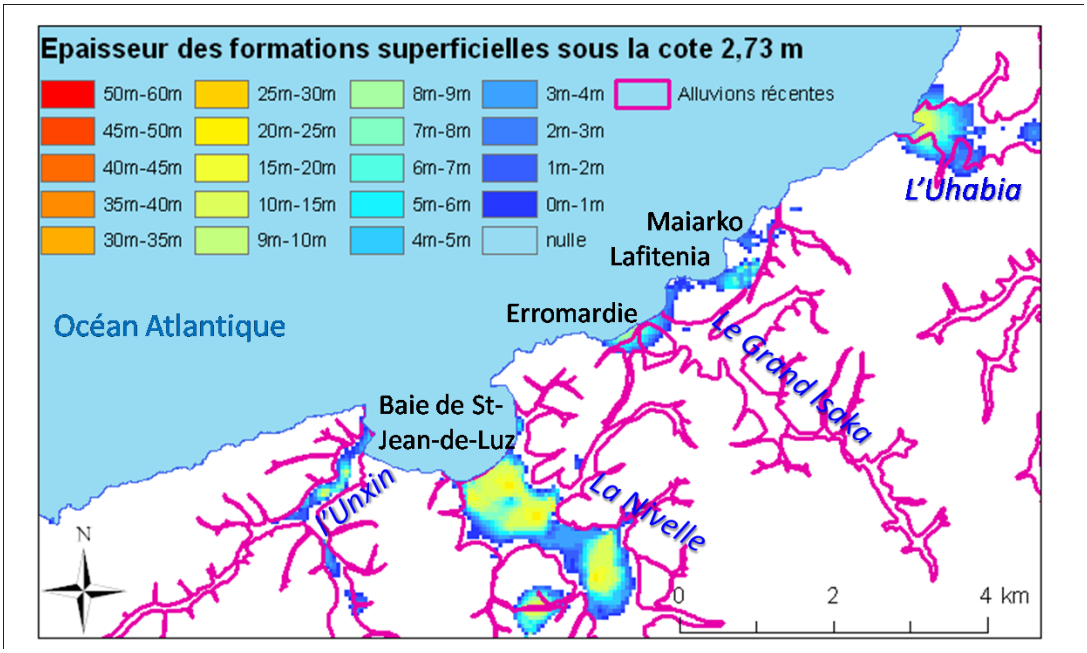


Figure 77 : Epaisseur des formations superficielles sous la cote 2,73 m

Au contraire, les parties du littoral non énumérées ci-dessus sont composées par un estran formé par des marno-calcaires ; le modèle « statique » est donc ici favorisé. La dégradation des reliefs côtiers formés par les marno-calcaires, et/ou par leur altérite, sont ainsi probablement dominés par les processus subaériens. C'est pourquoi une cartographie de l'ensemble des instabilités de terrain recensées sur le littoral basque est ici proposée.

Comme cela a pu être montré sur de nombreuses côtes rocheuses (Henaff *et al.*, 2002 ; Budetta *et al.*, 2008, Greenwood and Orford, 2008), chaque type d'instabilité est intiment lié à la nature des roches et à la morphologie des falaises où il s'exprime. Ainsi, afin d'établir de façon détaillée et quantifiée les types et fréquences des instabilités en fonction de la roche et de la morphologie de la falaise, une cartographie systématique des mouvements de terrain est effectuée depuis 2006. Elle complète une base de données préalablement constituée par les mouvements historiques recensés dans les archives communales. La base résultante a permis d'associer, à chaque lithologie et morphologie de falaise, le type d'instabilités (Figure 78 ; typologie utilisée par la BDMVT – Base de données

des Mouvements de terrain – du BRGM). Au total, cent-vingt-trois mouvements de terrain ont été recensés : 65 % d'entre eux sont des glissements et 24 % des éboulements ou des chutes de blocs. Les 11 % restant sont des effondrements, des coulées de boues, du sous-cavage et du ravinement intense (Figure 79).

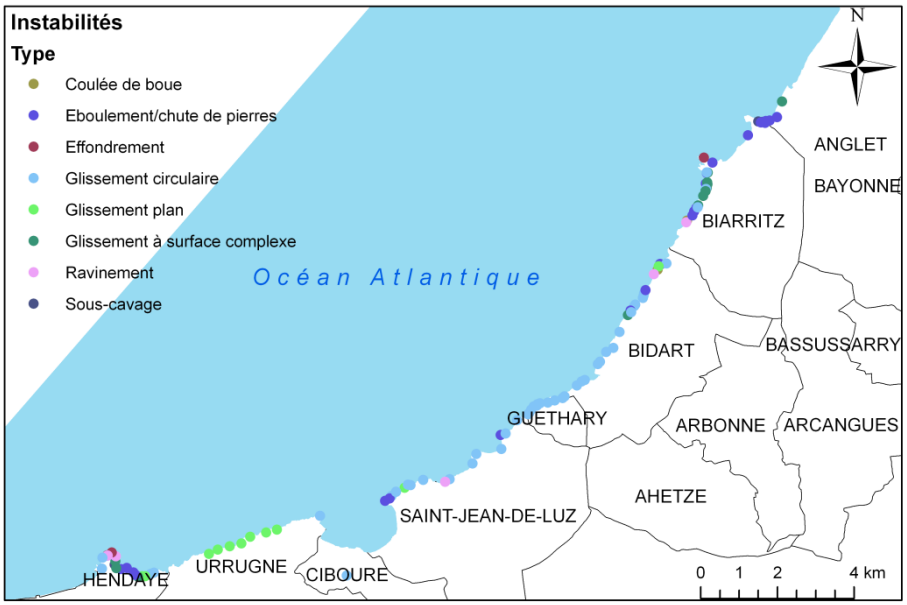


Figure 78 : Cartographie des instabilités littorales

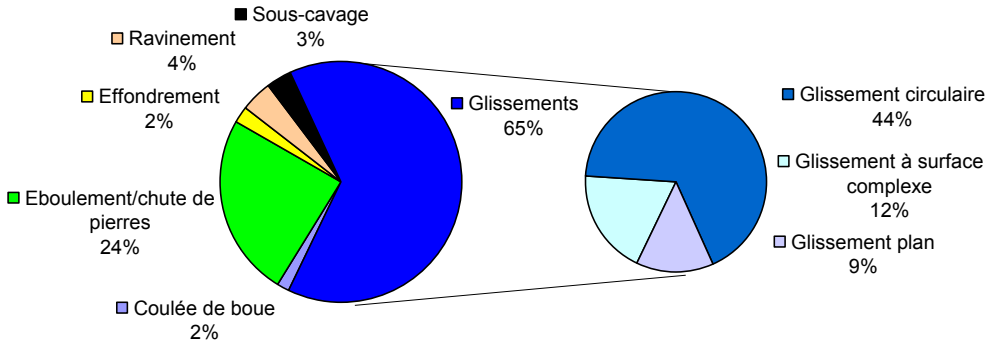


Figure 79 : Répartition des 123 mouvements de terrain en fonction du type d'instabilités (d'après Aubié, 2007, mis à jour)

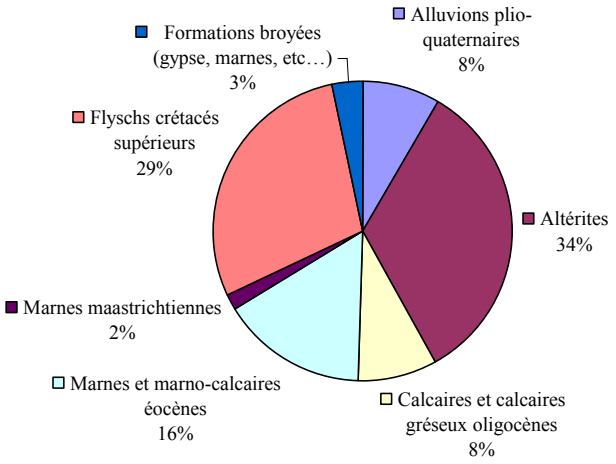


Figure 80 : Répartition des 123 mouvements de terrain en fonction de la formation géologique au sein de laquelle s'est produite la rupture

Les formations marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur et leurs altérites regroupent 63 % des instabilités de terrain (Figure 80 ; Aubié, 2007, mis à jour). Dans 90% des cas, les instabilités dans les altérites s'expriment sous la forme de glissements circulaires, dans 15 % de ces mouvements, le pied du glissement est situé au moins 10 m au-dessus du niveau de la mer. Ponctuellement, on observe des zones très ravinées, des glissements plans d'une masse d'altérite sur des discontinuités structurales de la roche-mère à pendage favorable, ou encore des chutes de blocs de marno-calcaires résiduels au sein de l'altérite. Les instabilités mobilisant les marno-calcaires à faciès flysch, se produisent dans l'horizon karstifié. Elles s'expriment sous la forme de fréquents glissements plans (guidés par des surfaces structurales) sur la commune d'Urrugne (Borie *et al.*, 2004 et 2005), de glissements à surface polyédrique, ainsi que de chutes de blocs et éboulements au nord de la Baie de Saint-Jean-de-Luz. En outre, les fonds des baies d'Erromardie, de Lafitenia et de Saint-Jean-de-Luz sont peu sujets aux mouvements de terrain (le modèle « d'équilibre » prédomine dans ces zones).

L'ensemble de ces instabilités est la conséquence des processus d'altération :

- dans le cas de l'altérite, en modifiant la structure et la lithologie du massif rocheux, les processus d'altération soustractifs sont à l'origine de nouvelles propriétés mécaniques et hydrogéologiques (Wyns *et al.*, 2004 ; Mougin, 2001, Mougin *et al.*, 2003). Ces dernières sont souvent moins favorables à la stabilité des pentes (Jomard *et al.*, 2007, Yalcin, 2007). En effet, la dissolution ou la transformation des minéraux peut engendrer notamment une perte de cohésion,
- au sein de l'horizon karstifié, l'altération a ouvert de larges discontinuités en dissolvant la calcite et parfois les épontes des fractures tectoniques. La cohésion des discontinuités est ainsi diminuée, favorisant les instabilités. Les circulations d'eau continentale représentent un facteur déstabilisateur supplémentaire.

III.2.3. Conclusion

La morphologie du littoral basque formé par les marno-calcaires à faciès flysch et leur altérite favorise une érosion qui suit un modèle « statique », dominé par les processus d'érosion subaériens. Ces derniers s'expriment par de nombreux mouvements de terrain. Cependant, dans les quelques cas où le trait de côte recule de façon importante depuis les derniers siècles, on remarque que l'estran est formé par des roches tendres : altérites et alluvions récentes affleurent dans le fond des baies de Saint-Jean-de-Luz et d'Erromardie. L'érosion suit alors probablement une dynamique qui se rapproche du modèle « d'équilibre ». En effet, en particulier dans le cas de Saint-Jean-de-Luz, le recul du littoral résulte principalement de l'action marine au cours de tempêtes.

L'évolution du littoral du type « statique » ne se traduit pas systématiquement par un recul du trait de côte, défini ici comme le pied de falaise, mais par une attaque des versants rocheux : le modelé des reliefs côtiers évolue avec les instabilités, le sommet de falaise recule. L'altération a réduit la résistance mécanique des roches. L'altérite est le siège de la plupart des glissements de terrain recensés sur le littoral basque. Afin de comprendre les processus qui génèrent les instabilités dans ce matériau, ses propriétés sont étudiées dans le chapitre suivant ; les circulations hydrogéologiques seront ensuite étudiées dans le Chap. III.4.

Chap. III.3. Etude géotechnique des altérites

Comprendre les processus de rupture au sein des roches altérées nécessite l'estimation de leurs caractéristiques géotechniques à l'échelle des instabilités, pluridécamétrique. Cependant, les altérites sont caractérisées par des hétérogénéités à différentes échelles (*cf.* § II.3.7 p.94) :

- aux échelles millimétrique et centimétrique, la variabilité lithologique est héritée du faciès flysch des roches-mères (alternance d'argiles, de silts, de chailles, etc…),
- aux échelles métriques et décamétriques, les plis pyrénéens engendrent une variabilité structurale,
- à l'échelle hectométrique, l'évolution des marno-calcaires vers des faciès plus proximaux ou plus distaux peut engendrer une évolution de la lithologie des altérites.

L'extrême hétérogénéité des altérites rend donc la détermination des propriétés mécaniques d'un volume élémentaire représentatif[10] (V.E.R.) complexe. En effet :

- la taille des échantillons classiquement utilisés pour les essais en laboratoire, centimétrique à décimétrique, est de l'ordre de celle des hétérogénéités lithologiques des altérites,
- l'échelle des volumes mobilisés par les essais *in situ* comme le pressiomètre, est décimétrique à pluridécimétrique ; les résultats de ces essais ne sont donc pas représentatifs de l'ensemble du massif.

La connaissance lithologique et structurale des altérites permet de supputer que le V.E.R. est de dimension supérieure à celle mobilisée classiquement par les essais et analyses géotechniques, mais inférieure à celle des instabilités de terrain. Les altérites forment ainsi un matériau discontinu à l'échelle des essais, notamment à cause de la présence des bancs de chailles, mais continu à l'échelle des glissements (comme cela est montré dans le chapitre III.5.1 p.195, la morphologie de la surface de glissement n'est pas guidée par des discontinuités structurales).

Ne pouvant atteindre le V.E.R. par des essais classiques, nous proposons dans ce chapitre d'étudier la distribution de l'importante quantité de résultats d'essais disponible dans les archives de la Banque de Données du Sous-Sol (BSS, BRGM). Ultérieurement, pour

[10] le volume élémentaire représentatif (V.E.R.) est le volume minimal à partir duquel le paramètre physique étudié cesse de fluctuer (dans notre cas, les caractéristiques géotechniques). Le V.E.R. doit être suffisamment petit pour prendre en compte la structure microscopique du matériau et suffisamment grand pour pouvoir décrire le comportement global du matériau. De plus, les propriétés du V.E.R. doivent être, d'une part, indépendantes du site ou de la profondeur de prélèvement et, d'autre part, représentatives des caractéristiques géotechniques du matériau.

les analyses de stabilité (*cf.* § III.5.3 p.218), les propriétés mécaniques les plus défavorables seront retenues : nous choisirons d'utiliser pour les paramètres mécaniques nécessaires à la modélisation, les valeurs des quartiles de leur distribution (quartile 0,25 ou 0,75 selon le cas). Les extrema, pouvant être les résultats d'erreur, ne sont, à ce titre, pas systématiquement représentatifs des caractéristiques réelles les plus défavorables.

L'étude des résultats d'essais est réalisée par faciès des roches-mères, la nature de l'altérite pouvant différer en fonction de ce paramètre, dont l'échelle de variation est hectométrique. Ainsi, dans ce chapitre, après avoir précisé l'origine des échantillons, la distribution des résultats des essais d'identification et de caractérisation des propriétés mécaniques est analysée. Les résidus d'altération des formations suivantes sont considérés :

- des deux faciès constituant le Flysch d'Hayzabia (Marno-calcaires de Loya et Turbidite de Makila), du Flysch marno-calcaire de Socoa et du Flysch à silex de Guéthary qui affleurent sur le littoral (cartographie *cf.* Annexe 6, description des roches-mères *cf.* § I.2.4.2.2 p.16 et Annexe 2, et description des altérites *cf.* Chap. II.3 p.47),
- du calcaire de Béhobie et des Calcaires d'Ablaintz et de Villa Rosa qui n'affleurent que dans l'arrière-pays (cartographie *cf.* Annexe 6, description des roches-mères *cf.* § I.2.4.2.2 p.16 et description des altérites *cf.* Chap. II.3 p.47) mais qui ont cependant fait l'objet de nombreuses analyses liées à la construction de l'autoroute A63.

De plus, quelques essais d'identification ont été réalisés en supplément pour l'étude détaillée du site pilote à Guéthary (*cf.* § II.3.2 p.50 et Figure 27a p. 51 et § III.5.1 p.195).

III.3.1. Origine des données

Le code minier (Titre VIII, Articles 131 à 136) rend obligatoire la déclaration des ouvrages d'une profondeur supérieure à 10 m. Le BRGM est chargé de gérer ces données et de les mettre à disposition du public ; il le fait par le biais de la Banque de Données du Sous-Sol (BSS). Les dossiers relatifs aux forages fournis par les bureaux d'étude contiennent parfois, en plus des descriptions géologiques obligatoires, des données géotechniques. Ce type d'information est relativement abondant sur le littoral basque ; en effet, l'urbanisation importante (*cf.* Chap. I.1 p.5) nécessite la réalisation de nombreux forages, dont l'objectif est la caractérisation des matériaux sur lesquels habitations, routes et autoroutes sont construites.

Les dossiers relatifs à quatre-vingts forages répertoriés dans la BSS ont fourni les résultats de sept-cent-neuf essais, dont ceux qui font l'objet des notes de bas de page 11 et 12, car un numéro d'indentification ne leur a pas encore été attribué (Tableau 6). Ces forages, et les essais qu'ils ont permis de réaliser, sont localisés sur la troisième planche de l'Annexe 3. Ils concernent les altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Cénomanien supérieur au Campanien supérieur (Flysch d'Hayzabia – composé de la Turbidite de Makila et des Marno-calcaires de Loya – Flysch marno-calcaire de Socoa, Flysch à silex de Guéthary, Calcaire de Béhobie et Calcaires d'Ablaintz et de Villa Rosa). Cependant, aucune de ces formations géologiques n'a été l'objet du même nombre et du même type d'essai et d'analyse :

- peu d'essais ont été réalisés pour les altérites des Marno-calcaires de Loya (quarante-deux essais), de la Turbidite de Makila (onze essais), du Flysch marno-calcaire de Socoa (dix essais) et des Calcaires d'Ablaintz et de Villa Rosa (trente essais),
- la plupart des informations sont relatives à l'altérite du Calcaire de Béhobie, formation géologique sur laquelle l'autoroute A63 est principalement construite (quatre-cent-soixante-sept essais),
- peu de données sur la granulométrie et sur les limites d'Atterberg sont disponibles pour l'altérite du Flysch à silex de Guéthary (cent-quarante-neuf essais au total, mais seulement cinq analyses granulométriques et quatorze déterminations de limites d'Atterberg réalisées sur deux sites) qui affleure sur une grande partie du littoral (*cf.* § II.3.2 p.50) ; c'est pourquoi des essais complémentaires ont été réalisés sur des échantillons prélevés à l'affleurement (Tableau 7).

Type d'essai / Altérite de	Nombre de	Identification								Caractéri-sation mécanique		Nombre total d'essais
		Masse volumique humide	Masse volumique sèche	Porosité	Degré de saturation	Indice des vides	Granulométrie	Limites d'Atterberg	Teneur en eau	Essai pressiométrique	Essai triaxial	
Marno-calcaires de Loya	essais						1	5	22	14		42
	sites/forages						1	3	3	1		
Turbidite de Makila	essais									11		11
	sites/forages									1		
Flysch marno-calcaire de Socoa	essais						1	3	4	1	1	10
	sites/forages						1	2	2	1	1	
Flysch à silex de Guéthary	essais	15	11	11	11	11	5	14	31	32	8	149
	sites/forages	4	2	2	2	2	1	2	2	5	3	
Calcaires de Béhobie	essais						109	125	132	101		467
	sites/forages						31	61	33	13		
Calcaires d'Ablaintz et de Villa Rosa	essais						1	1	1	27		30
	sites/forages						1	1	1	5		
Nombre total d'essais		15	11	11	11	11	117	148	190	186	9	709
Nombre total de forages exploités par type d'essai		4	2	2	2	2	35	69	41	26	4	

Tableau 6 : Nombre d'essais utilisés disponibles dans la BSS et nombre de forages dont les échantillons ont été les objets des essais

Essai	Limites d'Atterberg	Granulométrie	Teneur en eau
Nombre	11	7	11

Tableau 7 : Essais supplémentaires réalisés sur l'altérite du Flysch à silex de Guéthary

Malgré l'importante quantité de données deux limites à l'exploitation des résultats apparaissent :

- la première est la conséquence de la concentration des forages dans des zones particulières : comme cela est visible sur la troisième planche de l'Annexe 3, les forages qui ont permis la réalisation des essais géotechniques sont localisés principalement sur la ligne que forme le tracé de l'autoroute A63. Les autres ouvrages sont très dispersés sur la zone couverte par les altérites des formations du Crétacé supérieur étudiées (surface de totale de 34 km² ; Annexe 6). La faible densité des forages exploités (2,3 forages par kilomètres carrés) et la quantité de données pour chaque propriété, comparativement aux échelles des hétérogénéités, ne permet pas l'estimation des caractéristiques géotechniques en tout point du littoral,
- la seconde est un biais lié probablement à un échantillonnage sélectif : on remarque, en effet, que nombre des résultats présentés dans les paragraphes suivants ne sont pas représentatifs de l'ensemble des matériaux qui composent les altérites des marno-calcaires à faciès flysch : les descriptions lithologiques des échantillons montrent que ceux-ci ne contiennent pas de fragments de chailles.

III.3.2. Essais d'identification

III.3.2.1. Paramètres d'état

Les paramètres d'état répertoriés dans les archives de la BSS sont la masse volumique sèche, la masse volumique humide, l'indice des vides, le degré de saturation (fonction de la teneur en eau massique) et la porosité. Ces données ne sont disponibles dans leur totalité que pour seulement deux forages[11], l'un dans l'altérite du Flysch à Silex de Guéthary (dix échantillons entre 1,1 et 5,4 m de profondeur) et le second dans l'altérite du Flysch marno-calcaire de Socoa (un échantillon prélevé à 2,5 m de profondeur). Quatre valeurs de masse volumique humide supplémentaires sont, en outre, disponibles pour des échantillons prélevés dans les carottes de deux autres forages effectués dans l'altérite du Flysch à silex de Guéthary (respectivement trois échantillons entre 4,5 et 5,0 m de profondeur et un échantillon à une profondeur non précisée)[12]. De nombreuses valeurs de teneur en eau étant, par ailleurs, fournies dans les dossiers de la BSS sans que les autres paramètres d'état ne le soient, elles seront étudiées dans le paragraphe suivant (§ III.3.2.2). On se limite, dans ce paragraphe, à l'étude des paramètres mesurés dans les forages décrits ci-dessus.

Le Tableau 8 synthétise les paramètres d'état des altérites. Les valeurs de ces différents paramètres sont comparées à celles mesurées dans d'autres types de sols (vingt-deux mesures, source : Magnan, 1982 et 2000, base de données disponible en Annexe 7) à travers une analyse en composantes principales en données centrées réduites qui permet une ségrégation des modalités[13] caractérisant la nature du sol (sable, limon, vase, argile et tourbe) à partir des valeurs des quatre variables que sont la masse volumique sèche, la masse volumique humide, l'indice des vides et la teneur en eau. Les altérites sont intégrées

[11] ces forages ne sont pas encore référencés dans la BSS, mais sont disponibles dans les rapports 07/3288/BORDX et 07/3288/BORDX/01 (2008) réalisés par la société Géotec (Agence de Bordeaux)

[12] Idem. Rapport de la société SORES : MP95GEO542 (1995)

en tant qu'individus supplémentaires et ne participent pas, à cet égard, au calcul des valeurs et vecteurs propres (Figure 81 et Annexe 7).

	Masse volumique humide (kg.m^{-3})	Masse volumique sèche (kg.m^{-3})	Porosité	Degré de saturation	Indice des vides	Teneur en eau massique
Nombre de valeurs	15	11	11	11	11	11
moyenne	1718	1171	57%	88%	1,35	46%
Valeur minimale	1580	920	49%	63%	0,95	26%
Quartile 0,25	1645	1060	54%	80%	1,14	34%
Médiane	1680	1180	56%	92%	1,29	38%
Quartile 0,75	1790	1290	61%	100%	1,55	59%
Valeur maximale	1931	1390	66%	100%	1,93	72%
Ecart type	108,62	150,66	5%	13%	0,32	15%
Coefficient de variation	6,3%	12,9%	8,8%	14,8%	23,7%	32,6%

Tableau 8 : Statistiques des paramètres d'état des altérites

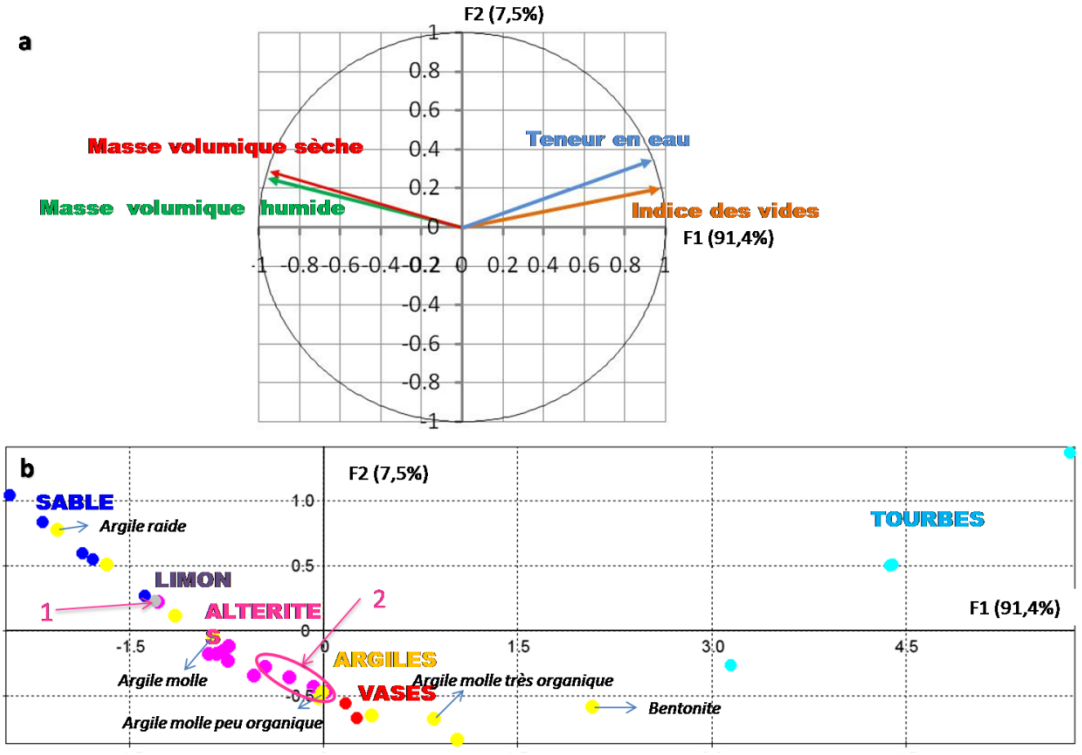


Figure 81 : Analyse en composantes principales des paramètres d'état de différents sols : a. espace des variables (sable, limon, altérites, argiles, vases et tourbes sont des modalités)[13]; b. espace des individus (source des données hors altérites : Magnan, 1982 et 2000) ; signification des zones numérotées 1 et 2 dans le texte

[13] Une modalité est une caractéristique d'un groupe d'individu. Ici, il s'agit ici du mois ou de la saison. A un coefficient de dilatation près, elle est placée au barycentre (point moyen) des individus dont elle est la caractéristique.

Comme le montre le cercle des corrélations des deux premières composantes principales, (Figure 81a), les quatre variables se répartissent en deux couples : on observe d'une part, une corrélation positive forte entre les masses volumiques sèches et humides et, d'autre part, entre l'indice des vides et la teneur en eau (matrice des corrélations disponible en Annexe 7). Les deux couples sont, quant à eux, négativement corrélés. Les individus, dans l'espace formé par les axes factoriels F1 et F2 (Figure 81b), s'alignent selon deux lignes, l'une allant d'un pôle formé par les sables denses à un pôle formé par les vases, et la seconde d'un pôle formé par les vases à un pôle formé par les tourbes. Le premier alignement correspond, des sables aux vases, à une décroissance des masses volumiques et à une légère tendance à l'augmentation de la teneur en eau et de l'indice des vides. Le second correspond, des vases aux tourbes, à une augmentation de la teneur en eau et de l'indice des vides ainsi qu'à une légère diminution des masses volumiques. Dans l'espace des individus, les altérites se placent dans le domaine des argiles molles.

On observe, en outre, une variabilité non négligeable parmi les paramètres d'état des altérites (les masses volumiques humide et sèche fluctuent respectivement de 1580 à 1931 $kg.m^{-3}$ et de 920 à 1390 $kg.m^{-3}$, la porosité s'étend sur une plage de 17% entre 49% et 66%) alors que celles-ci ont été, pour dix d'entre elles, prélevées le long d'un même forage, entre 1,1 m et 5,4 m de profondeur (Figure 82). En détail, on remarque une certaine homogénéité des paramètres de 1,1 à 4,8 m de profondeur. A 4,8 m de profondeur, l'altérite est saturée et la masse volumique humide (Tableau 9) qui est alors égale à la masse volumique saturée, augmente jusqu'à la valeur de 1870 $kg.m^{-3}$. Cette valeur est proche de ce qui est habituellement mesuré (Philipponnat et Hubert, 2002) : en effet, la saturation d'un matériau s'accompagne de l'augmentation de sa masse volumique, la masse de l'eau s'ajoutant à celle du squelette, pour atteindre des valeurs comprises entre 1900 et 2200 $kg.m^{-3}$. Dans l'espace des individus de la Figure 81b, cet échantillon se place à proximité des limons, dans la zone qui caractérise également les argiles moyennement raides (zone 1). En dessous de 4,8 m, le matériau est toujours quasiment saturé, cependant la masse volumique saturée (en moyenne 1620 $kg.m^{-3}$) est inférieure, d'une part, à la masse volumique humide en milieu insaturé (en moyenne 1660 $kg.m^{-3}$) et, d'autre part, aux valeurs généralement mesurées dans les matériaux saturés (de 1900 à 2200 $kg.m^{-3}$). Les faibles valeurs de masse volumique saturée de l'altérite s'accompagnent de valeurs élevées de la porosité et de l'indice des vides et d'une valeur de la masse volumique sèche plus faible qu'en milieu insaturé : en milieu saturé, pour un volume identique de grains solides, le volume des vides est plus élevé qu'en zone insaturée (Figure 82). Dans l'espace des individus de la Figure 81b, les échantillons prélevés dans cette zone saturée se placent dans le domaine des vases (zone 2).

En outre, des valeurs différentes ont été mesurées pour les quatre autres échantillons saturés prélevés dans les autres forages effectués dans l'altérite du Flysch à silex de Guéthary, mais sur d'autres sites, et pour lesquels seules les valeurs de masse volumique sont connues et n'ont donc pas été intégrées à l'analyse en composante principale. Ces échantillons, prélevés entre 4,5 et 5,0 m pour les trois premiers et à une profondeur inconnue pour le dernier, présentent, en effet, des masses volumiques saturées respectivement égalent à 1780, 1796, 1931 et 1900 $kg.m^{-3}$ (moyenne : 1850 $kg.m^{-3}$).

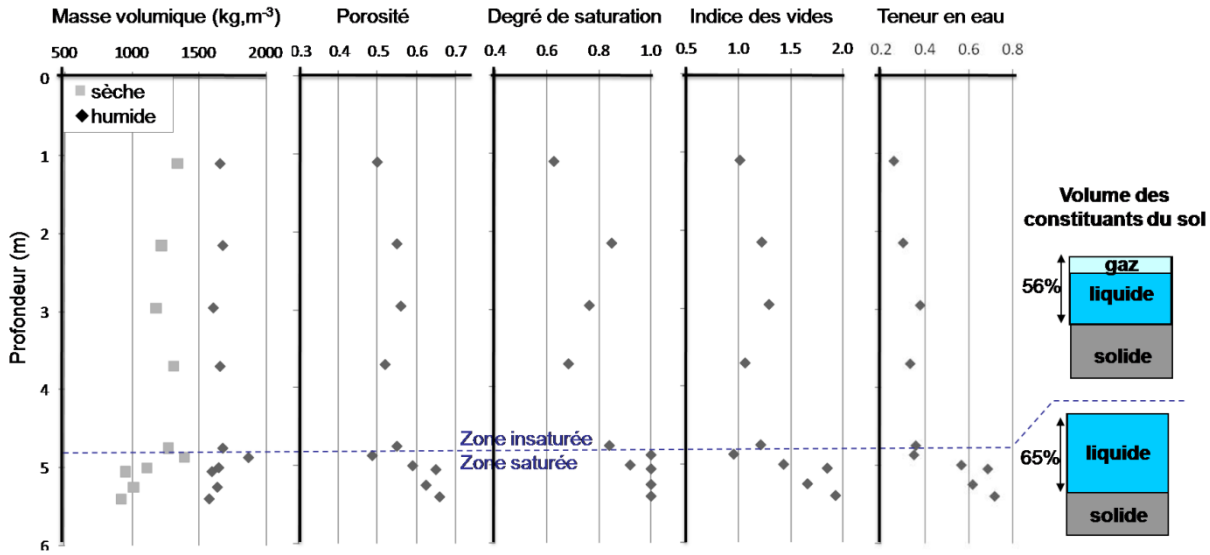


Figure 82 : Evolution des paramètres d'état dans un forage réalisé dans l'altérite du Flysch à silex de Guéthary sur le site d'Erromardie (cf. Tableau 9)

Roche-mère	Site	Coordonnées (Lambert II étendu)		Profondeur (m)	Masse volumique humide (kg.m^3)	Degré de saturation
		X (m)	Y (m)			
Flysch marno-calcaire de Socoa	Saint Barbe	275640	1830310	2,50	1740	100%
Flysch à silex de Guéthary	Erromardie	277784	1831161	1,10	1660	63%
				2,15	1680	85%
				2,95	1610	76%
				3,70	1660	68%
				4,75	1680	84%
				4,87	1870	100%
				5,00	1650	92%
				5,05	1600	100%
				5,25	1640	100%
				5,40	1580	100%
	Itsasoan	280250	1833000	?	1900	100%
	Parlementia	280570	1833260	entre 4,50 et 5,00	1780	100%
					1796	100%
					1931	100%

Tableau 9 : Détail des données de masse volumique humide

Ainsi, deux familles de matériaux se distinguent par leur comportement saturé : la première est caractérisée par des masses volumiques saturées proches de ce qui est généralement observé (moyenne : 1850 kg.m^{-3}), la seconde par des masses volumiques saturées faibles (en moyenne sur l'ensemble des échantillons : 1660 kg.m^{-3}). Cette caractéristique des altérites est discutée dans le paragraphe III.3.3.1 (p.138), dans lequel est étudiée la consolidation.

Au vue des différentes mesures et interprétations des résultats, nous proposons de retenir, pour les calculs d'instabilité (*cf.* Chap. III.5 p.195), deux masses volumiques humides : l'une en milieu insaturé, égale à 1790 kg.m^{-3} (quartile 0,75), l'autre en milieu saturé par des circulations hydrogéologiques actuelles : 1850 kg.m^{-3}.

Nous proposons dans le paragraphe suivant de compléter l'analyse des altérites par l'étude des paramètres caractérisant classiquement les matériaux fins (Philipponnat et Hubert, 2002) :

- la granulométrie, qui mesure notamment la quantité d'argile dans le matériau,
- les limites d'Atterberg, qui permettent une estimation du comportement de la fraction la plus fine en présence d'eau.

III.3.2.2. Granularité et limites d'Atterberg

Les données relatives à la granulométrie des matériaux disponibles dans la BSS sont de différents types :

- informations ponctuelles sur la distribution granulométrique comme, par exemple, le pourcentage de fines (fraction argileuse de taille inférieure à 80 µm) ; c'est le cas dans la majorité des dossiers BSS possédant ce type d'information (cent-dix-sept résultats),
- mesures granulométriques complètes avec le pourcentage de refus pour chaque diamètre de tamis utilisé ; seuls les dossiers correspondant à deux forages possèdent ces informations pour, au total, six échantillons. Dans chacun de ces cas, la fraction fine n'a pas été étudiée.

Afin de compléter ces données et notamment d'obtenir des données sur la distribution de la fraction inférieure à 80 µm, absentes de la BSS, des analyses granulométriques ont été réalisées, à partir de prélèvements effectués sur le site de Harotzen Costa à Guéthary (Annexe 3 : « Essais en laboratoire »). La distribution des particules de diamètre supérieur à 80 µm a été déterminée par tamisage (NF P94-056 et NF P94-040), celle des particules de taille inférieure, par sédimentométrie (NF P94-057 ; Peter-Borie, 2006) ou par granulomètre laser (NF 13320-1, 2001).

La Figure 83 présente les courbes granulométriques dans les altérites des Marno-calcaires de Loya (un échantillon) et des Flysch marno-calcaire de Socoa (douze échantillons au total). Comme cela avait été observé en lames minces (*cf.* §II.3.4.1.2 p.66) et sur les affleurements *in situ* (*cf.* § II.3.3.1.1.1 p.53), la distribution de la taille des grains est étalée et discontinue. En effet, dans l'altérite, sont présents :

- des fragments de chailles dont la taille évolue de la classe des graviers à celle des cailloux,
- des grains détritiques hérités des différents termes des flyschs, dont la taille varie de la classe des argiles (niveaux d'altérite hérités de termes fins de la séquence de Bouma (Td-e, *cf.* § I.2.4.2.1 p.14) à celle des sables grossiers (niveaux d'altérites hérités du terme grossier de la séquence de Bouma (Ta), *cf.* § I.2.4.2.1 p.14).

On observe, en outre, une grande variabilité dans la répartition de chaque fraction granulométrique. A titre d'exemple, la fraction argileuse (fraction inférieure à 2 µm), estimée sur sept échantillons, varie de 34% à 70% ; la fraction de fines (fraction inférieure à 80 µm) des onze échantillons qui ont donné lieu à des tamisages évolue de 35% à 100%. La

Figure 84 présente la distribution de la fraction fine de l'ensemble des échantillons d'altérites des marno-calcaires disponibles dans la BSS. On observe, là aussi, une grande hétérogénéité : l'étendue sur laquelle se répartit la fraction fine est de 64% (de 30% à 94%), la valeur modale est de 51%. En outre, aucune évolution fonction de la roche-mère n'apparait.

Ces fluctuations dans les résultats des analyses granulométriques s'expliquent par le fait que le V.E.R. est de dimension supérieure à celle des échantillons utilisés pour les analyses (un échantillon comportant des éléments de taille centimétrique nécessite environ 1 kg de matériau, soit 600 cm^3 pour une masse volumique de 1670 $kg.m^{-3}$ selon la norme française NF P94-040). Elles masquent de potentielles variations de granulométrie liées aux évolutions lithologiques des altérites avec le faciès de leur roche-mère.

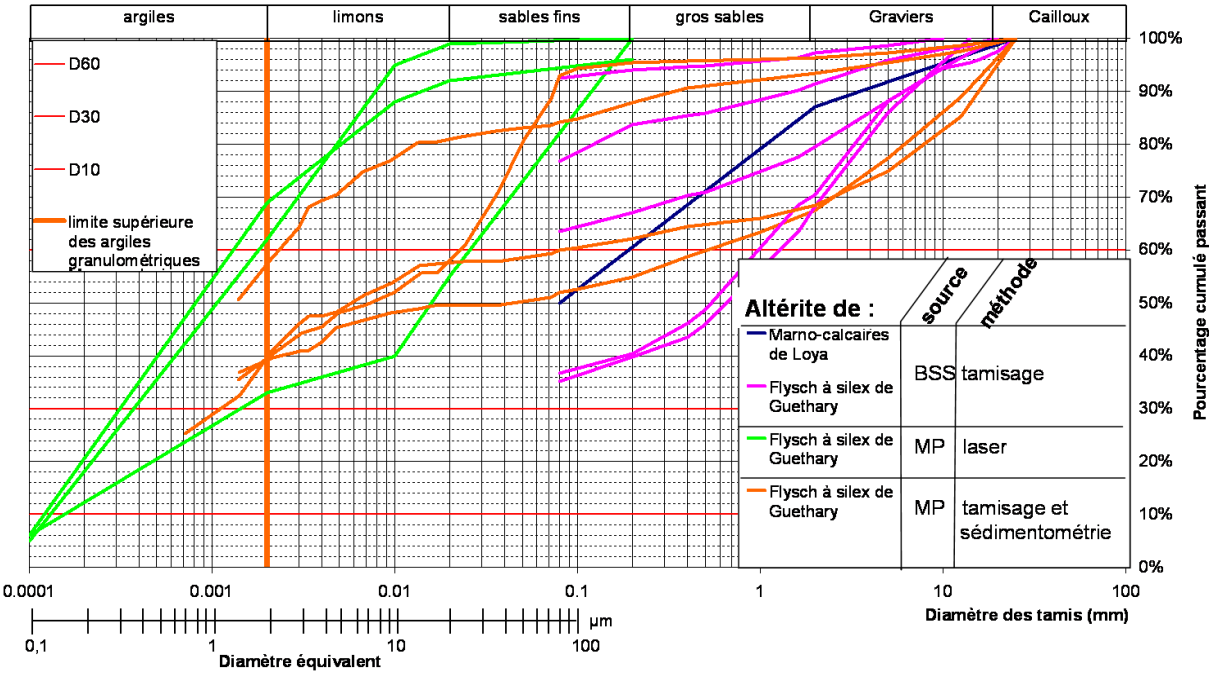


Figure 83 : Courbes granulométriques des altérites tracées à partir des données récoltées en BSS ou des essais réalisés sur le site du glissement de Harotzen Costa à Guéthary (MP)

a.

	Nombre de valeurs	Moyenne	Valeur minimale	Valeur maximale	Ecart type
Altérite du Marno-calcaires de Loya	1	50%			
Altérite du Flysch marno-calcaire de Socoa	1	39%			
Altérite du Flysch à silex de Guethary	12	66%	35%	94%	20%
Altérite du Calcaire de Behobie	109	58%	30%	96%	14%
Altérite du Calcaire d'Ablaintz et de Villa Rosa	1	92%			

b.

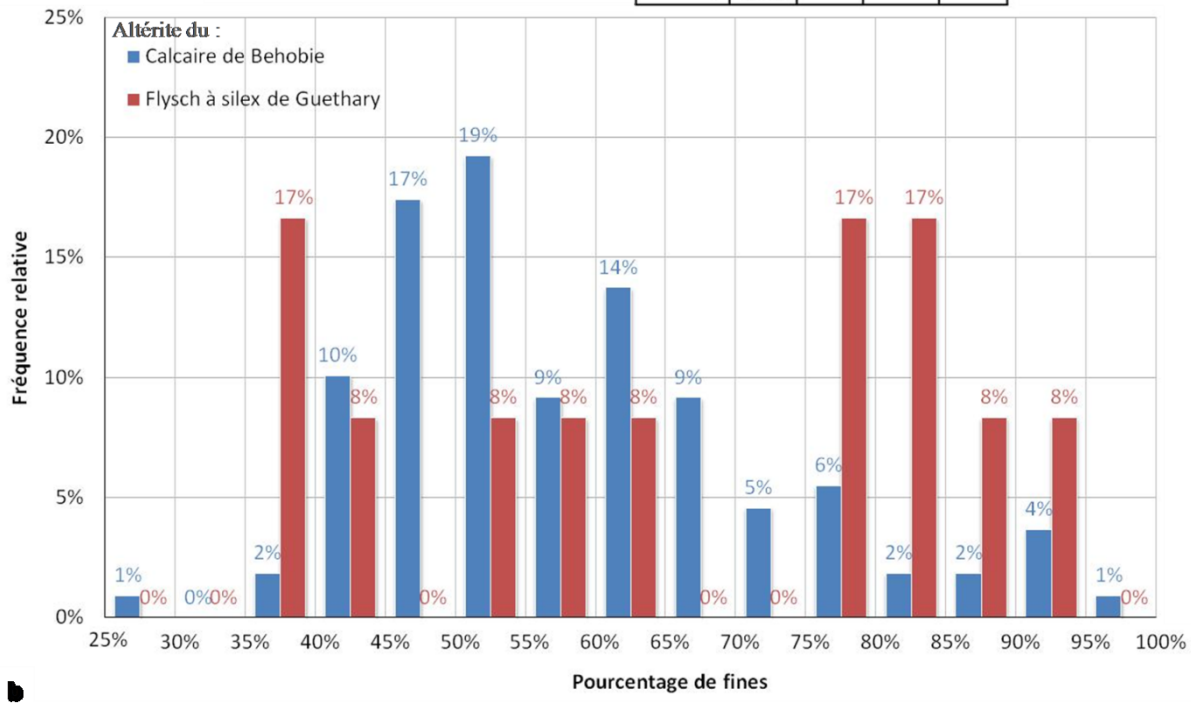


Figure 84 : a. Paramètres statistiques du pourcentage de la fraction fine (<80 µm) dans les altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Cénomanien supérieur au Campanien supérieur ; b. Distribution du pourcentage de la fraction fine des altérites du Calcaire de Béhobie et du Flysch à silex de Guéthary

Les fractions fines et argileuses sont potentiellement importantes dans les altérites. Or, l'abondance des argiles dans les matériaux a des répercussions sur la stabilité des pentes : en effet, l'augmentation de la teneur en eau des sols fins s'accompagne de la diminution de la résistance du matériau, celui-ci passant d'un état solide à un état plastique puis à un état liquide (Le Roux, 1972). L'étude des limites d'Atterberg permet une estimation de la sensibilité du matériau aux variations de teneur en eau.

Atterberg (1911) a proposé trois définitions des états que peuvent présenter les argiles en fonction de leur teneur en eau :

- l'état solide, pour des teneurs en eau inférieures à la limite de plasticité (w_p),
- l'état plastique, pour des teneurs en eau comprises entre la limite de plasticité (w_p) et la limite de liquidité (w_L),
- l'état liquide, pour des teneurs en eau supérieures à la limite de liquidité (w_L).

En outre, deux indices sont classiquement définis :

- l'indice de plasticité (I_p) est la différence entre la limite de liquidité (w_L) et la limite de plasticité (w_p). Il donne l'étendue du domaine plastique et est caractéristique du type d'argile. Le couple (I_P, w_L) permet d'apprécier la faculté d'un matériau à devenir très déformable en

absorbant de l'eau, c'est-à-dire, sa plasticité. Il est ainsi utilisé dans la classification des sols fins à travers le diagramme de Casagrande (1932) : cette représentation de l'indice de plasticité (I_p) en fonction de la limite de liquidité (w_L) permet de placer l'échantillon analysé parmi les différents types de matériaux fins (limons peu plastiques (Lp), argiles peu plastiques (Ap), limons très plastiques (Lt), argiles très plastiques (At)), et les grandes familles d'argiles (kaolinite, illite, montmorillonite de la famille des smectites ; Habib, 1997),

- l'indice de consistance (I_c) est la différence entre la limite de liquidité (w_L) et la teneur en eau (w), rapportée à l'indice de plasticité (I_p) : $I_c = \frac{w_L - w}{I_p}$. Comme l'indique son nom, cet indice définit la consistance du matériau :
  - si la teneur en eau de ce dernier est égale à la limite de liquidité, la consistance est nulle (le matériau est liquide), $I_c = 0$ puisque $w = w_L$;
  - si la teneur en eau de ce dernier est égale à la limite de plasticité, le matériau est très consistant, $I_c = 1$ puisque $w = w_P$ et $w_L - w_p = I_p$.

Cent-quarante-huit mesures de limites d'Atterberg sont disponibles dans la BSS, et onze analyses supplémentaires ont été effectuées sur des échantillons prélevés dans le glissement de Harotzen Costa à Guéthary (Annexe 3 : « Essais en laboratoire »). Le Tableau 10 présente la synthèse statistique des limites d'Atterberg des altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Cénomanien supérieur au Campanien supérieur et des indices associés. La valeur de limite de liquidité (w_L) moyenne des altérites est élevée (57%) et l'indice de plasticité (I_p) moyen est de 30%, ce qui place, en moyenne, les altérites dans le domaine des argiles très plastiques. Cependant les données sont très dispersées : les plages des teneurs en eau sur lesquelles s'étendent les limites de liquidité (w_L) et les indices de plasticité (I_p) sont respectivement de 65% (de 27% à 95%) et de 46% (de 10% à 67%). Les formations géologiques argileuses issues d'une même genèse n'ont jamais des caractéristiques physico-chimiques strictement identiques, mais elles se placent cependant généralement de façon structurée dans le diagramme de Casagrande (Magnan, 2000) : elles se disposent parallèlement à la « ligne A » (Figure 85), droite de pente égale à 0,73, qui représente la limite entre les matériaux dont le comportement se rapproche des limons (couple (I_P,w_L) en-dessous de la « ligne A ») et ceux proches des argiles (couple (I_P,w_L) en-dessus de la « ligne A »). L'étude de l'emplacement de chaque échantillon d'altérite en fonction du faciès de sa roche-mère révèle que (Figure 85):

- 85% des cent-vingt-cinq échantillons prélevés dans les altérites du Calcaire de Béhobie se placent au-dessus de la « ligne A », dans le domaine des argiles et présentent un alignement parallèle à cette droite (d'un pôle caractérisant les sables et silts argileux à celui des argiles gonflantes pures de type montmorillonite), et 15% dans le domaine des limons et argiles de type kaolinite et illite. La présence de sable et de silts dans cette altérite, héritée de la roche-mère composée, pour les deux-tiers, de calcarénites et de calcsiltites (Razin, 1989, Annexe 2), peut expliquer la gradation des échantillons disposés au-dessus de la ligne « A »,
- les échantillons de l'altérite du Flysch à silex de Guéthary (vingt-cinq au total, dont quatorze issus de la BSS et onze des essais complémentaires) se placent majoritairement dans le domaine des matériaux très plastiques. Les indices de plasticité (I_P) sont très variables, évoluant entre des valeurs fortes (67%), caractéristiques des montmorillonites (famille des smectites) et des valeurs plus faibles (16%) du domaine des kaolinites. La majorité des échantillons (88%) appartient cependant à un domaine évoluant entre un pôle « illite » à un pôle « montmorillonite ». L'emplacement des échantillons de cette altérite est ainsi conforme aux analyses pétrographiques qui ont révélé un cortège argileux constitué majoritairement

d'illites puis de smectites, et plus rarement de kaolinites (*cf.* § II.3.4.3 p.72). Les échantillons ne s'alignent pas selon une direction parallèle à la « ligne A ». Là encore, la taille du V.E.R. explique cette hétérogénéité des résultats : le volume de matériau utilisé pour la détermination des limites d'Atterberg est d'environ 120 cm^3 (équivalent à une masse de 200 g, pour une masse volumique de 1670 $kg.m^{-3}$; NF P94-051), inférieur au V.E.R.. Les variations lithologiques des matériaux prélevés ont un poids important dans les résultats d'essais permettant l'obtention des limites d'Atterberg,

Altérite du :	Paramètre :	WL	Wp	Ip	Ic
Calcaire d'Ablaintz et de Villa Rosa	Nombre de valeurs	1	1	1	1
	Valeurs	51%	30%	21%	0,90
Calcaire de Béhobie	Nombre de valeurs	125	125	125	122
	Moyenne	53%	24%	29%	0,87
	Ecart-type	13%	6%	8%	0,44
	Minimum	29%	13%	11%	-1,60
	Médiane	53%	23%	29%	0,93
	Maximum	91%	45%	49%	1,62
Flysch à silex de Guéthary	Nombre de valeurs	25	25	25	25
	Moyenne	76%	35%	41%	0,50
	Ecart-type	13%	8%	13%	0,62
	Minimum	43%	25%	16%	-0,91
	Médiane	80%	33%	40%	0,70
	Maximum	95%	53%	67%	1,58
Flysch marno-calcaire de Socoa	Nombre de valeurs	3	3	3	3
	Moyenne	71%	42%	29%	1,18
	Ecart-type	10%	8%	3%	0,73
	Minimum	63%	35%	25%	0,18
	Médiane	64%	38%	29%	1,45
	Maximum	85%	53%	32%	1,90
Marno-calcaires de Loya	Nombre de valeurs	5	5	5	5
	Moyenne	53%	32%	21%	1,49
	Ecart-type	16%	8%	9%	0,37
	Minimum	27%	17%	10%	1,02
	Médiane	53%	35%	21%	1,36
	Maximum	71%	40%	32%	2,02
Toutes les altérites	Nombre de valeurs	159	159	159	156
	Moyenne	57%	27%	30%	0,84
	Ecart-type	16%	8%	10%	0,52
	Minimum	27%	13%	10%	-1,60
	Médiane	55%	25%	30%	0,91
	Maximum	95%	53%	67%	2,02

Tableau 10 : Statistiques sommaires des limites d'Atterberg

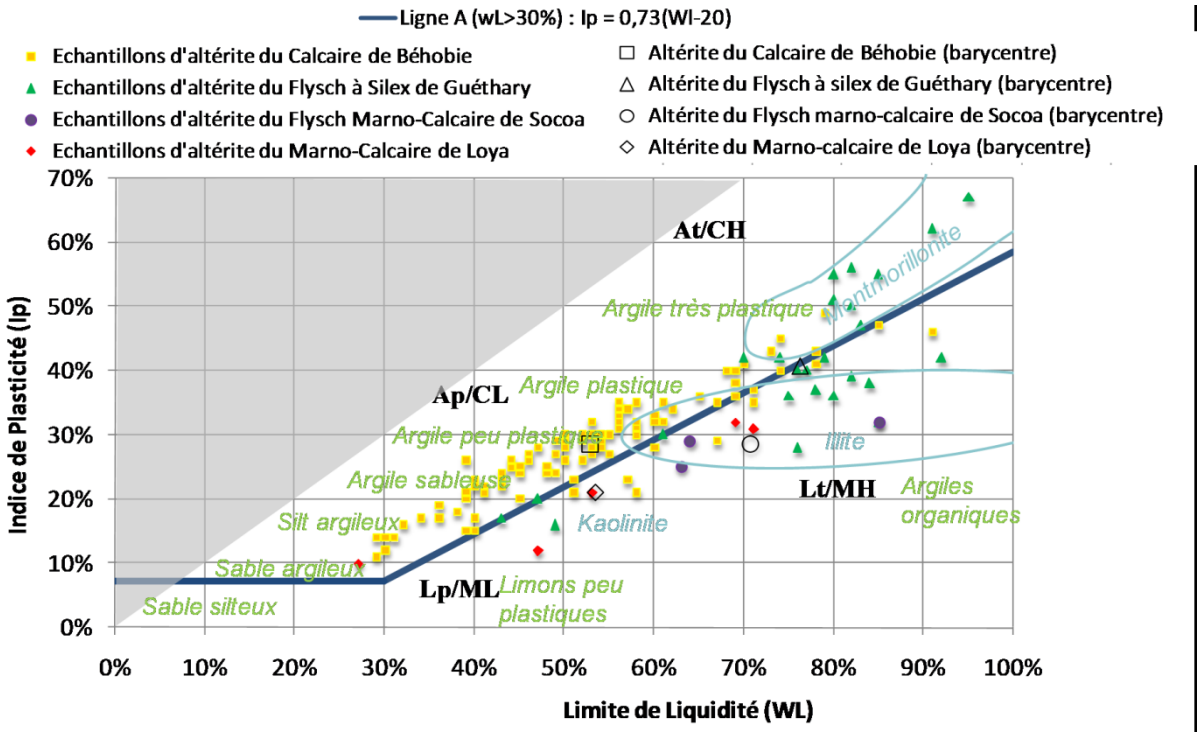


Figure 85 : Diagramme de Casagrande[14] (d'après Habib, 1997)

▪ les résultats portant sur des échantillons d'altérites du Flysch marno-calcaire de Socoa et des Marno-calcaires de Loya sont peu nombreux (respectivement trois et cinq) et permettent de placer ces matériaux sous la « ligne A ». L'altérite du Flysch marno-calcaire de Socoa se place, dans le diagramme de Casagrande, dans le domaine des illites et celle des Marno-calcaires de Loya, dans le domaine des kaolinites et des illites. Il apparait que ces altérites sont globalement moins plastiques que les précédentes.

Alors que la majorité des échantillons des altérites du Calcaire de Béhobie (85%) se place dans le domaine des argiles plastiques, avec une gradation qui semble liée à la teneur en silts et sables, ceux des altérites du Flysch à silex de Guéthary sont dispersés entre les domaines des illites et de la montmorillonite, ceux du Flysch marno-calcaire de Socoa appartiennent au domaine des illites et, enfin, ceux des Marno-calcaires de Loya, au domaine des illites et des kaolinites. Malgré les fluctuations des résultats inhérents à la taille des échantillons, inférieure au V.E.R., des différences sont clairement établies entre ces altérites. Au niveau des formations majeures du littoral (*cf.* § II.3.2 p.50), il semble que les marno-calcaires qui présentent un faciès proximal (Flysch à silex de Guéthary) ont un produit d'altération dont le comportement est plus proche de celui des argiles gonflantes (type smectite et mélanges illites/smectites) que ceux qui présentent un faciès distal (Flysch marno-calcaire de Socoa, domaine des illites). En perspective à ce travail, des analyses supplémentaires, notamment dans les roches-mères, seraient nécessaires pour déterminer l'origine de ces fluctuations ; en effet, ces dernières peuvent être les conséquences de cortèges argileux différents des roches-mères et/ou des processus d'altération.

[14] Symboles français/ international : Lp/ML : Limons peu plastiques ; Ap/CL : Argiles peu plastiques ; Lt/MH : Limons très plastiques ; At/CH : Argiles très plastiques

La consistance moyenne de toutes les altérites, au moment de leur prélèvement, est inférieure à 1 : le matériau est dans un état plastique (Tableau 10). Cependant, ces valeurs sont très dispersées entre -1,60 et 2,02. La répartition des consistances des différents échantillons est présentée Figure 86. La majorité des échantillons prélevés (57%) est dans un état plastique ($0 < I_c < 1$) et 6% dans un état liquide ($I_c < 0$). Là encore, des disparités apparaissent selon la roche-mère :

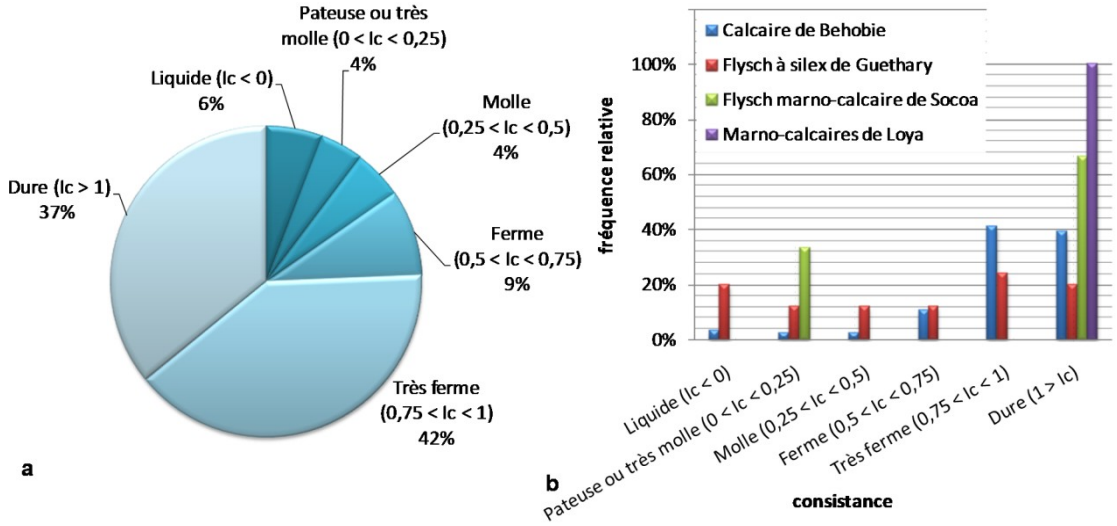


Figure 86 : Répartition de la consistance des altérites (a), par roche-mère (b)

- l'altérite du Calcaire de Béhobie a une consistance majoritairement dure à très ferme,
- celle du Flysch à silex de Guéthary présente des valeurs d'indice de consistance très dispersées, dont la répartition est bimodale : le premier mode, formé par près de 20% des échantillons, correspond à l'état liquide, le second (22%), à l'état très ferme. Or, tous les échantillons ont été prélevés dans des zones instables, après des délais plus ou moins importants à la suite d'un glissement de terrain. Ceux prélevés au sein des masses glissées peu de temps après l'évènement ont des consistances liquides à molles, ce qui n'est pas surprenant puisqu'il est connu que l'augmentation de teneur en eau, qui est à l'origine de la diminution de l'indice de consistance, est un facteur d'instabilité, alors que lorsque le délai entre l'évènement et le prélèvement est important ou lorsque le prélèvement n'est pas localisé dans la masse glissée, la consistance des échantillons est ferme à dure,:
    - six échantillons proviennent du bourrelet du glissement de Harotzen Costa de Guéthary. Ils ont une consistance liquide à molle (I_c moyen =-0,05). Ils ont été prélevés les 25 novembre et 8 décembre 2004 (précipitations mensuelles des mois de novembre et décembre respectivement supérieures à 110 mm et 150 mm). On remarque qu'un an après l'évènement, le matériau est toujours dans un état liquide ; cependant les précipitations abondantes au cours de la période de prélèvement ont participé à cet état,
    - quatre proviennent des terrains en place environnant (prélevés aux mêmes dates), et ont une consistance ferme à très ferme (I_c moyen = 0,73),
    - sept proviennent des reliefs côtiers instables de Parlementia à Guéthary ; ils ont une consistance très molle à molle (date et délai après évènement inconnu, I_c moyen = 0,22),

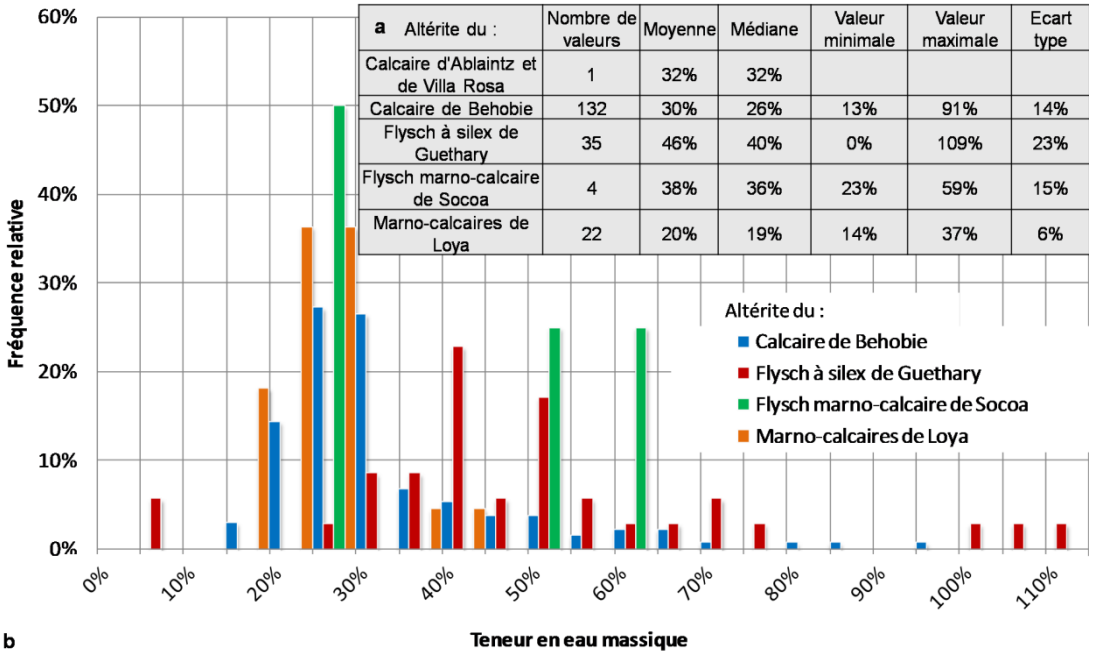
- les derniers, provenant des reliefs côtiers instables d'Erromardie à Saint-Jean-de-Luz ont une consistance très ferme à dure (I_c moyen = 1,08). Ils ont été prélevés en décembre 2007, mois particulièrement sec (*cf.* § III.4.3 p.151), dans la carotte d'un forage réalisé en amont d'un glissement antérieur à 2004,

▪ les échantillons prélevés dans les altérites du Marno-calcaire de Loya et du Flysch marno-calcaire de Socoa ont une consistance supérieure à 1,00 dans sept cas sur huit.

La teneur en eau des altérites, comme celle de tout matériau au comportement majoritairement plastique, a une importance sur leur résistance (Le Roux, 1972). Cent-quatre-vingt-quatorze mesures de teneur en eau pondérale au sein des altérites sont recensées dans la BSS. Les résultats sont très variables (Figure 87a), cependant, un mode apparaît pour une teneur en eau de 20% à 30% (Figure 87b). Il apparait, en outre, que l'altérite du Flysch à silex de Guéthary a une teneur en eau moyenne et modale supérieure à celles des autres altérites, et cela pour les raisons évoquées ci-dessus dans le cas des faibles valeurs d'indice de consistance.

a

Altérite du :	Nombre de valeurs	Moyenne	Médiane	Valeur minimale	Valeur maximale	Ecart type
Calcaire d'Ablaintz et de Villa Rosa	1	32%	32%			
Calcaire de Behobie	132	30%	26%	13%	91%	14%
Flysch à silex de Guethary	35	46%	40%	0%	109%	23%
Flysch marno-calcaire de Socoa	4	38%	36%	23%	59%	15%
Marno-calcaires de Loya	22	20%	19%	14%	37%	6%



b

Figure 87 : a. Paramètres statistiques de la teneur en eau dans les altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Cénomanien supérieur au Campanien supérieur ; b. Distribution du pourcentage de la fraction fine des altérites du Calcaire de Béhobie et du Flysch à silex de Guéthary

III.3.3. Essais de caractérisation mécanique

L'objet de ce paragraphe est l'estimation des propriétés mécaniques du matériau, non seulement la cohésion et l'angle de frottement effectifs (c' et φ'), obtenus ici par des essais en laboratoire (essais triaxiaux), mais aussi celle du module de déformation obtenu par un essai *in situ*, l'essai pressiométrique, dont l'intérêt est double :

▪ permettre la mobilisation, par cet essai, d'un volume de sol plus important que les essais en laboratoire (échantillons cylindriques de 3,5 cm de diamètre et de 7 cm de hauteur),

▪ donner un critère de rupture (pression limite nette p_l^*) et déformation (module pressiométrique E_m et pression de fluage nette p_f^*) du matériau par le biais d'une mobilisation de type cisaillement.

III.3.3.1. Essai *in situ* : essai au Pressiomètre Ménard

Le Pressiomètre Ménard est, en France, l'outil de base utilisé pour le dimensionnement des fondations (Philipponnat et Hubert, 2002). A ce titre, de nombreux résultats d'essais pressiométriques sont archivés dans la BSS.

L'essai consiste à descendre, dans un forage, à une profondeur donnée, une sonde cylindrique gonflable. Une fois la sonde positionnée, on applique une pression horizontale radiale sur les parois du forage en augmentant la pression dans la sonde. Cet essai est un essai de cisaillement pur, non drainé dans les sols argileux (Philipponnat et Hubert, 2002) ; il fournit les valeurs de trois paramètres principaux :

▪ le module pressiométrique (E_M), qui est un module d'élasticité (non drainé dans les sols argileux),

▪ la pression de fluage nette (p_f^*) qui est la pression au-delà de laquelle le matériau a un comportement plastique,

▪ la pression limite nette (p_l^*) qui est la pression au-delà de laquelle le sol est en rupture.

Les valeurs de rupture conventionnellement obtenues dans les différents matériaux sont présentées dans le Tableau 11.

Classe de sol		Description	Pression limite nette (p_l^*, MPa)
Argiles, limons	A	Argile et limons mous	< 0,7
	B	Argiles et limons fermes	1,2 – 2,0
	C	Argiles très fermes à dures	> 2,5
Sables graves	A	Lâches	< 0,5
	B	Moyennement compacts	1,0 – 2,0
	C	Compacts	> 2,5
Marnes et Marno-calcaires	A	Tendres	1,5 – 4,0
	B	Compactes	> 4,5
Roches (calcaires, schistes, granites, etc…)	A	Altérées	2,5 – 4,0
	B	Fragmentées	> 4,5

Tableau 11 : Catégories conventionnelles de sols et pressions limites associées (Philipponnat et Hubert, 2002)

Cent-quatre-vingt-six valeurs de module pressiométrique (E_M) et de valeurs de pression de fluage nette (p_f^*) et cinquante-trois valeurs de pression limite nette (p_l^*) sont disponibles dans la BSS. Les valeurs de ces paramètres de résistance mécanique sont globalement faibles et dispersées :

▪ pour l'ensemble des altérites, la moyenne des valeurs de module pressiométrique (E_M, Figure 88) est située entre 7 et 13 MPa. On observe, en outre, une dispersion importante ; l'intervalle interquartile maximal est de 8 MPa (altérite des Calcaires d'Ablaintz et de Villa Rosa). Dans le cas de l'altérite du Flysch à silex de Guéthary un maximum de 110 MPa est atteint ; il est probablement la conséquence de la présence d'un reliquat de roche-mère, comme cela peut parfois être observé (*cf.* § II.3.3.3 p.65), au sein de l'altérite mobilisée par l'essai. Néanmoins, à l'exception du cas particulier décrit précédemment, les valeurs de

module pressiométrique (E_M) sont dans l'ensemble faibles et caractéristiques de matériaux à faible résistance mécanique,

- les valeurs de pression de fluage nette moyennes (p_f^*, Figure 89) sont comprises entre 0,45 et 0,61 MPa. L'intervalle interquartile est, au maximum, égal à 0,36 MPa (altérite des Calcaires d'Ablaintz et de Villa Rosa). On remarque, en outre, que les données relatives à l'altérite du Flysch à silex de Guéthary sont très peu dispersées (intervalle interquartile = 0,09 MPa),
- les valeurs de pression limite nette moyennes (p_l^*, Figure 90) moyenne sont comprises entre 0,51 et 0,97 MPa. Conventionnellement, les matériaux caractérisés par une pression limite nette (p_l^*) inférieure à 0,7 MPa sont classés parmi les argiles et limons mous (Tableau 11 ; Philipponnat et Hubert, 2002). 41,5 % des échantillons d'altérites mobilisés par un essai pressiométrique présentent de telles valeurs. Seulement 3,8 % des valeurs de pression limite nette (p_l^*) sont supérieures à 2,5 MPa, classant le matériau dans le domaine des argiles très fermes à dures. On remarque, en outre, des différences de comportement entre, d'une part, l'altérite du Flysch à silex de Guéthary et, d'autre part, celle du Calcaire de Béhobie. La distribution des valeurs de pression limite nette semble suivre, pour les deux altérites, une même loi de type log-normale, mais avec un décalage de 0,4 MPa : l'altérite du Flysch à silex est globalement plus résistante que celle du Calcaire de Béhobie.

a

Altérite du : / E_M (Mpa)	Calcaire d'Ablaintz et de Villa Rosa	Calcaire de Behobie	Flysch à silex de Guethary	Flysch d'Hayzabia	Flysch marno-calcaire de Socoa	Marno-calcaires de Loya
moyenne	8,6	7,3	12,2	11,6	10,7	7,0
écart-type	7,8	4,5	18,5	4,8		2,5
minimum	1,4	0,0	1,9	0,0		0,0
quartile 0,25	2,6	4,3	5,7	10,5		6,7
médiane	7,7	6,1	7,6	11,6		7,2
quartile 0,75	10,3	9,5	10,4	14,2		8,6
maximum	35,5	19,3	110,0	18,5		10,7
Intervalle interquartile	7,7	5,2	4,7	3,8		1,9
nombre de valeurs	27	101	32	11	1	14

b

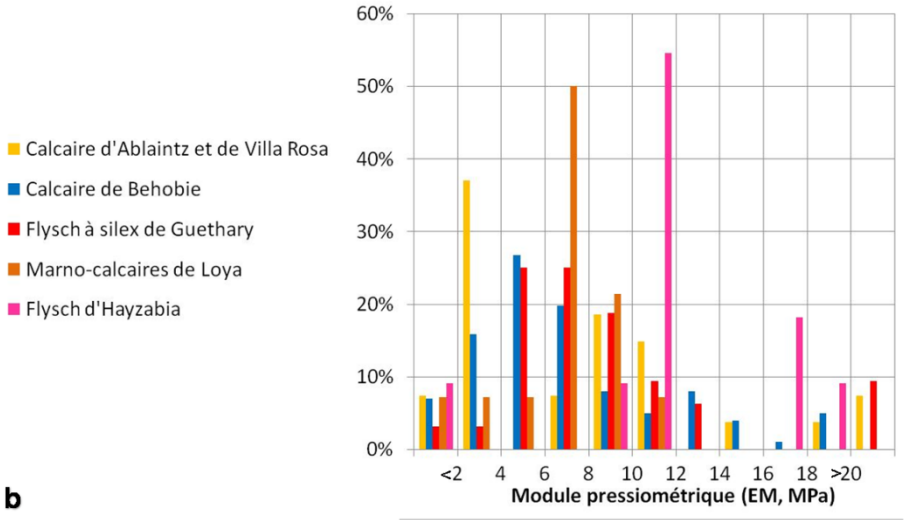


Figure 88 : Paramètres statistiques (a) et distribution (b) des modules pressiométriques (E_M en MPa) par altérite

a

Altérite du : / Pf* (Mpa)	Calcaire d'Ablaintz et de Villa Rosa	Calcaire de Behobie	Flysch à silex de Guethary	Flysch d'Hayzabia	Flysch marno-calcaire de Socoa	Marno-calcaires de Loya
moyenne	0,45	0,45	0,49	0,61	0,45	0,45
écart-type	0,42	0,28	0,31	0,21		0,18
minimum	0,06	0,00	0,00	0,00		0,00
quartile 0,25	0,16	0,28	0,37	0,55		0,38
médiane	0,39	0,38	0,40	0,71		0,47
quartile 0,75	0,52	0,55	0,45	0,74		0,52
maximum	2,12	1,47	1,60	0,78		0,76
Intervalle interquartile	0,36	0,27	0,09	0,19		0,14
nombre de valeurs	27	101	32	11	1	14

b

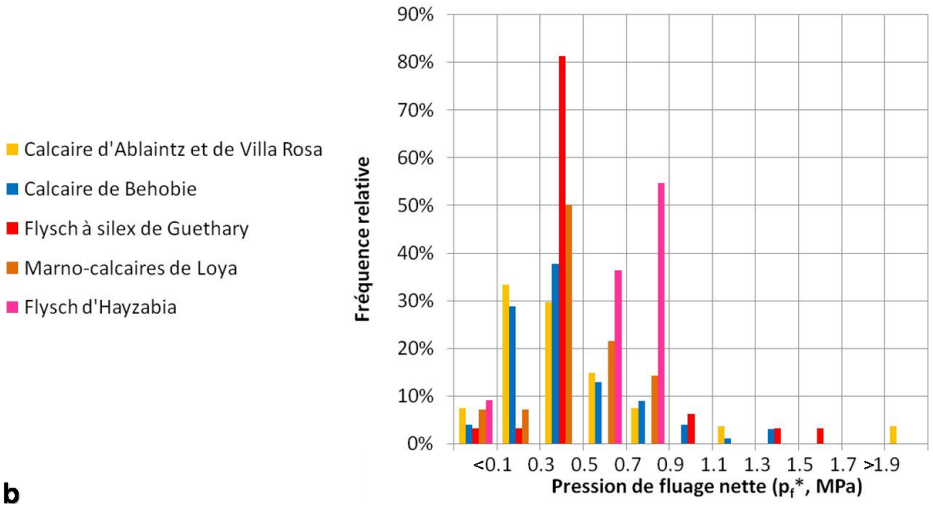


Figure 89 : Paramètres statistiques (a) et distribution (b) des pressions de fluage nettes (p_f^*, en MPa) par altérite

a

Altérite du : / Pl* (Mpa)	Calcaire d'Ablaintz et de Villa Rosa	Calcaire de Behobie	Flysch à silex de Guethary	Flysch marno-calcaire de Socoa
moyenne	0,97	0,51	0,91	0,77
écart-type	0,15	0,29	0,53	
minimum	0,80	0,20	0,44	
quartile 0,25	0,86	0,27	0,70	
médiane	0,98	0,45	0,74	
quartile 0,75	0,99	0,57	0,84	
maximum	1,23	1,26	2,70	
Intervalle interquartile	0,13	0,30	0,15	
nombre de valeurs	5	16	31	1

b

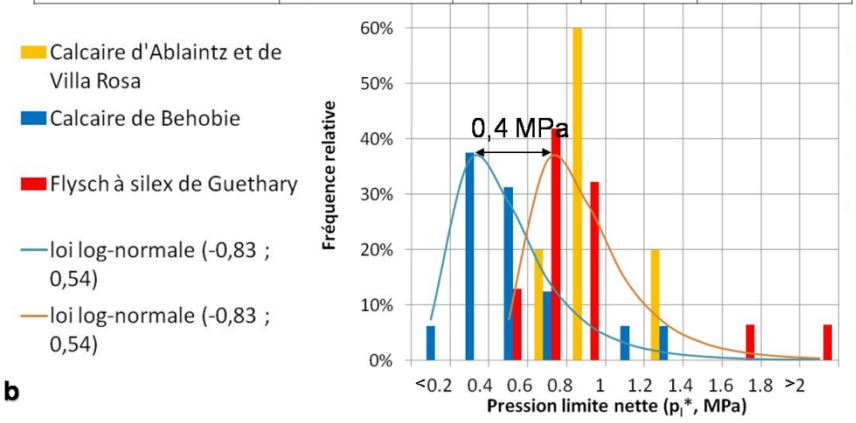


Figure 90 : Paramètres statistiques (a) et distribution (b) des pressions limites nettes (p_l^*, en MPa) par altérite

Les différents paramètres obtenus à partir de l'essai pressiométrique caractérisent des matériaux dont la résistance est variable, mais cependant, globalement faible. La taille des hétérogénéités lithologiques (centimétriques à millimétriques) ne peut expliquer ces fluctuations : la longueur de la sonde utilisée classiquement pour cet essai est au minimum égale à 70 cm. Par contre, les variations métriques à décamétriques d'orientation des plans de stratification, liées à l'héritage de la tectonique pyrénéenne dans les altérites (*cf.* § II.3.3 p.51), peuvent être les causes de l'hétérogénéité des résultats.

Bien que l'essai pressiométrique soit réalisé dans des conditions de court terme (non drainé), empiriquement, L. Ménard l'a rattaché à la théorie de la consolidation moyennant la connaissance de la nature du sol et la valeur du rapport $\frac{E_M}{p_l^*}$ (Tableau 12). L'étude de la distribution des valeurs de ce rapport calculé à partir des résultats de cinquante-trois essais répertoriés dans la BSS (Figure 91), permet de mettre en évidence que la majorité des altérites sont normalement consolidées. Cependant, plus de 20 % des altérites analysées sont à la limite de la sous-consolidation (selon qu'il s'agit d'argiles ou de limons) et 17 % sont sous-consolidées. Ce dernier état peut être expliqué par l'hypothèse suivante mettant en cause les processus d'altération : les altérites ne sont pas issues de sédiments qui se sont déposés puis tassés régulièrement sous leur propre poids, mais sont les résidus de la dissolution de carbonates probablement en milieu saturé avec un potentiel hydraulique faible à nul (*cf.* § II.3.5 p.76). Tant que l'eau n'est pas évacuée, les altérites ne peuvent se tasser sous leur propre poids (l'eau absorbe toutes les contraintes) : elles sont sous-consolidées, leur porosité est élevée et leur masse volumique saturée faible comme cela a pu être mesuré sur certains échantillons prélevés en zone saturée (*cf.* § III.3.2.1 p.126, seconde famille d'altérites qui se distinguent par leur comportement saturé). Le tassement, lorsqu'il est survenu, est postérieur au processus d'altération et s'est effectué en milieu drainé ou insaturé. Il s'est traduit par la consolidation des altérites déjaugées et s'est accompagné d'une réduction de leur porosité et une augmentation de leur masse volumique (*cf.* § III.3.2.1 p.126). La saturation des altérites postérieurement au premier déjaugeage, conséquemment à de nouvelles circulations hydrogéologiques, s'accompagne de l'augmentation de leur masse volumique humide (*cf.* § III.3.2.1 p.126, première famille d'altérites qui se distingue par son comportement saturé).

Type	Argile		Limon		Sable		Sable et graviers	
	$\frac{E_M}{p_l^*}$	α	$\frac{E_M}{p_l^*}$	α	$\frac{E_M}{p_l^*}$	α	$\frac{E_M}{p_l^*}$	α
Surconsolidé très serré	>16	1	> 14	2/3	> 12	1/2	> 10	1/3
Normalement consolidé, normalement serré	9-16	2/3	8-14	1/2	7-12	1/3	6-10	1/4
Sous-consolidé, altéré	7-9	1/2	5-8	1/2	5-7	1/3		

Tableau 12 : Valeurs du rapport $\frac{E_M}{p_l^*}$ et du coefficient rhéologique α en fonction de la nature du sol et de son état de consolidation (Philipponnat et Hubert, 2002)

a

$\frac{E_M}{p_l^*}$ Altérite du :	Calcaire d'Ablaintz et de Villa Rosa	Calcaire de Behobie	Flysch à silex de Guethary	Flysch marno-calcaire de Socoa
moyenne	10,3	9,1	9,7	13,9
écart-type	1,2	1,3	2,4	
minimum	8,1	6,5	4,1	
quartile 0,25	10,3	8,2	8,2	
médiane	10,5	9,5	9,3	
quartile 0,75	10,9	10,0	11,1	
maximum	11,5	11,2	16,2	
Intervalle interquartile	0,6	1,8	3,0	
nombre de valeurs	5	16	31	1

b

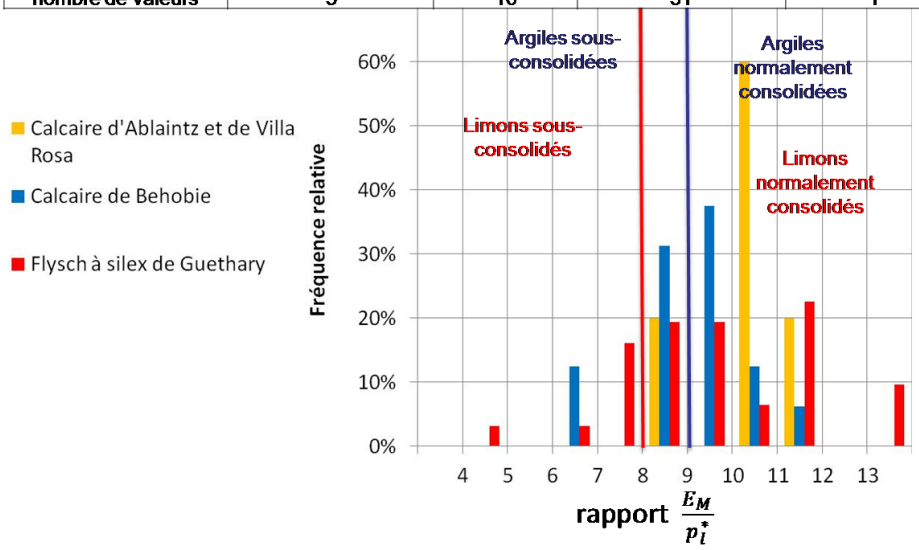


Figure 91 : Paramètres statistiques (a) et distribution (b) du rapport $\frac{E_M}{p_l^*}$ dans les altérites

Les calculs de stabilité des versants formés dans les altérites, tels que nous les proposons pour l'altérite du Flysch à silex de Guéthary dans le Chap. III.5, nécessitent la détermination des modules d'élasticité drainés de ces formations. Ces derniers peuvent être atteints à partir des résultats des essais pressiométriques, par le biais de relations empiriques et mathématiques :

- en rattachant empiriquement l'essai pressiométrique à la théorie de la consolidation, L. Ménard a défini un coefficient rhéologique α, fonction du type et de l'état du sol (Tableau 12), qui permet de corréler le module œdométrique (E_{oed}) au module pressiométrique (E_M) :

$$E_M = \alpha E_{oed}$$

- par ailleurs, le module d'élasticité drainé (ou module d'Young, E') est lié au module œdométrique (E_{oed}) selon la relation suivante (Philipponnat et Hubert, 2002) :

$$E' = E_{oed}\frac{(1+\nu')(1-2\nu')}{(1-\nu')}$$

avec ν' le coefficient de Poisson. La relation entre le module d'élasticité drainé (E') et le module pressiométrique (E_M) est donc :

$$E' = \frac{E_M}{\alpha}\frac{(1+\nu')(1-2\nu')}{(1-\nu')}$$

La valeur habituellement retenue pour le coefficient de Poisson en milieu drainé est égale à 0,3. On a alors :

$$E' = 0{,}74\frac{E_M}{\alpha}$$

La valeur du module élastique drainé (E') a été calculée pour les cinquante-trois échantillons pour lesquels des valeurs de $\frac{E_M}{p_l^*}$ sont disponibles, en prenant comme hypothèse, pour déterminer la valeur du coefficient rhéologique α, que le matériau est argileux (ce qui est le cas pour les altérites des roches considérées *cf.* § III.3.2 p.126). La distribution des valeurs du module élastique drainé est présentée sur la Figure 92.

Les valeurs du module d'élasticité drainé (E') évoluent de 1 à 33 MPa. Ces fluctuations sont, là encore, à relier à la taille du V.E.R., supérieure au volume mobilisé par la sonde pressiométrique. Dans le cadre de l'étude des instabilités de terrain, les paramètres les plus défavorables sont retenus. Nous choisissons d'utiliser les valeurs données par le premier quartile (quartile 0,25 ; Figure 92a), les extrema pouvant correspondre soit à des erreurs soit à des valeurs atypiques et ne sont, à ce titre, pas systématiquement représentatifs des caractéristiques réelles les plus faibles. Ainsi, dans le cadre des calculs de stabilité réalisés dans l'altérite du Flysch à silex de Guéthary, le module élastique drainé retenu est égal à 2 MPa.

a

Altérite du : / E' (Mpa)	Calcaire d'Ablaintz et de Villa Rosa	Calcaire de Behobie	Flysch à silex de Guethary	Flysch marno-calcaire de Socoa
moyenne	9,5	3,8	7,8	11,9
écart-type	3,1	2,2	7,5	
minimum	3,7	0,6	0,7	
quartile 0,25	9,3	1,7	2,5	
médiane	10,4	4,0	6,5	
quartile 0,75	11,2	5,8	9,2	
maximum	12,7	7,1	33,3	
Intervalle interquartile	1,89	4,06	6,70	
nombre de valeurs	5	16	31	1

b

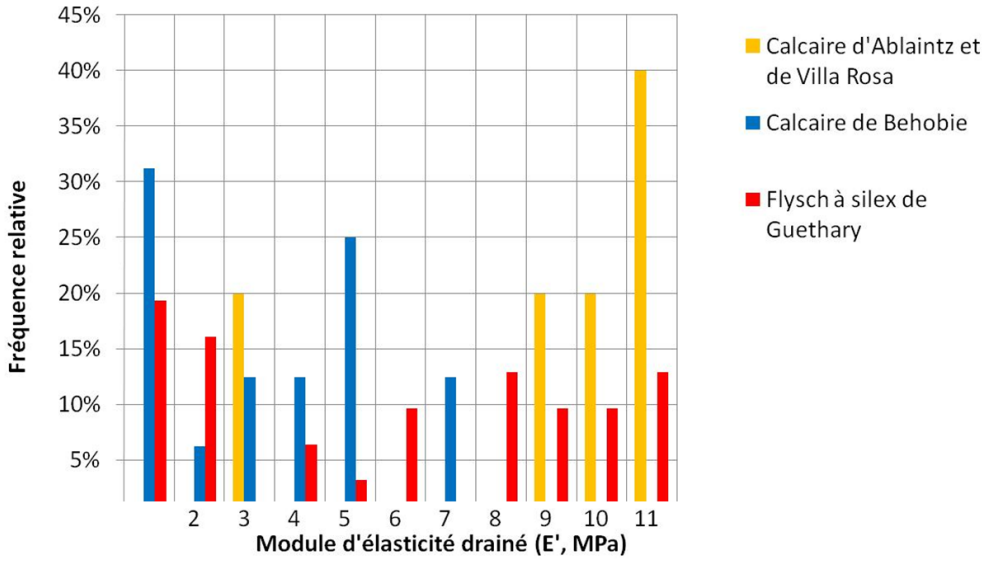


Figure 92 : Paramètres statistiques (a) et distribution (b) des modules d'élasticité drainés (E') par altérite

III.3.3.2. Essais triaxiaux

L'estimation des paramètres mécaniques est complétée par l'étude des résultats des essais triaxiaux. Neuf essais triaxiaux sont disponibles dans la BSS ; ils ont été réalisés sur les échantillons de quatre forages, trois dans l'altérite du Flysch à silex de Guéthary et un dans l'altérite du Flysch marno-calcaire de Socoa. Ils ont permis de déterminer les caractéristiques consolidées drainées (CD) de sept échantillons, et non consolidées non drainées (UU) de deux échantillons (*cf.* encadré « Essai triaxial » p.144, Tableau 13).

Dans un matériau aussi hétérogène que l'altérite, prélever un échantillon intact sans éléments de taille supérieure à 10% du diamètre de l'éprouvette (condition nécessaire pour se préserver de l'effet d'échelle, Costet et Sanglerat, 1981), requiert d'effectuer un choix parmi les différents niveaux de l'altérite : seules les zones d'argiles ou de silts relativement compacts sans fragments de chailles sont sélectionnées. Ainsi, pour des raisons techniques (notamment la taille de l'éprouvette), un biais est introduit en plus de celui habituellement créé par le choix d'un échantillon intact, dont la nature, lui a déjà permis de résister aux contraintes engendrées par le forage. Il est donc indispensable d'utiliser les résultats de ces essais avec précaution.

Le Tableau 13 présente les résultats des différents essais triaxiaux. Les essais consolidés drainés (CD) fournissent des valeurs de cohésion effectives (c') comprises entre 3 et 20 kPa et des angles de frottement effectifs (φ') entre 20° et 32°. Les cohésions (c_{uu}) obtenues à partir des deux essais en conditions non consolidées non drainées sont, là encore, extrêmement disparates, l'une étant égale à 79 kPa et la seconde à 23 kPa.

La variabilité des paramètres de résistance mécanique d'une même altérite est la conséquence de son hétérogénéité multi-échelle. Les résultats diffèrent potentiellement selon, d'une part, les niveaux lithologiques présents dans l'échantillon, et d'autre part, l'orientation de la stratification par rapport à la direction des contraintes. Ainsi, la détermination du comportement des altérites nécessiterait la réalisation d'essais sur des éprouvettes de tailles plus importantes que celle des hétérogénéités lithologiques centimétriques (la taille des éprouvettes utilisées pour les essais dont les résultats sont disponibles dans la BSS, de 3,5 cm de diamètre sur 7 cm de hauteur, est insuffisante). En outre, des cisaillements dans différentes directions seraient nécessaires à la qualification de l'anisotropie de ce matériau à l'échelle décimétrique. Cependant, les hétérogénéités métriques à décamétriques liées aux plis, n'en seraient pas plus prises en compte, et nécessiteraient des

Essai triaxial

L'essai triaxial est un essai en laboratoire effectué sur des échantillons non remaniés qui permet d'obtenir les caractéristiques de plasticité du matériau : l'angle de frottement interne (φ) et la cohésion (c). Il peut s'effectué dans différentes conditions hydriques (Magnan, 1991) :

- *essai consolidé drainé (CD), les caractéristiques obtenues sont dites effectives et notées c' et φ', et caractérisent le comportement du matériau à long terme,*
- *essai consolidé non-drainé (CU),*
- *essai non-consolidé non-drainé (UU), les caractéristiques obtenues sont dites apparentes et notées c_{uu} et φ_{uu}, et caractérisent le comportement du matériau à court terme, alors qu'aucune consolidation n'a le temps de se produire : l'eau, considérée incompressible, absorbe l'ensemble des contraintes ; l'angle de frottement est par conséquent nul.*

études structurales, au cas par cas, des pentes instables ainsi qu'une étude tridimensionnelle. Chaque instabilité côtière est en effet un cas particulier qui nécessite d'une part, la détermination des paramètres et lois de comportement de l'altérite mobilisée et, d'autre part, la structure détaillée du massif.

Type d'essai	Cohésion c (kPa)	Angle de frottement interne φ (°)	Roche-mère	Profondeur d'échantillonnage (m)	Commentaires/description des échantillons
CD	10	25	Flysch à silex de Guéthary	?	Argile silteuse compacte
	20	20	Flysch à silex de Guéthary	4,80-4,95	Argile plastique
	10	27	Flysch à silex de Guéthary	4,95-5,10	Limon consistant
	12	27	Flysch à silex de Guéthary	5,20-5,50	Limon mi-consistant
	10	26	Flysch à silex de Guéthary	2,00-2,50	Limon argileux consistant
	3	21	Flysch à silex de Guéthary	6,00-6,50	Argile limoneuse consistante, présence de fragments de chailles
	10	32	Flysch marno-calcaire de Socoa	2,30-2,70	Alternance horizontale de limons et d'argiles
UU	79	0	Flysch à silex de Guéthary	4,00-4,50	Argile limoneuse varvée et fragments rocheux
	23	0	Flysch à silex de Guéthary	4,80-5,10	Limon argileux mi-consistant

Tableau 13 : Résultats des essais triaxiaux consolidés drainés réalisés sur les altérites

L'étude rhéologique détaillée des altérites n'a pas été effectuée dans le cadre des travaux présentés dans ce document. Nous proposons en effet ici une estimation de la conséquence de la présence des altérites sur l'ensemble des instabilités littorales, il est donc nécessaire, dans cette première approche, de considérer des paramètres homogènes et des lois de comportement relativement simple. Le peu de données disponibles ici ne permet pas une estimation valable, au point de vue statistique, des paramètres c', c_{uu} et φ'. Ces derniers seront déterminés ultérieurement, dans le cadre des calculs d'instabilités, en tenant compte des résultats des essais et en procédant à des rétro-analyses paramétriques (Cf. §III.5.3 p.218).

III.3.4. Conclusion

Les archives de la Banque de données du Sous-Sol (BSS) sont riches en résultats d'essais et d'analyses géotechniques. Les différents types d'altérite des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur ont pu être pris en compte dans l'étude des paramètres géotechniques avec, cependant, des différences importantes du nombre de valeurs disponibles pour chacun des paramètres : les teneurs en eau, les limites d'Atterberg et les données pressiométriques de l'altérite du Calcaire de Béhobie sont, par exemple, nombreuses (plus de cent mesures) alors qu'aucun essai triaxial pour cette formation n'est disponible. En revanche, dans le cas de l'altérite du Flysch à silex de Guéthary, formation la plus représentée sur le littoral (*cf.* § II.3.2 p.50), les résultats de l'ensemble des essais

d'identification et de caractérisation mécanique sont présents dans la BSS. Cependant, certaines données sont en faible quantité et ont été complétées grâce à la réalisation d'essais supplémentaires (Tableau 6 et Tableau 7).

Héritée de leur roche-mère, l'hétérogénéité multi-échelle des altérites a pour conséquence la dispersion des paramètres géotechniques, tous mesurés sur des échantillons de taille inférieure au V.E.R.. Il n'en demeure pas moins que l'ensemble des résultats est caractéristique de matériaux de faible résistance, sensibles aux variations de teneur en eau, en accord avec leur composition lithologique étudiée dans le Chap. II.3 (sables fins, silts et argiles de type smectite et illite). Des fluctuations de ces caractéristiques apparaissent parfois avec la nature de la roche-mère. Notamment, les limites d'Atterberg ont permis de mettre en évidence une évolution du comportement des altérites des principales formations géologiques qui affleurent sur le littoral : le Flysch à silex de Guéthary, proximal, a un produit d'altération dont le comportement est celui d'un mélange d'illites et de smectites, alors que celui du faciès plus distal du Flysch marno-calcaire de Socoa s'apparente aux illites. Cependant, cette évolution des paramètres d'Atterberg avec le faciès de la roche-mère ne transparait pas dans les propriétés mécaniques. De potentielles corrélations fonctions de la nature de la roche-mère sont, en effet, la plupart du temps masquées par les fluctuations importantes des paramètres mesurés, propres à chaque altérite. Seules les valeurs de pressions limites nettes ont permis de démarquer l'altérite du Calcaire de Béhobie de celle du Flysch à silex de Guéthary globalement plus résistant. Dans le cadre des études de stabilité des versants, lorsque de nombreuses valeurs d'un paramètre sont disponibles, nous retiendrons celles qui seront les plus défavorables à la stabilité ; les quartiles sont préférés aux extrema qui peuvent être soit dus à une erreur de mesure soit à des valeurs atypiques.

Outre la détermination de paramètres pour les calculs de stabilité, l'étude de la distribution des différentes valeurs a permis de mettre en évidence un comportement particulier des altérites en présence d'eau. D'une part, certaines zones sont sous-consolidées, caractérisées par une masse volumique humide saturée très faible, inférieure à celle insaturée, et par une forte porosité. Cette sous-consolidation est interprétée comme héritée des processus d'altération. D'autre part, en d'autres endroits, le matériau saturé présente des caractéristiques plus classiques : sa masse volumique est supérieure à celle mesurée en milieu insaturé. Le déjaugeage des ces zones, suite à l'altération, suivi de leur tassement, puis, à nouveau, de leur saturation, est l'interprétation proposée.

Il apparait ainsi que l'eau influe sur les propriétés des altérites. C'est pourquoi une étude hydrogéologique est proposée dans le chapitre suivant.

Chap. III.4. Comportement hydrogéologique des altérites : instrumentation et suivis

La théorie, c'est quand on sait tout et que rien ne fonctionne. La pratique, c'est quand tout fonctionne et que personne ne sait pourquoi. Mais ici, nous avons réuni théorie et pratique : rien ne fonctionne et personne ne sait pourquoi !

Albert Einstein

L'eau est fréquemment reconnue comme facteur déclenchant les instabilités de terrain (Cojean, 1994, Cuesta *et al*., 1999, Tullen, 2002, Martins-Campina, 2004). Il est donc nécessaire, dans le cadre de l'étude d'instabilités, de déterminer le bilan hydrogéologique à l'échelle du versant, ou, si cela s'avère nécessaire, à l'échelle régionale et de déterminer, dans la mesure du possible, les zones d'infiltration qui alimentent le versant, le trajet et les vitesses des écoulements souterrains et les zones d'exutoire. Ce chapitre expose les résultats de l'instrumentation et des suivis effectués sur le littoral.

III.4.1. Etat des connaissances

Les marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur du littoral basque appartiennent au domaine hydrogéologique du « flysch crétacé du piémont pyrénéen » (numéro de classification de la Base de Données des Réseaux Hydrogéologiques Français (BDRHF) – V1 : 567A ; Figure 93). Ils sont considérés comme peu perméables : « *Dans ce domaine, l'abondance des termes argileux et marneux empêche le développement de réserves souterraines importantes dans les barres calcaires du flysch. En revanche, on observe de petits aquifères localisés libres de type fissuré ou karstique en fonction des lithologies. Malgré la pluviosité importante, les sources y sont rares et à débits peu importants et irréguliers.* » (Winckel *et al.*, 2004).

L'eau souterraine est, aujourd'hui, peu ou pas exploitée et l'on comprend pourquoi : la réserve de Xoldokogaina à Urrugne, sur l'Unxin, et deux réserves sur la Nivelle, desservent en eau potable toute la zone d'Hendaye jusqu'à Saint-Jean-de-Luz ; plus au Nord, Bidart et Guéthary sont alimentés par la Nive (Station d'Exhaure à Ustaritz). Cependant une observation attentive des pratiques locales et les résultats de récentes études ont permis de subodorer que l'eau est bien présente dans le sous-sol :

- au début du siècle dernier, la population rurale puisait encore l'eau aux sources ou aux puits (sources : témoignages oraux de nombreux habitants des communes d'Urrugne, d'Arbonne et de Saint-Jean-de-Luz),
- l'alimentation en eau de Guéthary était assurée, de 1912 à récemment, par la station de pompage de Ithurria (de « *iturri* » : source) qui prélève l'eau dans le massif des marno-calcaires à faciès flysch crétacés (communication orale, mairie de Guéthary),
- la toponymie est un indice précieux : de nombreux lieux-dits, sites ou villages portent un nom faisant référence à l'eau (« *Ur* » en basque) : Urrugne, en basque, se dit Urruña et signifie : « l'emplacement de l'eau » (le suffixe *–ena* est généralement utilisé pour attribuer un lieu au mot) ; de nombreuses sources sont en effet présentes sur cette commune,
- l'étude de mouvements de terrain rocheux a permis d'identifier un système karstique qui arrose les falaises de la commune d'Urrugne (Borie, 2004 ; Winckel *et al.*, 2004),
- des venues d'eau ont été enregistrées lors de la foration d'ouvrages aujourd'hui recensés dans la Base de Données du Sous-Sol (BSS ; Figure 94), ainsi que lors de la campagne de forages réalisée à l'automne 2007 dans le cadre de la mise à jour de la carte géologique de Bayonne (*cf.* § II.3.6.2.2 p.82) : l'eau provenait alors soit des altérites soit de l'horizon karstifié. Dans les deux cas, elle était fréquemment captive sous des niveaux plus imperméables comme l'a démontré la montée de l'altitude de la surface piézométrique au cours du forage.

Afin d'améliorer la connaissance sur l'eau souterraine qui circule potentiellement dans le complexe géologique formé par les marno-calcaires à faciès flysch et l'altérite associée, un site pilote a été instrumenté et un réseau piézométrique a été mis en place à partir de l'été 2007.

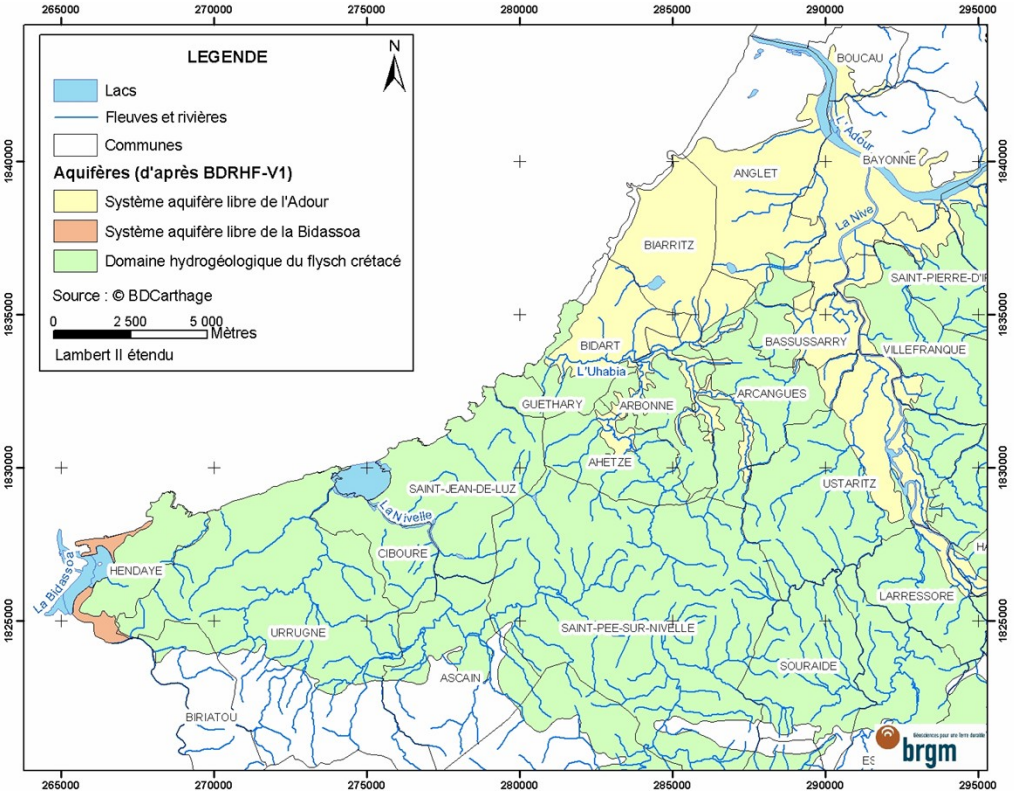


Figure 93 : Carte du réseau hydrographique et des principaux aquifères (Winckel et al., 2004)

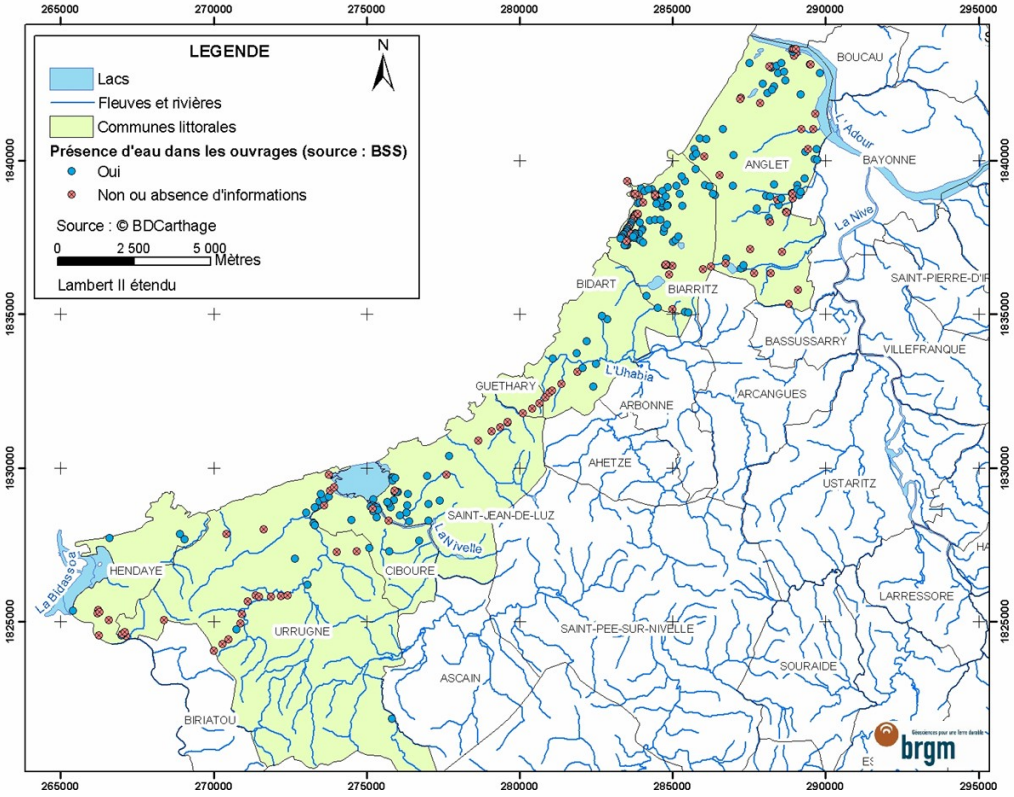


Figure 94 : Localisation des points d'eau des communes du littoral basque issus de la BSS avec notification de la présence d'eau au moment de la foration (Winckel et al., 2004)

III.4.2. Instrumentation du site pilote d'Harotzen Costa à Guéthary

Localisé sur les reliefs côtiers d'Harotzen Costa de la commune de Guéthary (Figure 27 p.51), dans la propriété privée dite « La Muserie », le site pilote présente des conditions géologique, hydrogéologique, géotechnique et morphologique propices aux instabilités comme en témoignent les nombreux mouvements de terrain qui l'ont affecté, dont le dernier en janvier 2004 lors d'un épisode pluvieux important (*cf.*§ *III.5.1* p.195). Il a donc été instrumenté dans l'objectif de connaissance et de caractérisation des circulations hydrogéologiques au sein des altérites à l'échelle d'un versant (Figure 95). Il est situé dans le Flysch à silex de Guéthary et l'altérite associée. Dans la typologie définie par Genna *et al.* (2004, 2005, *cf.* § III.2.2.3 p.118), le relief côtier présente, ici, une morphologie de type 4 (altérite et roche dure plissée).

Le site est instrumenté avec deux types de capteurs sensibles aux variations hydriques :

- d'une part, à l'automne 2006, six capteurs permettant d'évaluer, par des mesures capacitives, les variations d'humidité du matériau sur quelques centimètres autour des paires d'électrodes qui les constituent, ont été disposés, tous les mètres cinquante, le long d'une canne de dix mètres mise en place dans un forage ; l'ensemble constitue une sonde Humitub, ou Humitub (brevet BRGM),
- d'autre part, un dispositif de tomographie de résistivité électrique a été implanté à demeure afin d'estimer les variations mensuelles de teneur en eau caractérisées par les variations de résistivité électrique. Ponctuellement, des mesures supplémentaires ont été effectuées : des mesures de polarisation spontanée, une tomographie de résistivité électrique avec un dispositif implanté parallèlement au premier. En outre, afin de faciliter les interprétations, un forage d'exploration a été effectué à proximité du dispositif électrique.

En complément, un piézomètre de 26 m de profondeur a été mis en place en juillet 2006, à la faveur du forage carotté qui a permis la réalisation des analyses pétrographiques (*cf.* §II.3.4.3. p.72). Il est l'un des piézomètres d'un réseau achevé au cours de l'été 2007 dont l'objectif est de définir la géométrie et les caractéristiques des écoulements souterrains sous forme de nappe. Enfin, la pluviométrie est mesurée à un pas de temps de six heures depuis l'automne 2006, afin de corréler *in fine* les circulations d'eau aux précipitations.

A la suite des premiers résultats présentés dans ce chapitre, un inclinomètre a été mis en place en juillet 2008, dans l'objectif de mettre en relation les mouvements de terrain et les variations d'humidité. Les résultats, trop récents, ne sont pas exploités ici.

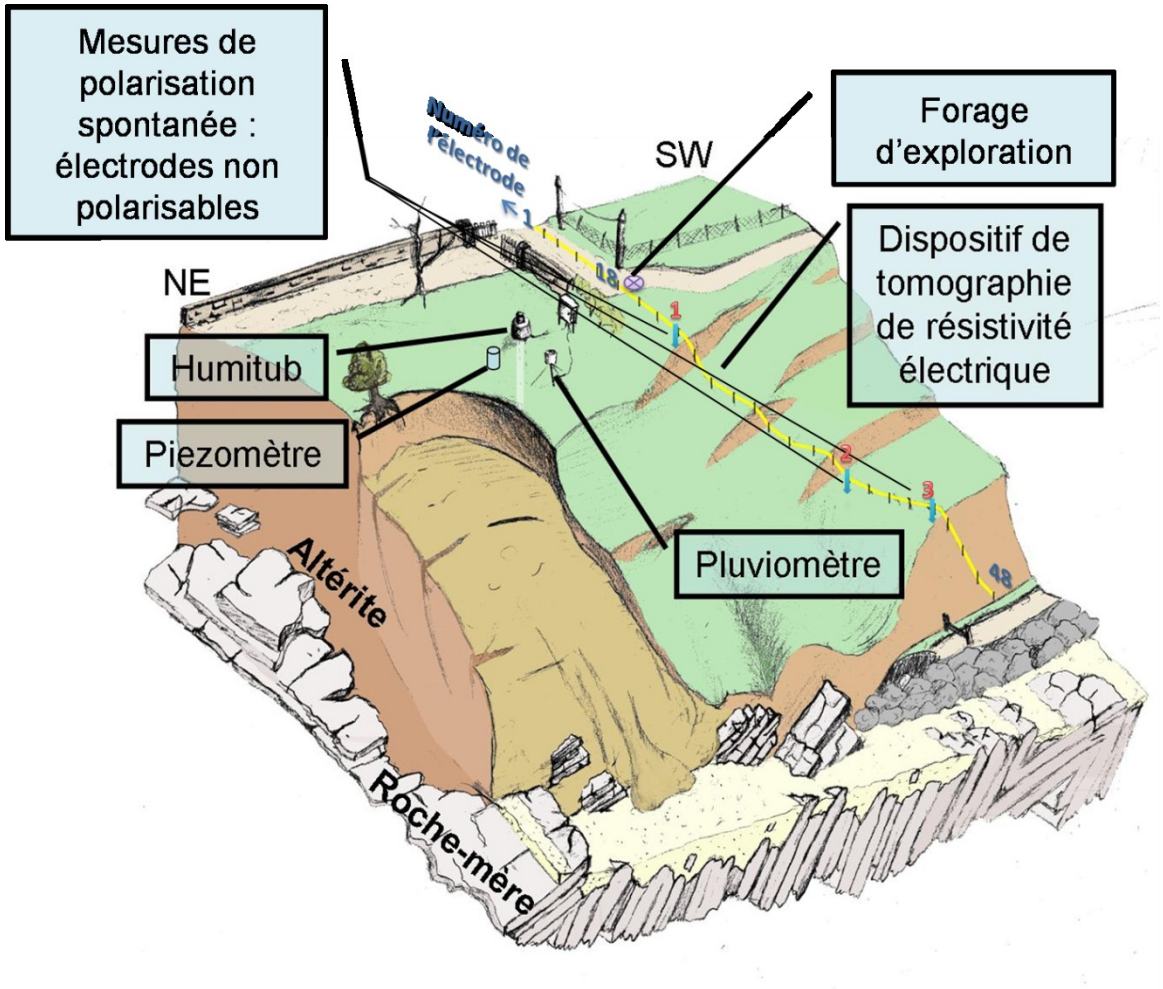


Figure 95 : Représentation conceptuelle du site pilote de Guéthary et de l'instrumentation déployée près du glissement de terrain survenu en janvier 2004

III.4.3. Etude des précipitations

De par les contraintes inhérentes au travail dans une propriété privée et la géographie du site, l'emplacement choisi pour l'installation du pluviomètre est recouvert, pour partie, par une végétation arbustive (lauriers, figuiers et bambous). Afin d'estimer l'impact de ces arbustes sur les précipitations enregistrées sur le site pilote, une étude comparative est proposée avec les données fournies par MétéoFrance (2008) aux stations de Biarritz (code station : 64024001, période couverte : 1956-2008) et de Socoa (code station : 64189001, période couverte : 1921-2008). Les précipitations étant, sur le littoral basque, disparates au cours d'une journée (*cf.* § I.3.2.2.1 p.29), nous travaillons ici avec le cumul décadaire.

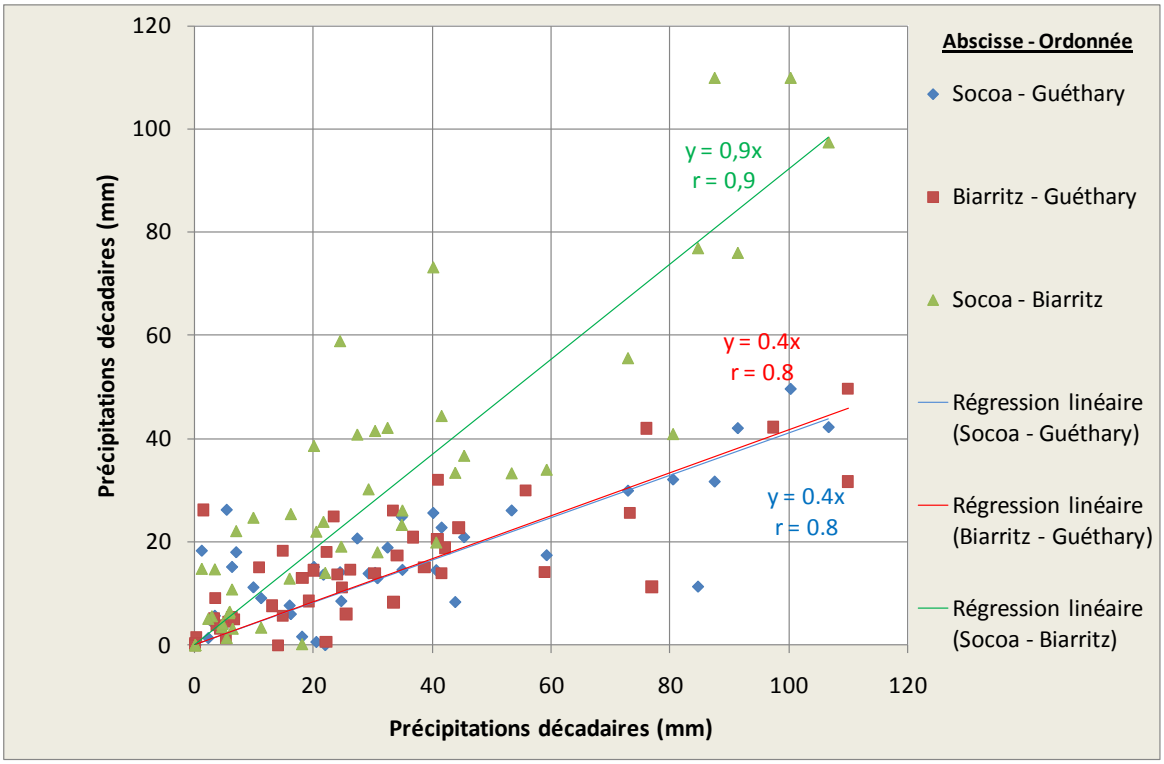


Figure 96 : Relation entre les précipitations décadaires enregistrées sur le site pilote de Harotzen Costa (Guéthary) et aux stations météorologiques de Socoa et Biarritz

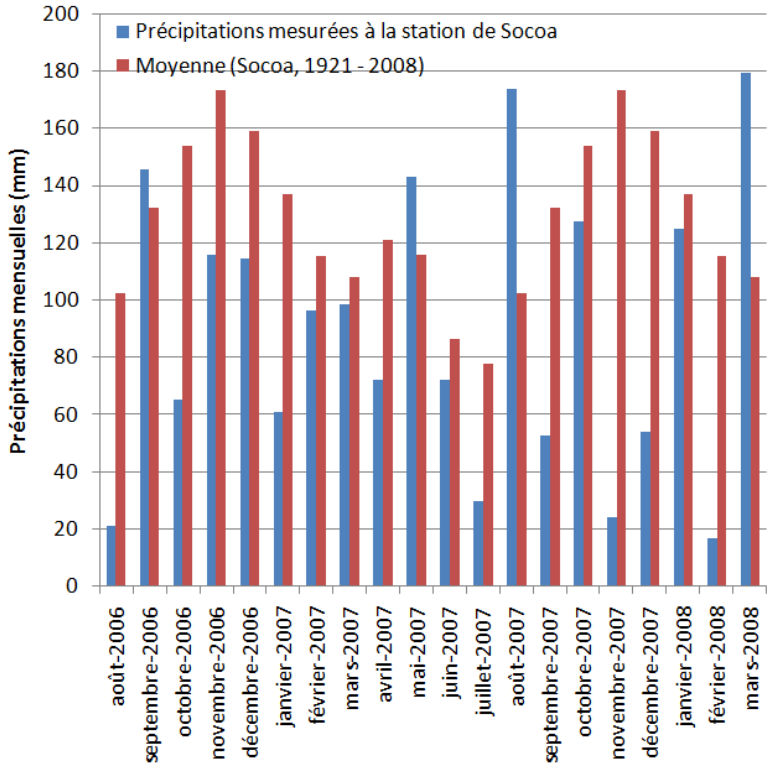


Figure 97 : Précipitations mensuelles (Station de Socoa) au cours de la période de suivi sur le site de Guéthary et moyenne mensuelle (Station de Socoa, 1921-2008)

La Figure 96 présente les relations entre les précipitations décadaires à Guéthary (pluviomètre du site pilote) et celles des stations de Socoa et Biarritz, ainsi que celles entre ces deux stations (coefficients de corrélation respectivement égaux à 0,8, 0,8 et 0,9). Alors que le coefficient de régression entre les précipitations décadaires de Socoa et de Biarritz est proche de un, celui qui lie les données de Guéthary à celles de ces stations est égal à 0,4 : le volume des précipitations à Guéthary serait ainsi égal à 40 % de celui mesuré à Socoa ou à Biarritz. Il est peu probable que cela représente la réalité des précipitations à Guéthary : il apparait être la conséquence d'une sous-estimation des précipitations à Guéthary, par rapport à ce qui est enregistré par les stations météorologiques de Socoa et de Biarritz. L'origine de cette sous-estimation est à rapprocher de la présence des arbustes sur l'emplacement du pluviomètre du site pilote.

Dans la suite du chapitre, l'étude des précipitations, lorsqu'elle nécessite une précision journalière, est effectuée à partir des données du pluviomètre de Guéthary ; cependant, il est important de remarquer qu'elles sont alors sous-estimées. Lorsque les analyses requièrent une bonne approche quantitative des précipitations et que le pas de temps est supérieur à la décade (dix jours), les données de la station de Socoa, la plus proche géographiquement, sont préférées.

La durée totale des suivis présentés ici et effectués grâce aux différents instruments sur le site pilote est de vingt mois, d'août 2006 à mars 2008. Au cours de cette période, les précipitations totales (mesurées à Socoa) ont été plus faibles que les moyennes calculées de 1921 à 2008 (*cf.* § I.3.2.2.1 p.29) : 1788 mm d'eau sont tombés à la station météorologique de Socoa, alors que la somme des données mensuelles moyennes au cours de cette période s'élève à 2563 mm. Les précipitations mensuelles sont inférieures aux moyennes (Figure 97), hormis pour les mois de septembre 2006, de mai et d'août 2007 et de mars 2008. En outre, les mois d'août et octobre 2006, de janvier, septembre, novembre et décembre 2007 et de février 2008 sont particulièrement secs par rapport aux moyennes mensuelles, avec des différences de précipitations supérieures à 75 mm par mois. Ces sept mois cumulent près de 90% du déficit en eau au cours de la période d'étude.

III.4.4. Données d'humidité

III.4.4.1. La sonde Humitub : description et mesures

Une sonde Humitub est constituée d'une succession de capteurs capacitifs disposés le long d'une canne insérée dans un forage, dont l'objectif est de mesurer les variations de teneur en eau dans le terrain étudié. En effet, la permittivité d'un matériau augmente avec sa teneur en eau et les capteurs, composés de deux électrodes annulaires de 40 mm de diamètre et d'espacement *e* égal à 10 mm (Figure 98a), permettent de mesurer la permittivité de l'altérite à partir de la relation suivante :

$$C = \frac{\varepsilon S}{e}$$

avec

- C: la capacité du condensateur en Farads (F),
- S: la surface des électrodes (en m^2),

- e: la distance entre les électrodes (en m),
- ε : la constante du diélectrique (ici l'altérite) :

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r,$$

- ε_0 est la permittivité du vide ($\varepsilon_0 = 8{,}85.10^{-12}$ F/m),
- ε_r est la permittivité relative du diélectrique par rapport au vide.

Une sonde de température est systématiquement associée aux électrodes, la capacité étant fonction de ce paramètre.

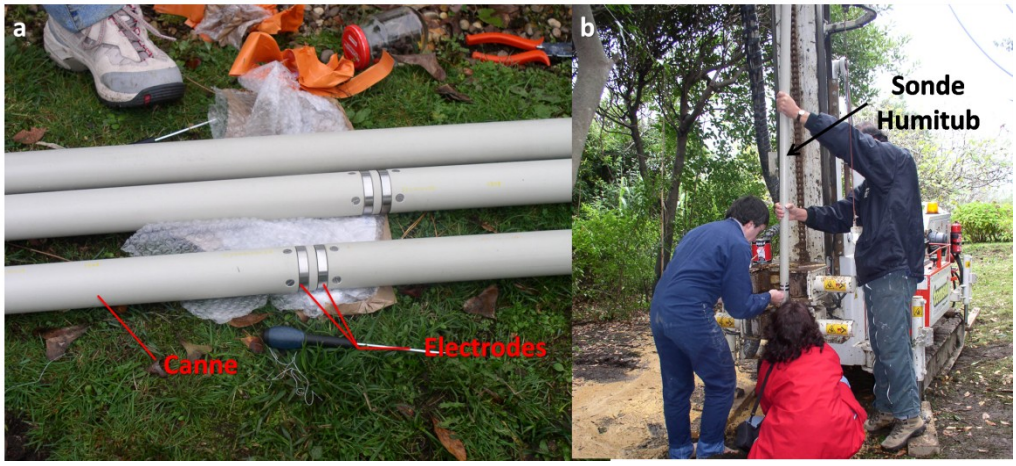


Figure 98 : Détail de la sonde Humitub : électrodes et canne ; b : mise en place de la sonde Humitub

La sonde Humitub implantée sur le site pilote de Harotzen Costa à Guéthary est constituée de six capteurs, disposés aux profondeurs 1,0 m, 3,0 m, 4,5 m, 6,0 m, 7,5 m et 9,0 m. Ils sont reliés à une station de mesure et une acquisition est réalisée toutes les six heures depuis janvier 2006. En raison d'un dysfonctionnement du matériel d'enregistrement au cours des premiers mois, les chroniques sont étudiées seulement à partir d'août 2006.

La canne a été insérée dans un forage de diamètre égal à 50 mm (Figure 98b), légèrement supérieur à celui du matériel de mesure, de façon à ce que le terrain se referme sur celui-ci. Cependant, malgré les précautions prises à la mise en place de l'instrument, le contact terrain-électrodes fait défaut à la profondeur de 4,5 m : dans ce cas, les mesures sont extrêmement variables et incohérentes. C'est pourquoi, seuls cinq des six jeux de données sont analysés dans les paragraphes suivants.

L'étalonnage de chaque capteur nécessite la détermination de paramètres hydriques du matériau localisé au droit des électrodes (essais d'humidification et de dessiccation ; Vincent *et al.*, 2006). L'extrême hétérogénéité lithologique de l'altérite, centimétrique à millimétrique (*cf.* §II.3.3.1.1.1 p.53), en elle-même et également parce qu'elle est à l'origine de difficultés dans le carottage à l'origine d'un taux de récupération inférieur à 60%, n'a pas permis l'étalonnage des capteurs de la sonde Humitub. De ce fait, les mesures sont qualitatives et l'unité des courbes d'humidité présentées ci-dessous est arbitraire (notée *u.a.*), fluctuant entre un minima qui correspond à celui enregistré au cours de la période d'étude, et un maxima qui correspond à la saturation des électrodes. La nature des niveaux

d'altérite faisant office de diélectrique étant différente selon la paire d'électrodes considérée, une même variation en *u.a*. enregistrée à deux profondeurs différentes ne correspond pas forcément à des variations de teneur en eau identiques.

Nous proposons, dans ce chapitre, une étude, dans un premier temps, qualitative des données issues de l'Humitub, à partir de l'analyse détaillée de la réponse du terrain aux épisodes pluvieux majeurs mesurés au cours de la période d'étude. Les observations sont par la suite généralisées grâce à des analyses corrélatoires. Enfin, l'analyse en composantes principales permet d'étudier les variations d'humidité en fonction de la profondeur du capteur et de la période de l'année.

III.4.4.2. Description qualitative des résultats

Les variations d'humidité enregistrées par les capteurs de la sonde Humitub, au cours d'une période d'un an et demi, sont présentées Figure 99. Les précipitations sont obtenues grâce au pluviomètre installé sur le site pilote (« pluviomètre de Guéthary ») et sont complétées par les données journalières de la station météorologique de Saint-Jean-de-Luz (Station de Socoa, MétéoFrance, 2008) pour pallier les interruptions d'enregistrement (notamment en août 2007) et obtenir une estimation de la quantité réelle d'eau tombée (*cf.* § III.4.3 p.151).

Dans ce paragraphe, nous ne décrivons pas l'ensemble des courbes. En effet, les épisodes pluvieux, quasi continus entre janvier et juin 2007 (Figure 99a), génèrent des réponses complexes du massif d'altérite, fortement conditionnées par leur intensité et par les évènements précédents. Ils ne sont pas détaillés ici, mais leur analyse est effectuée à l'aide d'outils statistiques dans le paragraphe III.4.4.3. Nous focalisons les études de ce paragraphe sur quatre évènements pluvieux importants (numérotés de 1 à 4) qui font suite à de relatives accalmies :

- l'évènement n°1 est un épisode pluvieux intense (22 mm mesurés par le pluviomètre de Guéthary et 77 mm à la station de Socoa). Il survient au cours de la première quinzaine du mois de septembre 2006, mois marqué par des précipitations abondantes, et à la suite d'un mois d'août sec (21 mm d'eau, alors que la moyenne mensuelle depuis 1921 est de 103 mm ; *cf.:* § III.4.3 p.151, MétéoFrance, 2008, Figure 99a et Figure 97). Lors de ce premier évènement pluvieux, l'humidité mesurée par l'ensemble des capteurs est très faible, égale au niveau de référence défini comme le niveau le plus bas au cours de la période étudiée (Figure 99b①). La réponse des capteurs diffère ensuite selon leur profondeur (Figure 99 et Tableau 14) :
  - à 1,0 et 6,0 m, l'humidité augmente une vingtaine de jours après le début de l'épisode pluvieux. Après une augmentation lente d'une durée de 10 jours, un pic est atteint 30 jours après le début de l'épisode pluvieux,
  - à 3,0 m et 7,5 m, l'humidité augmente brutalement respectivement 28 et 34 jours après le début des précipitations, et atteint un pic le même jour,
  - à 9,0 m de profondeur, l'humidité augmente près de 40 jours après le début de l'évènement pluvieux. Ensuite, alors que l'humidité décroît rapidement à la profondeur de 3,0 m, et plus lentement aux profondeurs de 1,0, 6,0 et 7,5 m, elle continue d'augmenter à la profondeur de 9,0 m.

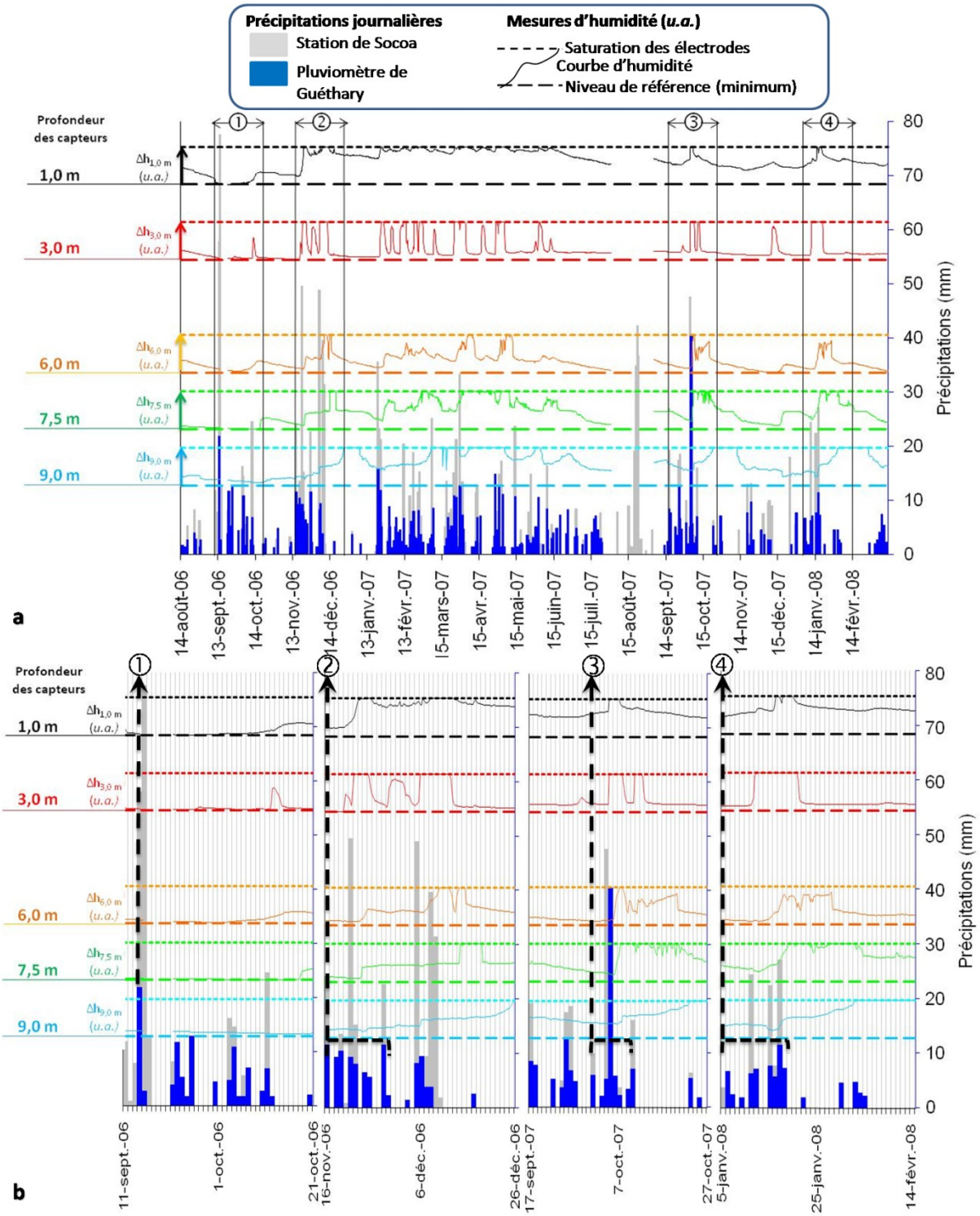


Figure 99 : a. Humidité (Δh) mesurée par les capteurs de l'Humitub aux profondeurs de 1 m, 3 m, 6 m, 7,5 m et 9 m et précipitations d'août 2006 à mars 2008. b. Détail des évènements n°1 à 4. L'échelle d'humidité est en unité arbitraire (u.a.), elle est différente selon la profondeur considérée

	Evènement n°1		Evènement n°2		Evènement n°3		Evènement n°4	
Profondeur	Temps de réponse	Rémanence	Temps de réponse	Rémanence	Temps de réponse	Rémanence	Temps de réponse	Rémanence
1,0 m	20 jours	>1 mois	<8 jours	>1 mois	<8 jours	>1 mois	<8 jours	>1 mois
3,0 m	28 jours	3 jours	<8 jours	5 jours	<8 jours	5 jours	<8 jours	5 jours
6,0 m	20 jours	>1 mois	<8 jours	>1 mois	<8 jours	>1 mois	<8 jours	>1 mois
7,5 m	34 jours	>1 mois	<8 jours	>1 mois	<8 jours	>1 mois	<8 jours	>1 mois
9,0 m	40 jours	>1 mois	1,5 mois ?	>1 mois	1 mois	>1 mois	1 mois	>1 mois

Tableau 14 : Synthèse des délais entre les précipitations et les variations d'humidité enregistrées par les capteurs de l'Humitub pour les évènements pluvieux n°1, 2, 4 et 5

▪ Les évènements n°2 et 3 (Figure 99a) surviennent respectivement en novembre 2006 et octobre 2007, après une accalmie au cours du mois précédent (déficit en eau de 89 mm en octobre 2006 et de 80 mm en septembre 2007 ; *cf.:* § III.4.3 p.151, MétéoFrance, 2008 ; Figure 97). L'évènement n°2 (Figure 99b②) est un épisode pluvieux peu intense (10 mm/jour) mais qui se maintient pendant plus d'une semaine alors que l'évènement n°3 (Figure 99b③) est, au contraire, un évènement intense (40 mm en un jour) au centre de précipitations, plus faibles, continues au cours d'une semaine. La réponse du massif d'altérite est cependant de même nature et diffère, là encore, en fonction de la profondeur des capteurs :

- avant l'évènement pluvieux, l'humidité mesurée aux profondeurs de 1,0, 3,0, 6,0 et 7,5 m est quasiment revenue à l'état de référence (Figure 99b② et ③). Le temps de réponse du massif rocheux entre 1,0 et 7,5 m est plus rapide que lors de l'évènement précédent, et nécessite moins de huit jours après le début des pluies. Après ce temps de latence, l'humidité augmente rapidement, en moins d'une journée, à 3,0 m et 7,5 m, alors que trois jours sont nécessaires à 1,0 m et 6,0 m,
- à 9,0 m de profondeur, seuls de petits décrochements dans la courbe d'humidité semblent résulter, à cours terme, des précipitations. La saturation des électrodes n'est atteinte qu'environ un mois après le début des précipitations dans le cas de l'évènement n°3, et après plus de 1,5 mois, dans le cas de l'évènement n°2, alors que d'autres épisodes pluvieux se sont produits entre temps.

▪ l'évènement n°4 correspond à un épisode pluvieux peu intense mais continu au cours d'une période supérieure à dix jours, au cours de l'hiver 2008 (Figure 99b④). Le mois précédent, décembre 2007, un déficit en eau de 105 mm par rapport à la moyenne mensuelle depuis 1921 est enregistré (*cf.:* § III.4.3 p.151, MétéoFrance, 2008). Là encore, la réponse du terrain au droit des capteurs situés entre 1,0 et 7,5 m diffère de celle enregistrée à 9,0 m :

- alors qu'une augmentation d'humidité est observée à 3,0 m de profondeur cinq jours après le début des précipitations (12 mm cumulés), le temps de réponse au droit des autres capteurs est plus long, et survient après un cumul de 50 mm d'eau (Tableau 14). A la suite de cet évènement, l'absence de précipitations importantes au début de l'année 2008 est associée à une décroissance de l'humidité au droit des capteurs situés entre 1,0 et 7,5 m,
- l'humidité mesurée par le capteur à 9,0 m de profondeur diminue, dans un premier temps, pendant les précipitations. Les électrodes ne sont saturées que

seulement près d'un mois après le début des précipitations, et le restent durant tout le mois de février 2008.

La description détaillée de ces quatre évènements pluvieux et des réponses dans le domaine de l'humidité associées démontrent l'existence de circulations d'eau au sein de l'altérite du Flysch à silex de Guéthary, malgré sa nature (*cf.* § II.3.3.1.1.1 p.53) et ses caractéristiques géotechniques (*cf.* § III.3.2 p.126) qui la rapprochent des matériaux fins et donc, *a priori*, imperméables. En outre, le comportement hydrogéologique du massif d'altérite est hétérogène :

- le temps de transit de l'eau de pluie et la rémanence de l'humidité dans l'altérite se sont révélés variables avec la profondeur du capteur. Dans le détail, on observe un comportement du système hydrogéologique enregistré à 9,0 m différent de ceux observés plus superficiellement. Alors que de 1,0 à 7,5 m l'humidité semble liée aux précipitations à court terme, voire à très court terme à la profondeur de 3,0 m, à 9,0 m, la relation est à moyen terme. Par ailleurs, une chenalisation complexe des circulations d'eau entre 1,0 et 7,5 m est observée : le délai de réponse aux précipitations n'est pas croissant avec la profondeur ; un transit uniquement vertical de l'eau de pluie est donc à exclure. Cette disparité des comportements observés est probablement la conséquence directe de la structure hétérogène des altérites (*cf.* § II.3.3.1.1.1 p.53) qui engendre une chenalisation des flux hydriques par les niveaux les plus perméables de l'altérite : bancs de chailles fracturés et niveaux les plus silteux d'échelle centimétrique. Ces fluctuations dans les temps de latence entre précipitations et augmentation d'humidité ainsi que dans les durées de rémanence sont ainsi interprétées comme les conséquences des variations de la perméabilité du matériau, non seulement au droit du capteur, mais aussi le long du chemin pris par l'eau pour transiter jusqu'au capteur,
- à une même profondeur, le temps de réponse varie en fonction de l'état initial du sol : lorsque le sol est relativement sec (exemple de l'évènement n°1), le temps de réponse est lent. Les phénomènes de succion entre grains au sein d'un matériau non saturé peuvent expliquer ce comportement ; en effet, les contraintes engendrées par la succion referment les pores et diminuent, de ce fait, la perméabilité du matériau.

A la suite de ces premières constatations, réalisées au cours d'une période relativement courte (un an et demi) et sèche, les travaux pour la compréhension de l'impact des circulations d'eau dans les massifs instables sont poursuivis et complétés par la pose d'un inclinomètre à proximité de la sonde Humitub (l'installation de l'inclinomètre : juillet 2008). L'objectif de la poursuite des suivis est double : d'une part, analyser les circulations au cours de périodes plus humides que celle étudiée et sur un terme plus long, et, d'autre part, le couplage des données d'humidité avec les mouvements de terrain enregistrés par l'inclinomètre permettra de corréler, ou non, ces deux phénomènes.

III.4.4.3. Analyses corrélatoires

A l'instar de ce qui est habituellement réalisé pour un système précipitations-débits, les analyses corrélatoires (voir encadré : « Les analyses corrélatoires » ; p.159) sont ici appliquées à l'étude des séries chronologiques de pluie et d'humidité. Ce type d'étude permet en effet de rechercher une corrélation soit d'un phénomène avec lui-même (autocorrélation), et ainsi de mettre en évidence une cyclicité et d'estimer l'inertie du système (*cf.* § III.4.4.3.1 p.160), soit entre deux phénomènes distincts (corrélation croisée). Dans ce dernier cas, lorsque la fonction d'entrée (ici les précipitations) est un phénomène aléatoire, c'est-à-dire, qui présente une autocorrélation nulle, la forme du corrélogramme croisé est le résultat du comportement du système aquifère étudié : elle est uniquement fonction de la capacité du système à transmettre l'information donnée par le phénomène à son entrée, les précipitations.

Les analyses corrélatoires

Dans le cadre de l'étude des systèmes hydrologiques, les analyses corrélatoires sont usuellement utilisées comme moyen de description de la structure des séries chronologiques de pluies et de débits (Mangin, 1984). Pour une série chronologique discrète (x_1, x_2, …, x_i,…,x_n) de moyenne $\bar{x}$, les coefficients d'autocorrélation r_k, sont calculés avec k = 0,1,2,…,m selon l'équation 1 (Jenkins et Watts, 1968) :

$$r_k = \frac{C_k}{C_0} \quad \text{avec} \quad C_k = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n-k}(x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})$$

Empiriquement, l'optimum des résultats est obtenu pour m ≤ n/3, où n est le nombre d'observations de la série temporelle (Mangin, 1984).

Dans ce paragraphe, nous proposons l'analyse des données d'humidité à partir du calcul, en premier lieu, de l'autocorrélogramme. Ensuite, le calcul du corrélogramme croisé de la pluie et de l'humidité est effectué. Pour cela, l'autocorrélogramme des précipitations est calculé, afin de vérifier le caractère aléatoire de ce phénomène. Les données de précipitations utilisées pour les calculs sont celles enregistrées par le pluviomètre du site pilote. En effet, en zone littorale, les précipitations sont potentiellement localisées (*cf.* § I.3.2.2.1 p.29), et, à l'échelle de quelques heures et même de la journée, les précipitations enregistrées sur le site d'étude ne peuvent être remplacées par celles mesurées à plusieurs kilomètres, aux stations météorologiques de MétéoFrance de Biarritz et de Socoa.

Les calculs de corrélogrammes ont été réalisés avec le logiciel Tempo v3.3. (© BRGM), à partir des données obtenues au cours d'une période de près d'un an (314,25 j, soit 7542 h, de septembre 2006 à août 2007). La série de mesure étant initialement discrétisée avec un pas de 6 h, celui-ci est conservé comme pas d'échantillonnage. De ce fait, le nombre d'observation de la série temporelle est donc (voir encadré : « Les analyses corrélatoires » p.159) :

$$n = \frac{durée_étudiée}{pas_d_échantillonnage} = \frac{7542}{6} = 1257$$

Les corrélogrammes sont calculés jusqu'à la valeur du décalage maximum de la série par rapport à elle-même, *m*, fixée à *n*/3, soit 419 pas de mesures équivalents à 2 514 heures

(104,75 j). Le nombre d'individus utilisés pour le calcul du coefficient de variation décroit avec l'augmentation du délai :

- à $t_{(init)}$=0 h, 1257 individus participent à ce calcul (k = 0 ; n = 1257 ; n-k =1257 où k le numéro du pas de mesure,; voir encadré « Les analyses corrélatoires » ; p.159),
- à $t_{(n/3)}$=2514 h tel que m=n/3, 838 individus participent à ce calcul (k = m = 419 ; n = 1257 ; n - k = 838 ; voir encadré « Les analyses corrélatoires » ; p.159).

L'hypothèse H0 est l'hypothèse selon laquelle le coefficient d'autocorrélation est nul. Elle est rejetée, par le test d'hypothèse de Fisher, au risque de 5 %, seulement pour $r_{k=0}$> 0,030 lorsque $t_{(init)}$ = 0 h et pour $r_{k=419}$>0,037 lorsque $t_{(n/3)}$= 2514 h. Par souci de lisibilité, ces valeurs du coefficient de corrélation sont ci-dessous dénommées « valeurs seuils ».

Le choix de la période d'étude a été dicté, d'une part, par la quantité de données continues disponibles (interruption des mesures à deux reprises sur l'ensemble de la chronique de l'Humitub : du 15 au 21 septembre 2006, puis du 1er août au 6 septembre 2007, suite à des avaries techniques) et, d'autre part, par la durée des cycles hydrogéologiques : en moyenne, ces derniers sont voisins de un an (Mangin, 1984). Cependant, cette période de mesure est bien sûr insuffisante pour évaluer le comportement pluriannuel du système, lequel peut présenter des cyclicités à cette échelle de temps. Pour l'analyse à long terme, la longueur minimale des chroniques doit être, selon Mangin (1984), de dix ans. L'étude réalisée ici l'est à court et moyen terme, et devra donc être complétée par un bilan sur une période plus longue.

III.4.4.3.1. AUTOCORRELOGRAMME DE L'HUMIDITE

L'analyse de l'autocorrélogramme d'une série chronologique est généralement focalisée sur deux paramètres (Mangin, 1984, Grasso, 1998, Corbier, 1999) :

- le délai nécessaire à ce que le coefficient d'autocorrélation de la chronique étudiée décroisse de la valeur 1 (à un temps nul) à une valeur telle que ce coefficient puisse être considéré comme nul. Cette dernière valeur est empiriquement choisie, dans les systèmes hydrogéologiques, égale à 0,2 (Mangin, 1984). On remarque qu'elle est alors supérieure aux valeurs seuils, proches de 0,03, obtenues par le test d'hypothèse de Fisher. Ce délai correspond alors à l'« effet mémoire » qui traduit la durée pendant laquelle les évènements sont, selon Mangin (1984), autocorrélés et ainsi l'inertie du système. Il est généralement rapporté au rôle régulateur exercé par les roches formant l'aquifère dans les réserves en eau dans un système hydrogéologique,
- l'allure de la courbe et notamment, l'apparition de variations dans la décroissance du coefficient d'autocorrélation dans le temps, qui se traduisent par des pics (augmentation du coefficient d'autocorrélation), des paliers (stationnarité du coefficient d'autocorrélation), ou des ralentissements (décroissance plus lente du coefficient d'autocorrélation). Ces variations sont étudiées pour des valeurs du coefficient d'autocorrélation supérieures, en valeur absolue, aux valeurs seuils définies en introduction de ce paragraphe.

Les autocorrélogrammes de l'humidité mesurées par les capteurs situés aux différentes profondeurs de la sonde Humitub sont présentés Figure 100. Ils présentent chacun une décroissance différente traduisant un effet mémoire (lu à r=0,2) différent d'une profondeur à l'autre :

- à 1,0 m, 7,5 m et 9,0 m de profondeur, la décroissance du corrélogramme est lente ; l'effet mémoire, lu pour r = 0,2 (Mangin, 1984), est respectivement de 48 j, 58 j et 41 j,

- à 6,0 m de profondeur, l'effet mémoire est de 14 j,
- à 3,0 m de profondeur, l'effet mémoire est très faible avec seulement 3,5 j.

Ainsi, l'altérite présente une inertie aux variations d'humidité importante à 1,0 m, 7,5 m et 9,0 m de profondeur (supérieure au mois), moindre à 6 m de profondeur (environ deux semaines) et très peu importante à 3,0 m (inférieure à quatre jours). Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que les temps de rémanence de l'humidité déterminés par l'étude descriptive du paragraphe précédent, excepté à 6,0 m de profondeur où une persistance supérieure au mois avait été observée. A cette profondeur, les électrodes ne sont que rarement saturées (la saturation n'a été atteinte que trois fois au cours de la période d'étude pour une durée totale n'excédant pas une semaine ; Figure 99), la surimposition d'évènements pluvieux se traduit donc fréquemment par une nouvelle augmentation de l'humidité, contrairement à ce qu'il se passe :

- à 3,0 m, profondeur pour laquelle, la saturation est quasiment atteinte dès les premières précipitations : la courbe d'humidité ne peut plus évoluer à la suite d'un nouvel évènement. La décroissance de la courbe d'humidité est également très rapide et survient fréquemment avant l'arrivée d'un nouvel épisode pluvieux,

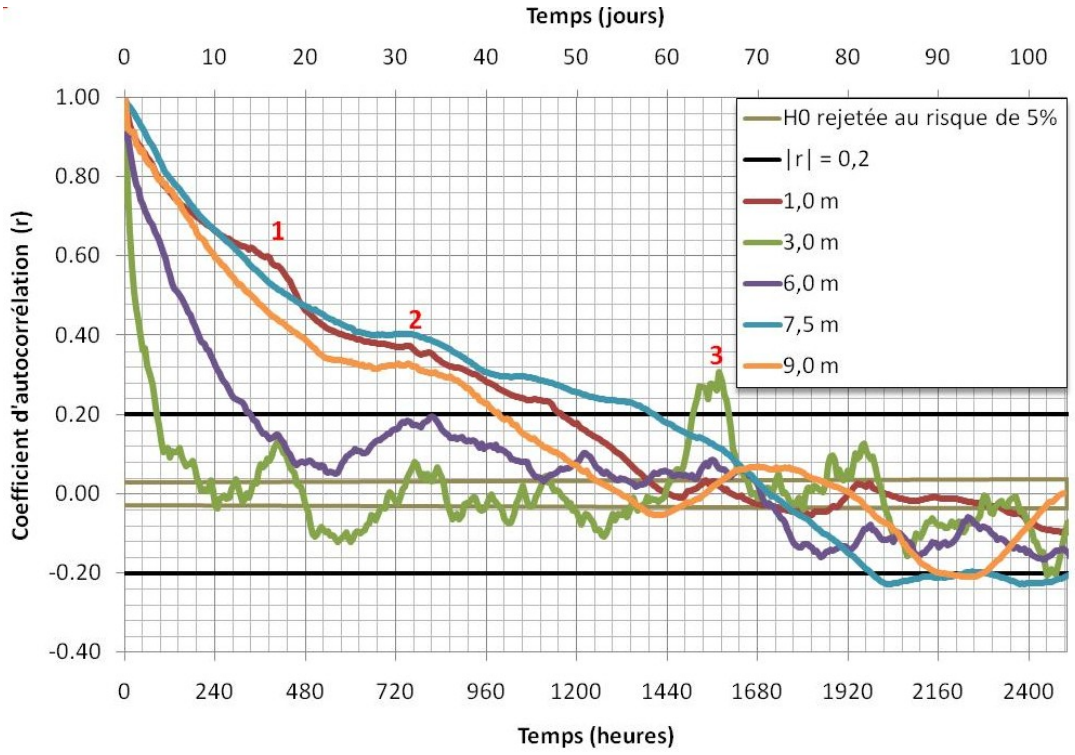


Figure 100 : Autocorrélogramme de l'humidité mesurée aux profondeurs de 1,0 m, 3,0 m, 6,0 m, 7,5 m et 9,0 m (H0 : hypothèse selon laquelle le coefficient d'autocorrélation est nul)

- à 1,0 m, 7,5 m et 9,0 m, profondeurs pour lesquelles les électrodes restent saturées pendant des périodes prolongées (supérieures au mois).

Ainsi, à 6,0 m, la rémanence de l'augmentation d'humidité est supérieure au mois, mais l'arrivée de nouvelles pluies engendre une variation de l'humidité, et se traduit, sur l'autocorrélogramme, par une diminution de la corrélation, les valeurs étant différentes. On observe là la différence entre ce qui a été appelé la rémanence, qui renseigne sur la durée pendant laquelle l'évènement pluvieux influe sur l'humidité dans le sol, et l'inertie du

système, qui est la mesure du temps pendant lequel l'humidité reste constante. Lorsque les électrodes sont saturées, ces deux durées sont confondues. La saturation des électrodes aux profondeurs de 1,0 m, 6,0 m, 7,5 m et 9,0 m masque l'évolution de la courbe d'humidité au-delà du maximum dont elle est à l'origine et, de ce fait, une partie de l'information. C'est une limite importante à l'analyse proposée ici.

La diversité des durées des effets mémoires sur une même verticale peut être interprétée comme étant, en partie, la conséquence de la variabilité lithologique de l'altérite à grande échelle. En effet, les niveaux les plus argileux ne stockent ni ne restituent l'eau de la même façon que les niveaux silteux ou les bancs de chailles. Ces observations concordent avec l'idée générale selon laquelle la durée d'un effet mémoire est à mettre en relation avec le rôle régulateur, exercé par les roches formant l'aquifère, dans les réserves en eau dans un système hydrogéologique (Mangin, 1984, Corbier, 1999).

Les courbes de décroissance des corrélogrammes, bien que globalement différentes, présentent, dans le détail, quelques analogies (Figure 100) :

- une première variation (notée 1 sur la Figure 100) apparait après un délai d'environ 15 j, aux profondeurs de 1,0 et 3,0 m. Elle se traduit alors, à ces profondeurs, respectivement par un ralentissement de la décroissance et par un pic,
- une variation commune à tous les capteurs apparaît après une trentaine de jours (2 sur la Figure 100). La valeur du corrélogramme augmente alors de nouveau à 3,0 m, 6,0 m et 9,0 m, un palier apparait à 7,5 m et la pente de décroissance diminue à 1 m,
- enfin, à 1,0 m et à 3,0 m de profondeur, le coefficient de corrélation augmente après un délai de 65 j dans le premier cas, jusqu'à la valeur seuil définie dans l'introduction de ce paragraphe, et jusqu'à la valeur de 0,3 dans le second cas,
- au-delà de ce délai, des corrélations négatives apparaissent à toutes les profondeurs.

Ces variations témoignent de l'existence de cycles d'humidité dans l'altérite. Certaines sont communes à toutes les profondeurs et d'autres aux seules profondeurs de 1,0 m et 3,0 m. Bien que le comportement des systèmes hydrogéologiques au droit de chacun des capteurs semble très variable, des processus cycliques, se produisant sur plusieurs mètres d'épaisseur voir à l'échelle du massif, se surimposent aux hétérogénéités locales.

III.4.4.3.2. PRECIPITATIONS/HUMIDITE

1. Les précipitations (autocorrélogramme)

L'autocorrélogramme des précipitations mesurées par le pluviomètre est présenté Figure 101a. Le coefficient d'autocorrélation prend une valeur proche de 0,2 dès la sixième heure et est inférieur à la valeur seuil (*cf.* § III.4.4.3 p.159) après 18 heures (Figure 101b). On peut donc considérer que la pluie a un caractère quasi aléatoire au cours de la période étudiée. Ainsi, la forme des corrélogrammes croisés précipitations/humidité est uniquement le résultat du comportement du système aquifère étudié (*cf.* § III.4.4.3 p.159).

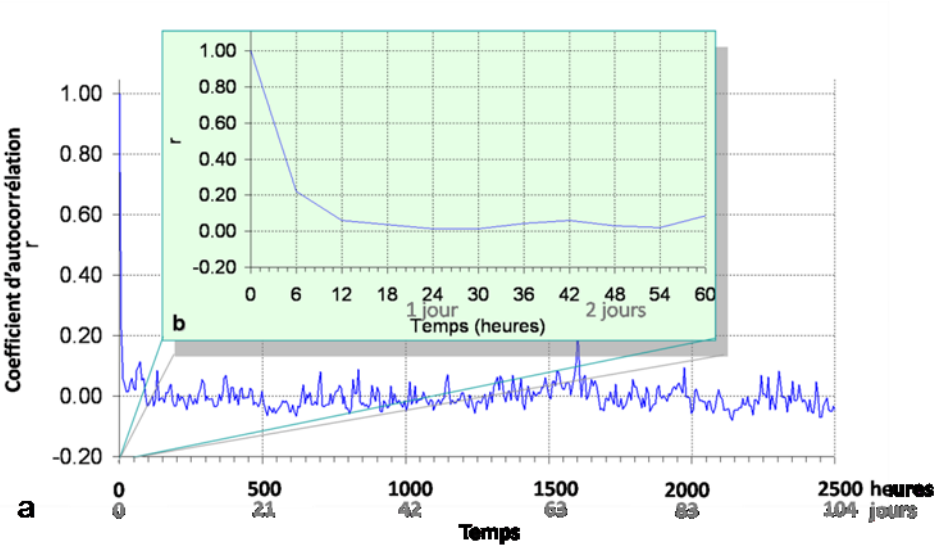


Figure 101 : a. Corrélogramme simple des pluies de la station de Guéthary (septembre 2006-août 2007) ; b. Détail des soixante premières heures

2. Les corrélogrammes croisés précipitations/humidité

La recherche d'une corrélation entre deux phénomènes distincts se fait au moyen du calcul du corrélogramme croisé, ici, de la pluie et de l'humidité. La réponse à l'impulsion créée à l'entrée du système par les précipitations, est dénommée, à la sortie du système, la « réponse impulsionnelle ». Elle est, du fait du caractère aléatoire des précipitations, uniquement le résultat du comportement du système aquifère étudié. L'étude du corrélogramme croisé est focalisée sur l'allure de la « réponse impulsionnelle », et notamment sur (Mangin, 1984) :

- le délai nécessaire à l'obtention de la valeur maximale du coefficient de corrélation. Il correspond au temps de transit de l'eau entre la surface du sol, atteinte au temps t = 0 par les pluies, et chaque capteur. Connaissant la profondeur de chaque capteur, il peut être relié à la vitesse minimale du flux hydrique, calculée en considérant un transit uniquement vertical, hypothèse n'étant pas, à l'évidence (*cf.* § III.4.4.2 p.155), à retenir,
- l'étendue du pic. Une « réponse impulsionnelle » pointue caractérise le fait que l'eau des précipitations traverse l'altérite au droit du capteur en un temps très rapide. Dans le cas contraire, une courbe plus étalée est significative d'un transit sur une période plus longue. La forme du pic est ainsi reliée au drainage du système.

L'étude des corrélogrammes croisés est ensuite complétée par l'analyse de l'allure de la courbe post-pic.

Les corrélogrammes croisés des couples précipitations/humidité sont présentés Figure 102 ; le Tableau 15 est la synthèse du délai et de l'étendue de chaque pic. Ces derniers varient de façon importante avec la profondeur :

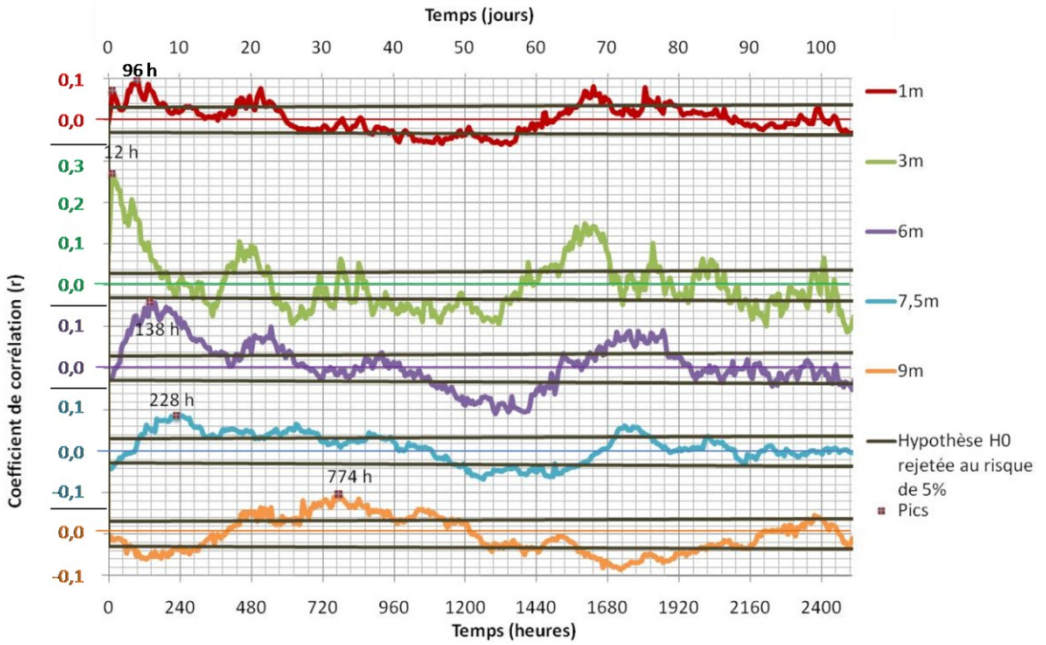


Figure 102 : Corrélogrammes croisés pluies/humidité

Profondeur du capteur d'humidité (m)	Délai pour atteindre le pic		Vitesse minimale du transit	Etalement du pic	
	Heure (h)	Jour (j)	mètres par jour (m/j)	Heure (h)	Jour (j)
1,0	(12) 96	(0,50) 4,00	(2,00) 0,24	138	5,75
3,0	12	0,50	6,00	6	0,25
6,0	138	5,75	1,04	186	7,75
7,5	228	9,50	0,79	204	8,5
9,0	774	32,25	0,28	798	33,25

Tableau 15 : Délai entre l'impulsion (les précipitations) et l'augmentation du coefficient de corrélation jusqu'à la valeur modale (pic) et étalement du pic (estimés sur les corrélogrammes croisés)

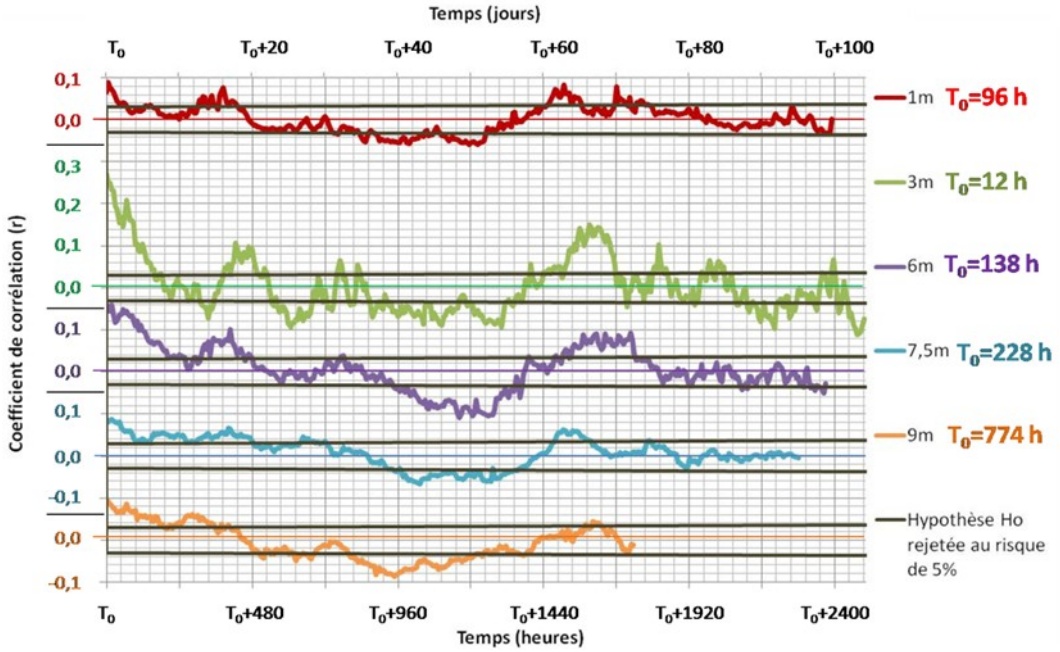


Figure 103 : Corrélogrammes croisés pluie/humidité post pic (T_0 : temps de la valeur modale)

- à 1,0 m de profondeur, un premier pic apparaît après un délai de 12 h, cependant le mode est obtenu après 96 h (4 j). Avant d'amorcer sa décroissance, le coefficient de corrélation reste relativement élevé pendant près de 6 j (de la douzième à la cent-cinquantième heure). L'apport en eau à la suite des précipitations est relativement lent comparativement à ce qui est enregistré par les autres capteurs (vitesse minimale : 0,24 m/j), et la vitesse de drainage est moyenne,
- à 3,0 m de profondeur, le corrélogramme présente un pic « pointu » atteint en 12 h. La vitesse de transit de l'eau jusqu'à 3,0 m est, au minimum, de 6,00 m/j ; le drainage est également très rapide. La valeur modale du coefficient de corrélation est égale à 0,27 : cette valeur est la plus élevée des valeurs modales calculées pour les différentes profondeurs. L'humidité à 3,0 m de profondeur est donc la mieux corrélée aux précipitations,
- à 6,0 m et 7,5 m de profondeur, le coefficient de corrélation augmente relativement lentement pour atteindre un pic respectivement vers le sixième et le neuvième jour. La forme des pics est étalée, les valeurs des coefficients de corrélation restent élevées pendant une durée proche de 8 j. La vitesse de transit de l'eau jusqu'à ces capteurs est relativement rapide (1,04 m/j et 0,79 m/j) ; le système est cependant moins bien drainé qu'aux profondeurs précédentes,
- à 9,0 m de profondeur, suite aux précipitations, le coefficient de corrélation décroît pendant les dix premiers jours. Il augmente ensuite lentement pour atteindre une valeur de corrélation maximale (r = 0,096) plus d'un mois après les précipitations. La vitesse minimale de transit est faible, de 0,28 m/j, proche de celle enregistrée à 1,0 m. L'étalement du pic est supérieure au mois.

L'étude du délai avant les pics et l'étalement de ceux-ci révèle une hétérogénéité du comportement de l'altérite aux différentes profondeurs concernées. D'une part, la vitesse de transit de l'eau de pluie entre le sol et chaque capteur n'est pas identique : elle est très rapide entre la surface et 3,0 m, l'est six fois moins à 6,0 m et à 7,5 m et est plus de vingt fois inférieure à 1,0 m et 9,0 m. Ces observations excluent un transit purement vertical ainsi que des cheminements de l'eau identiques : en effet, l'eau arrivant, par exemple, à 3,0 m plus vite qu'elle n'arrive à 1,0 m, elle n'a pas transité par le même itinéraire. D'autre part, l'étendue des pics, reliée au drainage du système hydrogéologique, est également variable : le drainage est rapide à 3,0 m, nécessite environ une semaine à 1,0 m, 6,0 m et 7,5 m et plus d'un mois à 9,0 m. Ces résultats sont à mettre en relation avec les observations effectuées sur les autocorrélogrammes (*cf.* § III.4.4.3.1 p.160). En effet, à partir de ces derniers, on a pu mettre en évidence des variations d'inertie et donc de capacité de l'altérite à stocker puis à restituer l'eau à travers le délai de « l'effet mémoire ». Il apparait ainsi :

- à 1,0 m de profondeur : un temps relativement important est nécessaire à l'eau de pluie pour atteindre le capteur, malgré la faible distance qu'elle doit parcourir. Elle engendre une augmentation de l'humidité au cours de plusieurs jours ; l'effet mémoire à cette profondeur est, par ailleurs, relativement long (48 j), mettant en évidence un stockage de l'eau puis une restitution lente. Les niveaux d'altérite traversés par l'eau pour atteindre le capteur placé à 1,0 m de profondeur semblent peu perméables, relativement à ce qu'on peut observer à 3,0 m.
- à 3,0 m de profondeur : le transit de l'eau de pluie s'effectue jusqu'à cette profondeur en moins d'une journée, le pic « pointu » témoigne d'une traversée rapide de la zone située autour du capteur. En outre, le délai de l'effet mémoire est très court : les stocks sont quasi

inexistants. L'eau de pluie transite donc par des niveaux très perméables pour atteindre, puis traverser la zone située autour du capteur placé à 3,0 m de profondeur.

- à 6,0 m et 7,5 m de profondeur : la vitesse de transit est moyenne relativement à ce qu'on mesure ailleurs, l'eau de pluie génère une augmentation d'humidité au cours d'une période quasiment identique à celle mesurée à 1,0 m. La durée de l'effet mémoire est en outre également similaire, témoignant, là encore, de la présence de stocks d'eau restitués lentement. Les niveaux d'altérite à 6,0 et 7,5 m ont un comportement hydrogéologique proche de ce qui est observé à 1,0 m, cependant, le cheminement de l'eau, avant l'arrivée au capteur, se fait plus rapidement.
- à 9,0 m de profondeur : la vitesse de transit de l'eau de pluie entre la surface et le capteur est lente, et l'effet des précipitations est ressenti pendant une période relativement longue. Le système est particulièrement inertiel. Les niveaux d'altérites au droit du capteur, ainsi que ceux traversés par l'eau de pluie au cours de son cheminement sont probablement très peu perméables. En outre, des stocks peuvent potentiellement se créer, pour être ensuite restitués très lentement à la profondeur de 9,0 m.

Afin d'analyser le comportement de la courbe post-pic, les corrélogrammes croisés sont tracés à partir de leur temps T_0 respectif, qui correspond au temps de la valeur modale, sur la Figure 103. Pour l'ensemble des courbes, à partir de T_0, la valeur du coefficient de corrélation diminue jusqu'à un temps proche de $T_0 + 50$ j, où elle atteint des valeurs négatives supérieures, en valeur absolue, à la valeur seuil définie dans le § III.4.4.3 p.159. Cette décroissance est cependant interrompue à un temps proche de $T_0 + 15$ j : le coefficient de corrélation augmente alors à 1,0 m, 3,0 m et 6,0 m et est stationnaire à 7,5 m et 9,0 m. Puis, à un temps compris entre $T_0 + 60$ j et $T_0 + 70$ j, un nouveau pic apparait à toutes les profondeurs. Au-delà, la valeur du coefficient de corrélation oscille autour de zéro. Il apparait ainsi que l'évolution des courbes post-pics est identique d'une profondeur à l'autre. Ces variations simultanées et communes à toutes les profondeurs des valeurs des coefficients de corrélation post-pics montrent, là encore, que bien que le comportement des systèmes hydrogéologiques au droit de chacun des capteurs semble très variable, des processus se produisant à l'échelle du massif se surimposent aux hétérogénéités locales : on observe, grâce aux corrélogrammes croisés, des augmentations de l'humidité, suivant des cycles dépendants de la première arrivée d'eau au droit de chaque capteur.

Confirmant les remarques effectuées lors des descriptions qualitatives des données, les autocorrélogrammes et les corrélogrammes croisés démontrent des hétérogénéités dans le comportement hydrogéologique des altérites le long d'une une même verticale aux droits des différents capteurs de l'Humitub. Elles sont interprétées comme des variations des vitesses de transit, des stocks disponibles et restitués, et de la perméabilité du matériau d'une profondeur à l'autre. Cependant, des phénomènes se produisant à moyen terme (un à deux mois) après les précipitations affectent l'ensemble du massif.

Ces circulations d'eau dans un matériau qui permet à la fois des transits rapides et le stockage apparaissent particulièrement néfastes à la stabilité du massif. En effet, l'ensemble des actions déstabilisantes de l'eau souterraine est réunie : surcharge liée au poids de l'eau, diminution de la résistance du matériau, les transits rapides pouvant générer des forces liées

au gradient hydraulique. Afin d'estimer la ou les périodes de l'année qui sont caractérisées par des conditions hydrogéologiques défavorables, une étude en composantes principales de l'humidité est proposée dans le paragraphe suivant.

III.4.4.4. Analyses factorielles

Les analyses factorielles permettent d'étudier les relations entre les valeurs d'humidité mesurées aux différentes profondeurs ainsi que leur évolution temporelle. Les calculs sont effectués avec les données obtenues entre le 7 août 2006 et le 22 avril 2008. Deux-mille-trois-cent-soixante-six individus, ayant chacun une composante sur les cinq variables que constitue l'humidité à 1,0 m, 3,0 m, 6,0 m, 7,5 m et 9 m (par souci de simplification, ces variables sont, par la suite, dénommée par la profondeur à laquelle elles se réfèrent), constituent la base. En outre, deux modalités[15], le mois et la saison, sont représentés. L'ensemble des matrices associées à cette analyse en composantes principales est disponible en Annexe 7.

Dans un premier temps, les valeurs des coefficients de corrélation entre les différentes variables sont calculées (Tableau 16). Il apparait une absence d'indépendance entre les valeurs d'humidité mesurée à 1,0 m, 6,0 m et 7,5 m[16]. Les variables 6,0 m et 7,5 m présentent la valeur du coefficient de corrélation la plus élevée : en effet, comme on a pu l'observer au cours des analyses développées dans le paragraphe précédent, les réponses en matière d'humidité sont similaires à ces profondeurs. L'humidité mesurée à 3,0 m et celle mesurée à 9,0 m ne sont, par contre, pas corrélées, ce qui conforte les observations et analyses statistiques présentées dans les paragraphes précédents démontrant des comportements hydrogéologiques du matériau extrêmement différents à ces deux profondeurs (*cf.* § III.4.4.3 p.159).

		Humidité mesurée à la profondeur de				
		1,0 m	3,0 m	6,0 m	7,5 m	**9,0 m**
Humidité mesurée à la profondeur de	1,0 m	1,00				
	3,0 m	0,50	1,00			
	6,0 m	0,61	0,34	1,00		
	7,5 m	0,64	0,18	**0,67**	1,00	
	9,0 m	0,39	***0,02***	0,25	0,56	1,00

Tableau 16 : Matrice des corrélations

[15] Une modalité est une caractéristique d'un groupe d'individu. Ici, il s'agit du mois ou de la saison. Elle est placée dans l'espace des individus au barycentre (point moyen) des individus.

[16] Le nombre d'individus est de 2366, l'hypothèse de l'indépendance des variables est rejetée, selon le test de Fisher, de façon :

- significative (risque 5%) pour r > 0,0213
- hautement significative (risque 1%) pour r > 0,0216
- très hautement significative (risque 0,01%) pour r > 0,0219

L'analyse en composantes principales permet, par la suite, d'examiner les corrélations entre les différentes variables en observant leur position dans un repère construit de façon à optimiser la visualisation de leur corrélation. L'étude des corrélations des variables avec les nouveaux axes (F1 à F5 ; Tableau 18) met en évidence :

- une forte corrélation positive entre F1 et l'humidité mesurée à 1,0 m, 6,0 m et 7,5 m ; elle est moindre avec les variables 3,0 m et 9,0 m. La saturation des variables 1,0 m, 6,0 m et 7,5 m est, en effet, de 76%, 66% et 75% sur l'axe F1. Celle des variables 3,0 et 9,0 m est seulement de 25% et de 34%. Cet axe représente l'augmentation générale d'humidité dans le massif d'altérite. Cependant, des nuances sont à rechercher entre les ensembles formés par les variables (1,0 m, 6,0 m et 7,5 m) et (3,0 m et 9,0 m), la saturation de ces ensembles étant différente sur l'axe F1. Au cours des analyses corrélatoires (*cf.* § III.4.4.3 p.159), une similitude des réponses d'humidité aux profondeurs de 1,0 m, 6,0 m et 7,5 m a été mise en évidence : le délai de l'effet mémoire, ainsi que les variations des coefficients de corrélations croisées sont similaires, et diffèrent de ce qu'on enregistre à 3,0 m et 9,0 m. L'utilisation d'autres axes est donc nécessaire à la mise en évidence de ces disparités.
- une importante corrélation négative de l'axe F2 et de la variable 3,0 m (saturation : 56%) parallèlement à une corrélation importante positive de F2 avec 9,0 m (saturation : 39%). L'axe F2 permet donc d'opposer, en composante positive, une faible humidité à 3,0 m et une forte humidité à 9,0 m, et inversement, en composante négative. Cette opposition dans l'évolution de l'humidité à ces profondeurs est le résultat de comportements hydrogéologiques différents comme on a pu le mettre en évidence par les analyses corrélatoires (*cf.* § III.4.4.3 p.159). L'interprétation des corrélogrammes alors proposée était un transit lent et la présence d'un stock restitué lentement à 9,0 m et, au contraire, un transit rapide et une quasi-absence de stock à 3,0 m. De ce fait, suite aux précipitations, à 3,0 m de profondeur, l'humidité augmente rapidement, alors que celle à 9,0 m reste faible. L'augmentation de l'humidité qui fait suite à 9,0 m est postérieure à sa diminution à 3,0 m. Ainsi, des corrélations positives avec l'axe F2, qui correspondent à l'augmentation de l'humidité à 9,0 m, sont interprétés comme la prédominance des transits lents dans le massif d'altérite, et, inversement, des corrélations négatives, ayant pour origine de fortes valeur d'humidité à 3,0 m, la prédominance des transits rapides.
- des corrélations des axes :
  - F3 et l'ensemble des variables 3,0 m, 6,0 m et 9,0 m,
  - F4 et la variable 1,0 m,
  - F5 et la variable 7,5 m,

Ces trois derniers axes permettent une ségrégation des données pour lesquelles la valeur de l'humidité, à la profondeur correspondante, est remarquable.

		Axe **F**1		Axe **F**2		Axe **F**3		Axe **F**4		Axe **F**5	
		a	*b*	*a*	*B*	*a*	*b*	*a*	*b*	*a*	*b*
Humidité mesurée à la profondeur de	1,0 m	**0,87**	**76%**	-0,18	3%	0,08	1%	**-0,44**	**19%**	-0,13	2%
	3,0 m	***0,50***	***25%***	**-0,75**	**56%**	**0,38**	**15%**	0,19	4%	0,10	1%
	6,0 m	**0,81**	**66%**	-0,12	1%	**-0,47**	**22%**	0,24	6%	-0,21	4%
	7,5 m	**0,87**	**75%**	0,30	9%	-0,17	3%	-0,01	0%	**0,36**	**13%**
	9,0 m	***0,59***	***34%***	**0,63**	**39%**	**0,47**	**22%**	0,16	2%	-0,13	2%

Tableau 17 : Coordonnées des variables sur les nouveaux axes (a) et saturation (b)

Numéro de l'axe	Valeur propre	Pourcentage absorbé (%)	Pourcentage cumulé (%)
F1	2,76	55,20	55,20
F2	1,09	21,73	76,92
F3	0,63	12,52	89,44
F4	0,31	6,22	95,66
F5	0,22	4,34	100,00

Tableau 18 : Tableau des valeurs propres

Les axes F1 et F2 absorbent 77% de la variance totale (Tableau 18) ; ils expliquent, au total, 79% de la variance de la variable 1,0 m, 81% de celle de 3,0 m, 67% de celle de 6,0 m, 84% de celle de 7,5 m et 73% de celle de 9,0 m. L'analyse en composante principale est, de ce fait, focalisée, dans un premier temps, sur le plan formé par les deux premiers axes. Ce dernier est présenté Figure 104 dans l'espace des variables, et, dans l'espace des individus, Figure 105. De par les corrélations rappelées ci-dessus, les individus à coordonnée négative sur l'axe F1 sont associés à une faible humidité du massif. Ils ont, alors, le plus souvent une coordonnée faible, en valeur absolue, sur l'axe F2, laissant ainsi clairement apparaitre les fortes valeurs d'humidité à 9,0 m et à 3,0 m ; cette opposition est à relier aux disparités dans les vitesses de transit et d'écoulement des stocks d'eau. Les modalités associées aux individus qui se placent dans le domaine à faible humidité du massif (coordonnée négative sur l'axe F1) sont, sur le plan des saisons, l'été et l'automne, et, sur le plan des mois, ceux compris entre juillet et décembre. Seuls quelques individus ne respectent pas cet état de fait :

- les individus qui ont une forte composante négative sur l'axe F2 alors que leur coordonnée sur l'axe F1 est également négative sont caractéristiques d'une humidité faible à toutes profondeurs exceptées à 3,0 m. Pour cela, un apport rapide de l'eau à cette dernière profondeur est nécessaire, avant qu'il ne survienne aux autres profondeurs. L'étude descriptive des courbes d'humidité (exemple du cas ① explicité dans le paragraphe III.4.4.1) et les analyses corrélatoires (*cf.* § III.4.4.3 p.159) ont permis de montrer la possibilité de telles circulations. Ceci correspond à des transits rapides de l'eau apportée par des précipitations pendant ou juste après une période globalement sèche,
- les individus qui ont une forte composante positive sur l'axe F2 alors que leur coordonnée sur l'axe F1 est négative correspondent à des périodes où le capteur à 9,0 m de profondeur est saturé alors que le reste du massif est sec. Les analyses corrélatoires *(cf.* § III.4.4.3 p.159) ont permis de mettre en évidence un temps de latence important entre les précipitations et le pic d'humidité à 9,0 m (774 h soit 32,25 j), alors qu'aux autres profondeurs, le pic est enregistré plus tôt (au maximum à 228 h soit 9,5 j à 6,0 m) ; alors que le pic d'humidité est atteint à 9,0 m, l'humidité en phase de décroissance post-pic par ailleurs. L'humidité importante enregistrée à 9,0 m, alors que celle aux autres profondeurs est faible, est ainsi interprétée comme la conséquence des flux hydriques lents qui font transiter l'eau vers le capteur le plus profond, alors que l'absence de nouvelles précipitations permet de conserver un taux d'humidité faible par ailleurs. Cette situation s'est rencontrée en particulier en octobre et novembre 2007 (Figure 99a). En outre, on observe que les individus du mois de novembre sont tous dans le domaine caractéristique d'une faible humidité dans l'ensemble du massif. Or, ce mois, est, en moyenne le plus pluvieux de l'année ; cependant, au cours de la période étudiée, il a été caractérisé par d'importants déficits en eau *(cf.* § III.4.3 p.151) : la répartition des axes, des individus et des modalités est le résultat des conditions climatiques et

hydrogéologiques particulières au cours de la période d'étude, et n'est pas forcément transposable à ce qu'il se passe en moyenne depuis plusieurs années.

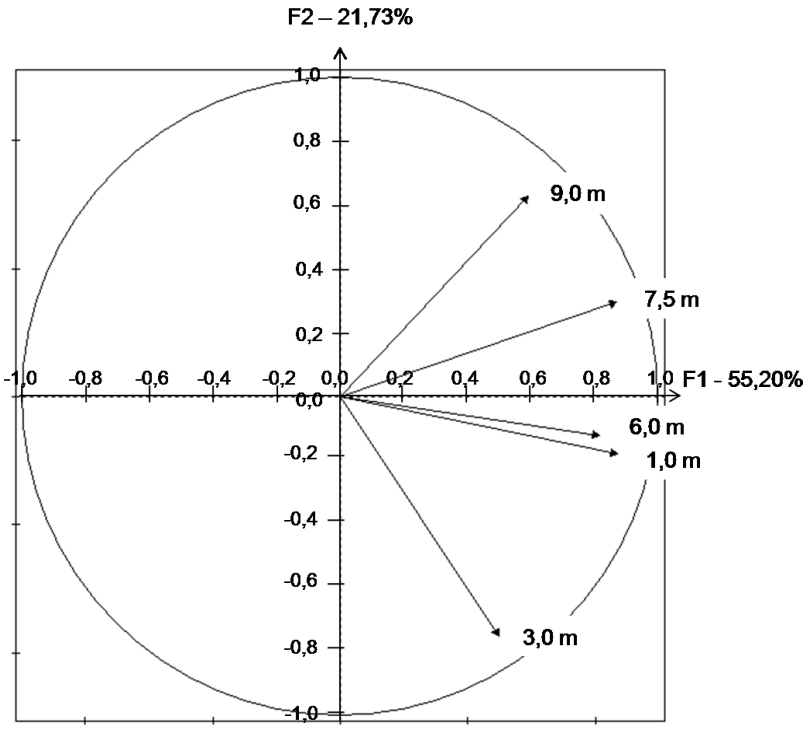


Figure 104 : Cercle des corrélations (plan F1-F2)

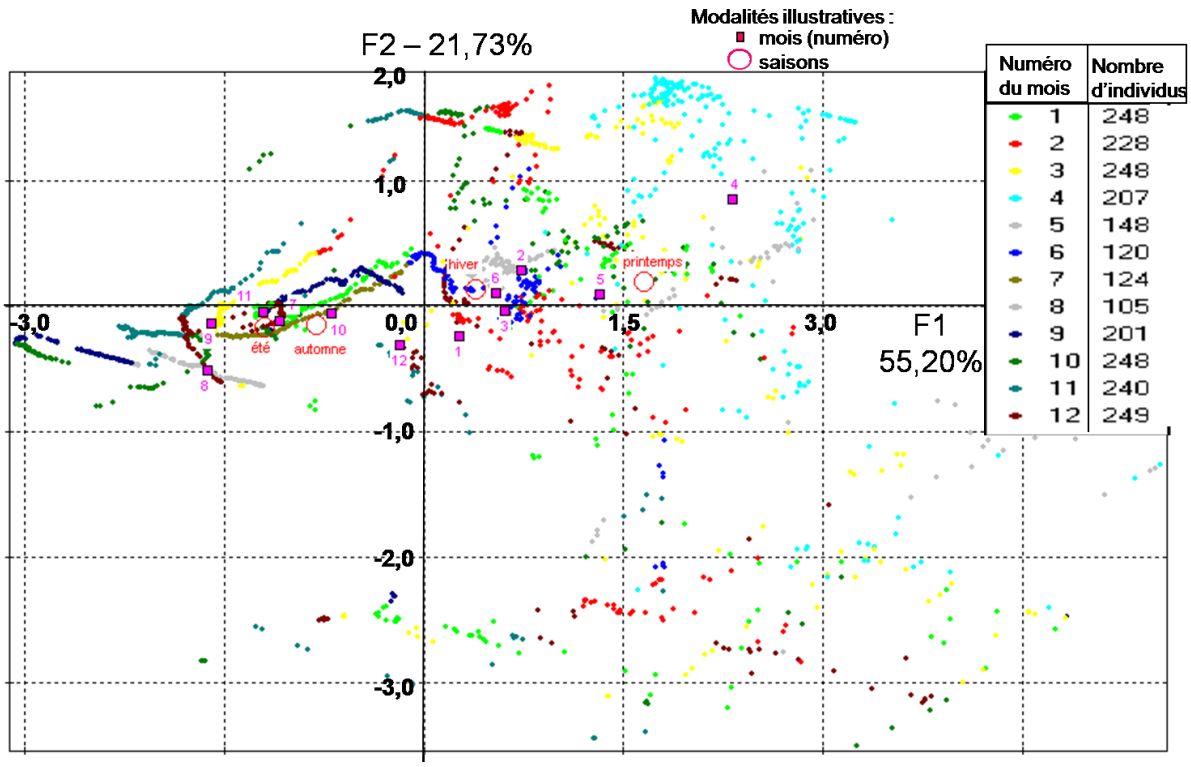


Figure 105 : Espace des individus - plan F1-F2 (76,93 % de variance absorbée)

Lorsque le massif est humide dans sa globalité (individus dont la composante sur l'axe F1 est positive), les individus sont très dispersés sur l'axe F2 (Figure 105). En outre, les modalités saisonnières se plaçant dans le domaine défini par des valeurs de F1 positives, qui sont le printemps, et, dans une moindre mesure, l'hiver, ont une coordonnée quasi nulle sur F2. Ces deux saisons sont caractérisées par une humidité importante de l'altérite au droit de chaque capteur, en outre, aucune tendance n'apparait entre ces modalités et les fortes valeurs d'humidité à 3,0 m et 9,0 m. Par contre, pour ce qui est des modalités mensuelles, le mois d'avril présente une composante positive sur l'axe F2. L'augmentation globale de l'humidité au cours de cette période est ainsi accompagnée par une humidité remarquable à 9,0 m et une faible humidité à 3,0 m. Ce phénomène peut être interprété comme le résultat d'un transit de l'eau de pluie et de la restitution de l'eau des stocks lents prédominant sur les transits rapides au cours de ce mois d'avril.

Le plan formé par les axes F1 et F3 est ensuite étudié (Figure 106, espace des variables et Figure 107, espace des individus). L'utilisation de l'axe F3 permet de dissocier d'une part, les variables 3,0 m et 9,0 m (composantes positives sur F3) et, d'autre part, l'ensemble des variables 7,5 m et 6,0 m (composantes négatives sur F3). Les modalités ont toutes des coordonnées nulles sur l'axe F3. En moyenne sur le mois et sur la saison, aucune tendance n'apparait en faveur de fortes valeurs d'humidité prédominants à 3,0 m et 9,0 m de profondeur associées à de faibles valeurs à 7,5 m et 6,0 m, ou inversement.

Ce même type de remarque est valable pour les axes F4 et F5 (plans présentés en Annexe 7) : à l'échelle mensuelle, au cours de la période étudiée, lorsqu'on observe une augmentation de l'humidité, elle est générale à toutes les profondeurs, excepté au mois d'avril, au cours duquel un déficit relatif d'humidité apparait à 3,0 m.

Une telle période d'étude, relativement courte, inférieure à deux ans, ne permet ni d'étudier les variations d'humidité à long terme, ni d'estimer le comportement moyen du massif en fonction des saisons. Elle est, en effet, caractérisée par un important déficit en eau de pluie (*cf.* § III.4.3 p.151) ; l'apport en eau par les précipitations dans le massif d'altérite n'est pas représentatif de ce qui est observé en moyenne (exemple ci-dessus du mois de novembre). Une étude à long terme est nécessaire à l'estimation des périodes favorables, en moyenne, à l'augmentation de l'humidité dans le terrain. Néanmoins, cette étude montre que, suite à des conditions climatiques exceptionnelles, la réponse en ce qui concerne l'humidité peut être différente de ce que l'on peut attendre « en moyenne », ce qui, sur le plan des instabilités, peut avoir des conséquences sur les processus de rupture.

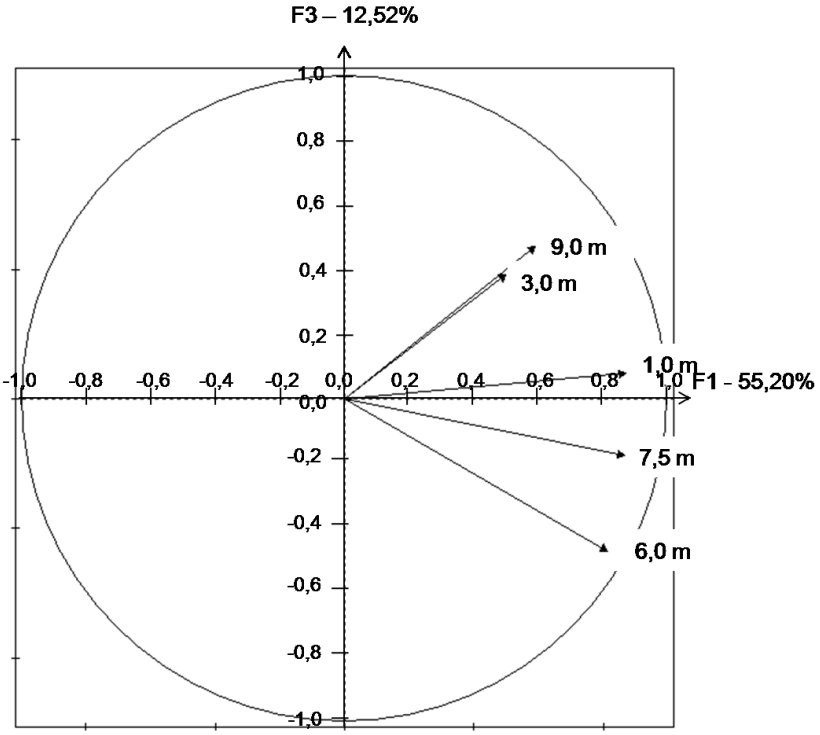


Figure 106 : Cercle des corrélations (plan F1-F3)

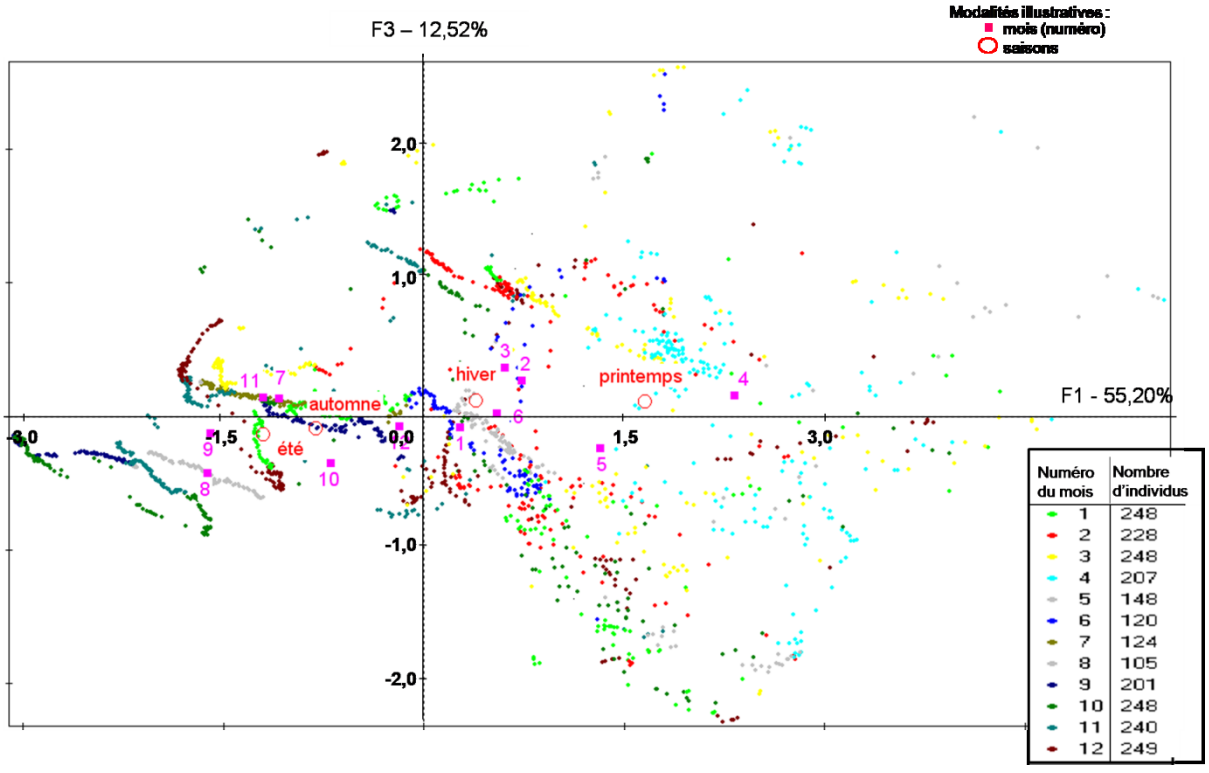


Figure 107 : Espace des individus - plan F1-F3 (67,72 % de variance absorbée)

III.4.4.5. Conclusion

Les descriptions qualitatives étayées par les analyses statistiques des données d'humidité permettent tout d'abord de mettre en évidence un comportement hydrogéologique du massif d'altérite hétérogène et anisotrope. Ces hétérogénéités sont interprétées comme les conséquences de différences :

- des potentiels inertiels des réserves (différences dans la quantité et la restitution des stocks disponibles), illustrées par des disparités des temps des effets mémoires,
- des temps de transit entre le sol et les capteurs, déduites des variations des temps de latence entre les précipitations et le pic d'humidité en fonction de la profondeur,
- de perméabilité de l'altérite au droit des capteurs, révélées par l'étalement des pics des corrélogrammes croisés.

Cette disparité des comportements observés est probablement la conséquence directe de la structure hétérogène des altérites qui est à l'origine d'une chenalisation des flux hydriques par les niveaux les plus perméables de l'altérite : bancs de chailles fracturés et niveaux les plus silteux d'échelle centimétrique. Ces niveaux sont de plus affectés par les plis et déformations pyrénéens, hérités de la roche-mère. A cela, peut s'ajouter localement d'autres hétérogénéités telles que la présence d'un bloc de marno-calcaire rémanent dans l'altérite ou encore des variations dans le tassement du matériau à la suite des processus d'altération, dont on sait qu'une partie est sous-consolidée (*cf.* § III.3.3.1 p.138). En outre, à une même profondeur, le temps de réponse varie en fonction de l'état initial du sol : lorsque le sol est relativement sec (exemple de l'évènement n°1), le temps de réponse est lent. Ce phénomène peut être expliqué par la succion entre grains ; en effet, au sein d'un matériau non saturé, les forces de succion referment les pores et diminuent ainsi sa perméabilité. Néanmoins, à l'échelle du massif d'altérite, au cours de la période d'étude, on observe :

- une période caractérisée par une faible humidité du massif d'altérite : l'été et l'automne, avec, en particulier à l'automne, des possibilités d'augmentation locale et rapide de l'humidité,
- une période caractérisée par une humidité du massif élevée : le printemps. A cette saison, certains niveaux d'altérite peuvent présenter une humidité élevée permanente, comme le montre les enregistrements obtenus à 1,0 m et 9,0 m de profondeur. Au cours de telles périodes, des variations locales d'humidité peuvent être observées, comme notamment le déficit à 3,0 m de profondeur au mois d'avril. Dans ce cas, les transits lents ont permis de conserver une forte valeur de l'humidité par ailleurs, mais ceux-ci étant rapides à 3,0 m, l'humidité a décru et n'a pas été réalimentée par de nouvelles précipitations.

Comme l'analyse des corrélogrammes croisés a permis de le montrer, l'humidité du massif est, en partie, directement liée aux précipitations à court et moyen terme. L'analyse du système hydrogéologique des altérites par l'Humitub est cependant ici limitée d'une part, par la saturation rapide des électrodes à certaines profondeurs et, d'autre part, par la durée de la période d'étude égale à un cycle hydrologique (environ un an, voire légèrement plus dans le cas des analyses factorielles). Afin de couvrir une période permettant une étude à long terme (environ dix ans, d'après Mangin, 1984), le suivi des variations d'humidité à l'aide de l'Humitub est poursuivi.

III.4.5. Le dispositif de tomographie électrique

III.4.5.1. Matériel et objectif

Les propriétés électriques d'un matériau dépendent de sa saturation en eau. Par exemple, les expérimentations menées par Michot et al. (2003) sur des formations argileuses (horizon d'altération d'un calcisol) ont montré une évolution moyenne de la résistivité de 1,7 Ω.m pour une variation de l'humidité volumique de 1%. De ce fait, la tomographie de résistivité électrique est couramment utilisée dans le cadre du suivi des variations de teneur en eau saisonnières dans la zone non saturée (Daily *et al.*, 1992, Bobachev *et al.*, 2005) ou encore, de suivi d'infiltration (Barker and Moore, 1998, Michot *et* al, 2003, Cassiani *et al.*, 2006). Cette technique de tomographie de résistivité électrique est appliquée sur le site de Harotzen Costa à Guéthary avec, pour objectif, le suivi des variations hydriques au sein des altérites à l'échelle temporelle mensuelle à saisonnière et à l'échelle spatiale de la falaise. Le dispositif de tomographie électrique utilisé sur ce site est composé de quarante-huit électrodes et de trois câbles (une rallonge et deux câbles destinés à la connexion des électrodes) enterrés dans une tranchée, ce qui a permis de le laisser à demeure jusqu'à juin 2008. Les électrodes sont espacées de 2,5 m et protégées et isolées par un adhésif thermocollant. Le dispositif total est long de 117,5 m, pour un dénivelé total de 28 m (Figure 95).

L'étude menée par Michot et al. (2003), montre également que les variations de résistivités électriques associées à des fluctuations hydriques sont faibles. C'est pourquoi, avant d'interpréter toute variation de résistivité comme des variations de teneur en eau, notamment lorsque les premières sont faibles, la détermination du seuil de variation significatif est nécessaire. Il s'agit de faire la part de ce qui, dans la variation, est dû aux bruits de mesure et urbain et ce qui est dû aux fluctuations des conditions *in situ* pour différents dispositifs. Pour cela, des tests de répétabilité ont été effectués (Peter-Borie et al, 2007d, 2008c, Peter-Borie et al., en cours de soumission[b]). Les résultats de ces tests et le détail des interprétations sont disponibles en Annexe 8. Ils ont permis de mettre en évidence un bruit de mesure important, dont l'origine est en partie à rechercher dans les phénomènes naturels et dans la dégradation du matériel implanté à demeure. Ces fluctuations des résistivités électriques interdisent la détection des variations de teneur en eau dans les altérites. Dans ce paragraphe, seules les conclusions majeures et celles présentant un intérêt dans le cadre de l'étude des circulations hydrogéologiques sont présentées.

III.4.5.2. Section de résistivité et interprétation

L'étude géologique des processus d'altération et des morphologies associées a permis une bonne connaissance de la morphologie des massifs rocheux composés par le complexe marno-calcaire à faciès flysch et altérite associée (*cf.* § II.3.5 p.76). Ainsi et avec l'aide du log lithologique relevé le long d'un forage à la tarière réalisé à proximité de la dix-huitième électrode (Figure 95), une interprétation lithologique de la section de résistivité obtenue avec un dispositif dipôle-dipôle est proposée (inversion avec Res2Dinv, ©Geotomo, Loke, 1999, Figure 108). Trois domaines géologiques sont distingués :

- l'altérite formée par les argiles silteuses caractérisées par une gamme de résistivité électrique de 20 and 150 Ω.m.,

▪ les marno-calcaires à faciès flysch de l'horizon karstifié, avec des résistivités électriques supérieures à 90 Ω.m.,

▪ l'eau qui circule probablement dans les conduits karstiques (initialement formés par les processus d'altération et aujourd'hui vidés de l'altérite résiduelle), caractérisée par des valeurs de résistivité électrique inférieure à 20 Ω.m..

La zone située entre le front d'altération (toit de la roche-mère) et le front de saprolitisation (base de l'altérite argilo-silteuse du Flysch à silex de Guéthary), dénommée horizon karstifié, est caractérisée par la présence d'argiles-silteuses dans des conduits formés dans les marno-calcaires (*cf.* § II.3.3.1.2 p.57). De par la structure de l'horizon karstifié, la transition entre les argiles-silteuses de l'altérite et les marno-calcaires est un volume dont les surfaces supérieure et inférieure sont complexes, non planes à grande comme à petite échelle. La limite entre marno-calcaires et argiles-silteuses ne peut ainsi être tracée précisément.

Par ailleurs, à ce jour, aucun exutoire karstique n'a été observé en pied de falaise ou sur l'estran. Cependant cet aquifère a été nettement identifié par ailleurs et le forage réalisé en juillet 2008 pour la mise en place de l'inclinomètre (*cf.* § III.4.2 p.150), à quelques mètres du dispositif de tomographie, a permis de mettre en évidence la présence de vides dans les marno-calcaires (log sommaire présenté Figure 109 p.177).

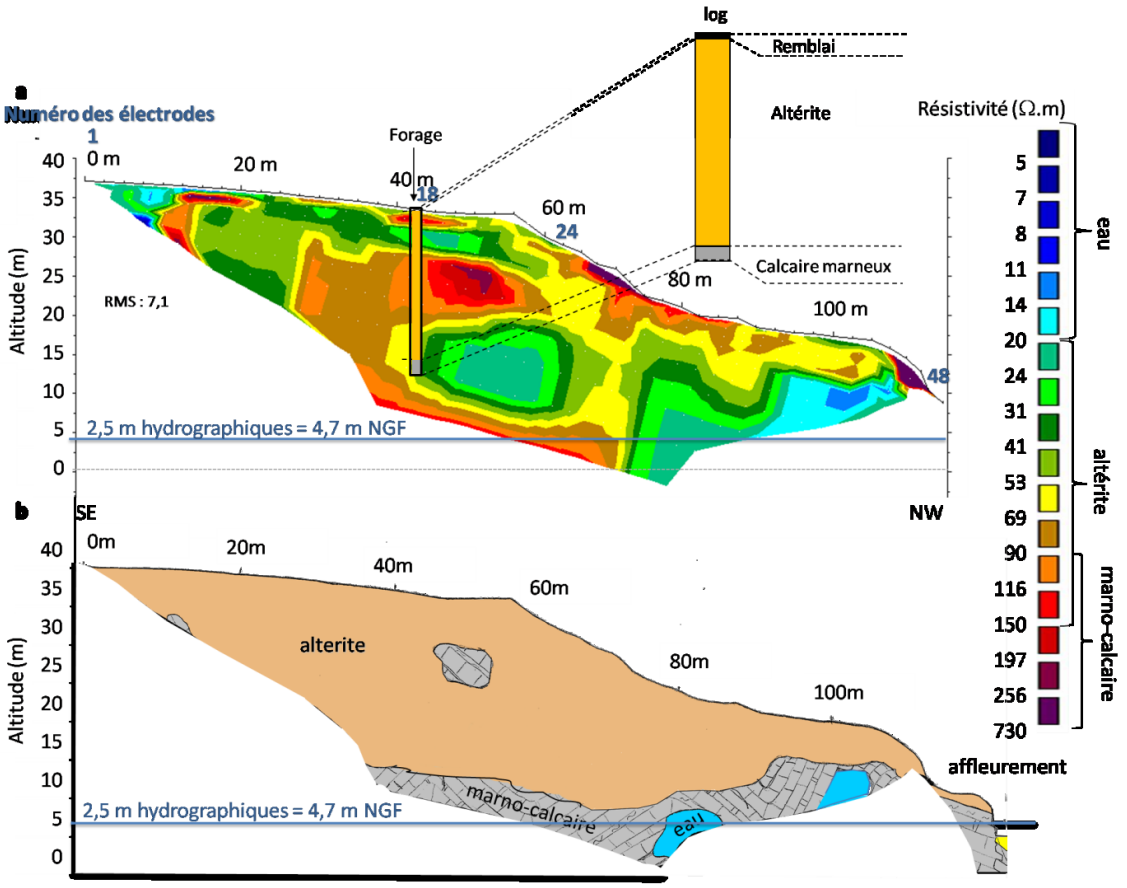


Figure 108 : a : Section de résistivité électrique acquise en juillet 2007 avec un dispositif dipôle-dipôle ; b : interprétation lithologique proposée

III.4.5.3. Etude des variations de la résistivité électrique

Les tests de répétabilité, ont mis en évidence deux phénomènes qui n'autorisent pas le suivi des variations hydriques par des mesures de résistivité électriques :

- d'une part, les valeurs de résistivités apparentes mesurées par la première acquisition de la journée effectuée avec le dispositif implanté à demeure sont significativement plus bruitées que les acquisitions suivantes ou des acquisitions réalisées avec un dispositif neuf. Ce phénomène est interprété comme étant la conséquence de la dégradation du matériel implanté à demeure qui serait à l'origine d'un phénomène de polarisation du système matériel-terrain se mettant en place lors de la première sollicitation électrique de la journée.
- d'autre part, une zone bruitée subsiste, malgré la suppression de la première mesure de la journée, en pied de falaise (base nord-ouest du profil). Elle a pour origine des courants qui ont été enregistrés, par ailleurs, par la méthode de géophysique de « polarisation spontanée ». De par leur localisation, ils sont interprétés comme étant provoqués par des circulations d'eau dans des conduits de l'horizon karstifié. Ces circulations, si elles existent, sont probablement complexes du fait de la proximité de l'océan.

III.4.5.4. Conclusions

Dans ce terrain complexe, né de l'altération des marno-calcaires à faciès flysch, le suivi des variations hydriques par des mesures de résistivité électriques a été confronté à des difficultés inhérentes au matériau étudié et à l'implantation du matériel. En effet, d'une part, une dispersion importante des valeurs de résistivité électrique est enregistrée au cours de la première mesure de la journée. Elle est interprétée comme étant la conséquence de la dégradation du matériel, malgré les précautions prises pour le protéger. D'autre part, des courants spontanés bruitent le signal en pied de falaise. Ils sont interprétés comme étant créés par des circulations hydrogéologiques dans l'horizon karstifié. Le bruit total qui résulte de ces phénomènes ne permet pas l'étude des variations de résistivité liées aux variations hydriques. En outre, le dispositif de tomographie électrique a subi de graves avaries en mai 2008 ; il a du être démantelé fin juin 2008 et ne sera pas remplacé.

Cependant, bien que ces phénomènes aient empêché les suivis saisonniers des variations hydriques, ils ont permis d'émettre l'hypothèse de l'existence d'un aquifère karstique sur le site de Guéthary. Par ailleurs, ces difficultés doivent être prises en compte lors de toutes mesures de résistivité électrique du sol, notamment dans le cadre de suivis temporels.

III.4.6. Suivi piézométrique

III.4.6.1. Objectif

Les suivis réalisés sur le site pilote de Guéthary, décrits en première partie de ce chapitre, ont mis en évidence une chenalisation des circulations hydrogéologiques d'une part, dans l'altérite et, d'autre part, probablement aussi au sein de l'horizon karstifié. L'accès direct à de tels aquifères est difficile : le positionnement de piézomètres est hasardeux. Sur le site de Guéthary, parce que les modes de circulation n'étaient, au moment de l'implantation, pas connue, le piézomètre ne capte que rarement l'eau de la nappe (*cf.* paragraphe suivant). Il est néanmoins essentiel de connaitre d'une part, les écoulements

majeurs, et, d'autre part, les battements de nappe, au sein d'un relief instable (Cojean, 1994, Okamoto *et al.*, 2004, Cappa *et al.*, 2004, Martins-Campina, 2005). Dans l'objectif d'estimer la répartition spatiale des écoulements souterrains, ainsi que de caractériser les propriétés physico-chimiques des eaux, un réseau de venues d'eau est mis en place depuis juillet 2007. Il est composé de piézomètres installés par le BRGM dans le cadre des travaux de l'Observatoire de la Côte Aquitaine et par la société Geotec dans le cadre d'études géotechniques d'instabilités, de puits de particuliers et de sources émergeant sur le littoral. Dans l'optique d'une meilleure compréhension des instabilités littorales, le réseau piézométrique permet d'apporter :

- un accès direct à l'eau de la nappe ou des nappes circulant dans l'horizon karstifié de façon à déterminer ses caractéristiques physico-chimiques ainsi que les variations de sa surface piézométrique ; en effet, les instruments mis en place sur le site pilote de Guéthary n'ont permis que la détection indirecte de l'eau circulant au sein du relief côtier et ne peuvent, de ce fait, apporter des renseignements sur ces paramètres,
- estimer la direction des écoulements à l'échelle du littoral, et déterminer ainsi la dimension des bassins versants alimentant les reliefs côtiers, qui sont les exutoires d'une partie des circulations hydrogéologiques.

Le suivi des piézomètres, les différentes analyses et interprétations détaillées sont disponibles dans Lucassou (2008) ; seuls les résultats principaux ont présentés ci-dessous. Ils traitent, dans un premier temps, du piézomètre installé sur le site pilote de Guéthary (Figure 95).

III.4.6.2. Le piézomètre du site pilote de Guéthary

III.4.6.2.1. Caracteristiques

Le piézomètre de Guéthary a été implanté le 5 juillet 2006 au lieu d'un forage carotté effectué entièrement dans l'altérite du Flysch à silex de Guéthary et qui n'a pas atteint la roche-mère. Le niveau piézométrique y est suivi depuis cette date.

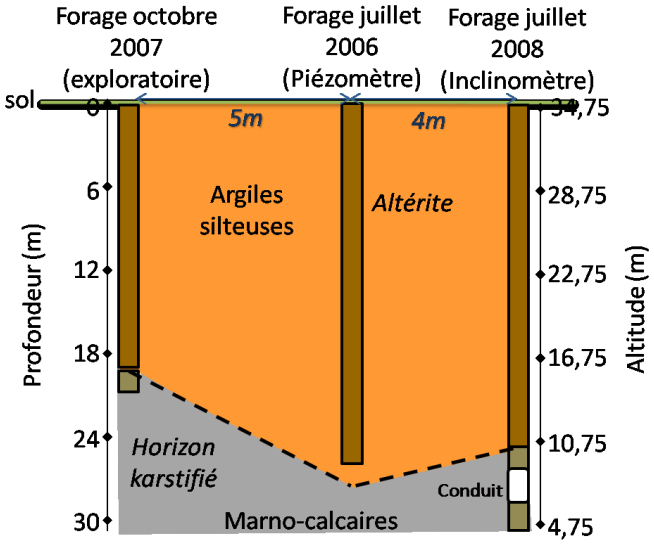


Figure 109 : Coupe schématique de la Muserie

Deux forages ont été réalisés ultérieurement à proximité (forage d'exploration à la tarière en octobre 2007 et forage destructif pour l'implantation de l'inclinomètre en juillet 2008 ; Figure 95 et § III.4.2 p.150). Une coupe schématique dessinée à partir de ces forages est présentée Figure 109. Bien que le piézomètre n'ait pas atteint l'horizon karstifié, les forages proches l'ont atteint à des cotes altimétriques moindres. Notamment, le forage de reconnaissance effectué à moins de 5 m de distance a permis de localiser les marno-calcaires à une cote altimétrique de 16 m NGF (Figure 108a et Figure 109), soit plus de 9 m au-dessus du niveau de base du piézomètre. La base de ce dernier est donc probablement relativement proche de cet horizon.

III.4.6.2.2. SUIVI PIEZOMETRIQUE

A la fin de la foration, l'eau de forage est à une profondeur de 12 m pour une profondeur totale de 26 m par rapport au sol. Un mois plus tard, cette eau, amenée artificiellement lors de la création du forage, est presque totalement évacuée : le niveau d'eau est mesuré à 25 m de profondeur. Le dernier mètre du piézomètre n'étant pas crépiné (de 25 m à 26 m), l'eau de forage restante ne peut être pas vidangée. La cote 9,75 m NGF, correspondant à la profondeur de 25 m, est ainsi considérée comme le niveau de référence : seules les fluctuations du niveau d'eau au-dessus de cette altitude sont interprétées comme équivalent à des variations de l'altitude de la surface piézométrique d'une nappe. Au cours de la période d'étude, la cote de la surface de l'eau a dépassée à deux reprises le niveau de référence (Figure 110) :

- en mai 2007, une augmentation du niveau d'eau de 10 cm est mesurée ; peu significative, cette augmentation n'est, cependant, dans un premier temps, pas interprétée comme une variation d'une hypothétique surface piézométrique,
- en juin 2008, une augmentation du niveau d'eau de 76 cm est mesurée. Cette seconde élévation du niveau d'eau dans le piézomètre coïncide avec un printemps 2008 particulièrement humide (AUTANT, 2008a, b, c et d) :
  - le mois de mars est très pluvieux (173 mm contre 108 mm en moyenne à la station de Socoa, *cf.* § I.3.2.2.1 p.29),
  - les mois d'avril, mai et juin sont marqués par des évènements climatiques importants (orages avec fortes pluies),
  - les précipitations abondantes du mois de juin ont provoqué une montée rapide des eaux sur le département des Pyrénées Atlantiques et de nombreuses inondations.

Dès lors, il apparait probable que cette forte augmentation du niveau d'eau dans le piézomètre soit la conséquence de l'élévation du niveau d'une nappe. Cette observation nous a conduits à réviser l'interprétation de la première élévation, qui dès lors, apparait comme potentiellement liée à une variation du niveau d'une nappe suite à de fortes précipitations : en effet, comme cela a été remarqué lors de l'étude des précipitations au cours de la période de suivi des instruments du site pilote de Guéthary (*cf.* III.4.3 p.151), le mois de mai 2007 est également caractérisé par de fortes précipitations, supérieures à la moyenne.

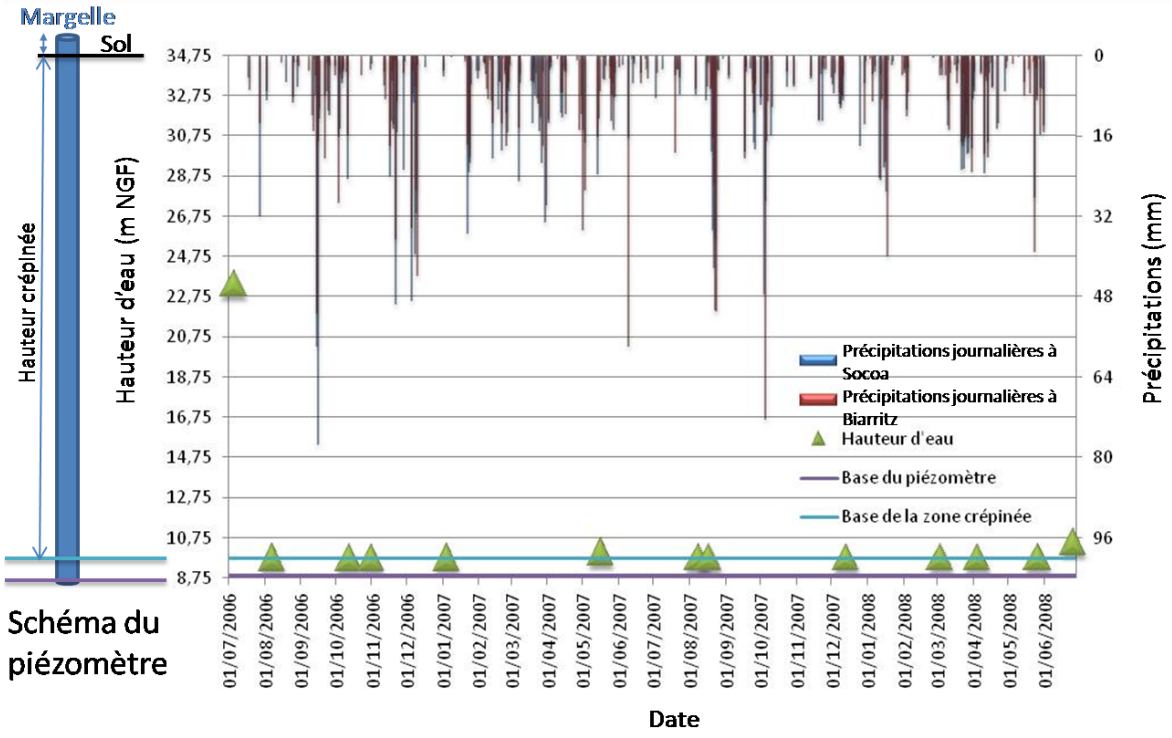


Figure 110 : Niveau de l'eau dans le piézomètre de La Muserie et précipitations journalières (données MétéoFrance 2008)

Par ailleurs, deux hypothèses sont avancées quant à l'origine de l'eau ; elle peut provenir :

- d'une nappe perchée dans l'altérite (qui peut alors disparaître en période sèche),
- d'une nappe présente dans l'horizon karstifié, captive sous les altérites ; la zone saturée augmente alors sous les effets de l'élévation de la surface piézométrique statique.

III.4.6.2.3. CONCLUSIONS

Le piézomètre implanté sur le site pilote de Guéthary a permis de détecter une nappe dont le niveau semble atteindre son maximum au printemps. Cependant, une question demeure : quelle est l'aquifère qui contient cette nappe ? En effet, la base de l'ouvrage, localisé à 8,75 m NGF est probablement, au vu des logs des forages localisés à proximité, très proche de l'horizon karstifié. Deux hypothèses sont donc avancées quant à l'origine de l'eau : elle provient soit d'une nappe perchée temporaire dans l'altérite, soit d'une nappe captive dans l'horizon karstifié sous les altérites, la zone saturée augmentant sous les effets de l'augmentation de la pression hydrostatique.

En outre, les augmentations d'humidité enregistrées par la sonde Humitub, qui, par ailleurs, n'atteint que 9,00 m de profondeur, sont particulièrement importantes au printemps ; elles concernent alors toutes les profondeurs auxquelles sont placés les capteurs (*cf. § III.4.4.4*. p.167). Les mesures piézométriques concordent donc, au cours de la période de suivi des instruments, avec les résultats fournis par la sonde Humitub.

Du fait que ce piézomètre ne soit pas ancré dans l'horizon karstifié, on n'a pas directement accès à un possible aquifère situé dans cette zone. C'est pourquoi, dans la

mesure du possible, l'ensemble des piézomètres implantés pour le réseau piézométrique l'ont été jusqu'à la base de l'altérite, qui correspond au toit de l'horizon karstifié.

III.4.6.3. Le réseau piézométrique

III.4.6.3.1. CONSTITUTION DU RESEAU

Les puits et forages qui composent le réseau piézométrique sont localisés Figure 111. Dans le cas des piézomètres, le log lithologique est disponible ; il est alors possible de connaitre avec certitude la provenance de l'eau. Dans le cas des trente-sept puits privés qui ont été mis à disposition par des particuliers, l'estimation de l'origine de l'eau a été faite grâce à la connaissance géologique du site et validée par les analyses chimiques. La connaissance géochimique des eaux souterraines est par ailleurs enrichie par le suivi de plusieurs sources localisées au cours de campagnes de relevé systématique des venues d'eau sur le littoral au printemps 2004 (Winckel et al., 2004) et renouvelées au printemps 2006 (Figure 111). En outre, les sources suivies au cours de travaux antérieurs sur le littoral et dans l'arrière-pays proche, dont l'étude a permis de mettre en évidence l'existence d'un aquifère fracturé voir karstique dans le Flysch marno-calcaire de Socoa (Borie, 2004 ; Borie *et al.*, 2004 et 2005), ont été intégrées aux suivis.

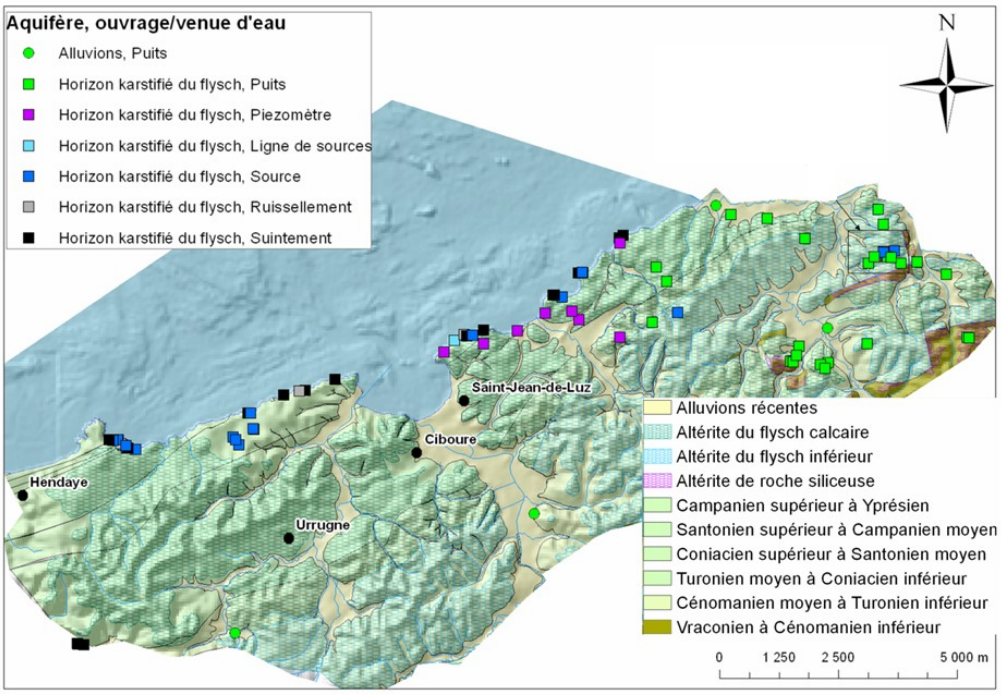


Figure 111 : Localisation des piézomètres, puits et sources intégrés dans le réseau de suivi des nappes souterraines dans le domaine du flysch sur fond de carte lithologique

III.4.6.3.2. PHYSICO-CHIMIE DE L'EAU DES NAPPES ACTUELLES

L'étude des paramètres physico-chimiques de l'eau souterraine permet, d'une part, de qualifier le type d'aquifère et, d'autre part, de relier entre elles les eaux qui ont des caractéristiques similaires et qui, de ce fait, s'écoulent probablement au sein d'un même réseau. Les analyses physico-chimiques sont focalisées sur la température, le pH et la conductivité (avec, pour ces deux derniers paramètres, compensation de la température, fixée à 25°), mesurés systématiquement *in situ*, et sur la détermination de la teneur en ions majeurs (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Cl^{-}, HCO_3^{-} et SO_4^{2-}) effectuée dans les vingt-quatre heures à l'Institut Européen de l'Environnement de Bordeaux depuis 2006 et à l'EGID (Université Bordeaux 3) en 2004 et 2005.

Au cours de la période de mesures, l'eau circulant dans le massif formé par les marno-calcaires et/ou leur altérite présente des caractéristiques physiques et chimiques très variables au cours de l'année, et extrêmement hétérogènes d'une venue d'eau à l'autre à un moment donné. Certaines venues d'eau présentent des caractéristiques atypiques souvent liées un contexte géologique particulier (Lucassou, 2008). Dans le cadre de ce chapitre, nous ne rappelons que les caractéristiques moyennes des eaux ; les venues d'eau atypique ne sont pas intégrées aux analyses. En outre, tous les prélèvements n'ayant pas été effectués aux mêmes périodes de l'année, on ne peut comparer, en détail, chacune des eaux analysées.

1. La température de l'eau

La température de l'eau fluctue rapidement entre 11,5°C et 16,7°C ; elle est, en moyenne, de 14,1°C (écart-type : 1,3°C), comparable à la température moyenne annuelle de l'air (13,8°C à Biarritz et 14,3°C à Socoa, Cf. I.3.2.2.2).

2. La conductivité

La conductivité moyenne des eaux est de 628 µS/cm, mais elle est très dispersée entre un minimum de 279 µS/cm et un maximum de 1400 µS/cm (écart-type : 192 µS/cm).

3. Le pH

Les valeurs de pH évoluent entre 5,9 et 7,6 dans les puits et piézomètres, avec une moyenne et un écart-type respectifs de 6,8 et 0,5, et entre 6,7 et 8,6 aux sources, avec une valeur moyenne de 7,4 (écart-type : 0,5). La mise en équilibre de la pression partielle de CO_2 à l'exutoire de l'aquifère explique les valeurs moyennes du pH plus basique aux sources que dans les puits et piézomètres, où l'eau est encore confinée. Cependant, au sein d'un même type de venue d'eau, on observe là encore une dispersion importante de ce paramètre chimique.

4. Les ions majeurs

La quantification des ions majeurs en solution dans l'eau est généralement utilisée pour étudier le fonctionnement des aquifères : chaque ion a une origine particulière et les

teneurs moyennes et les évolutions des teneurs au cours du temps peuvent donner des indications sur la lithologie, l'activité anthropique, le temps de séjour de l'eau dans l'aquifère, ou encore les intrusions salines (Corbier, 1999).

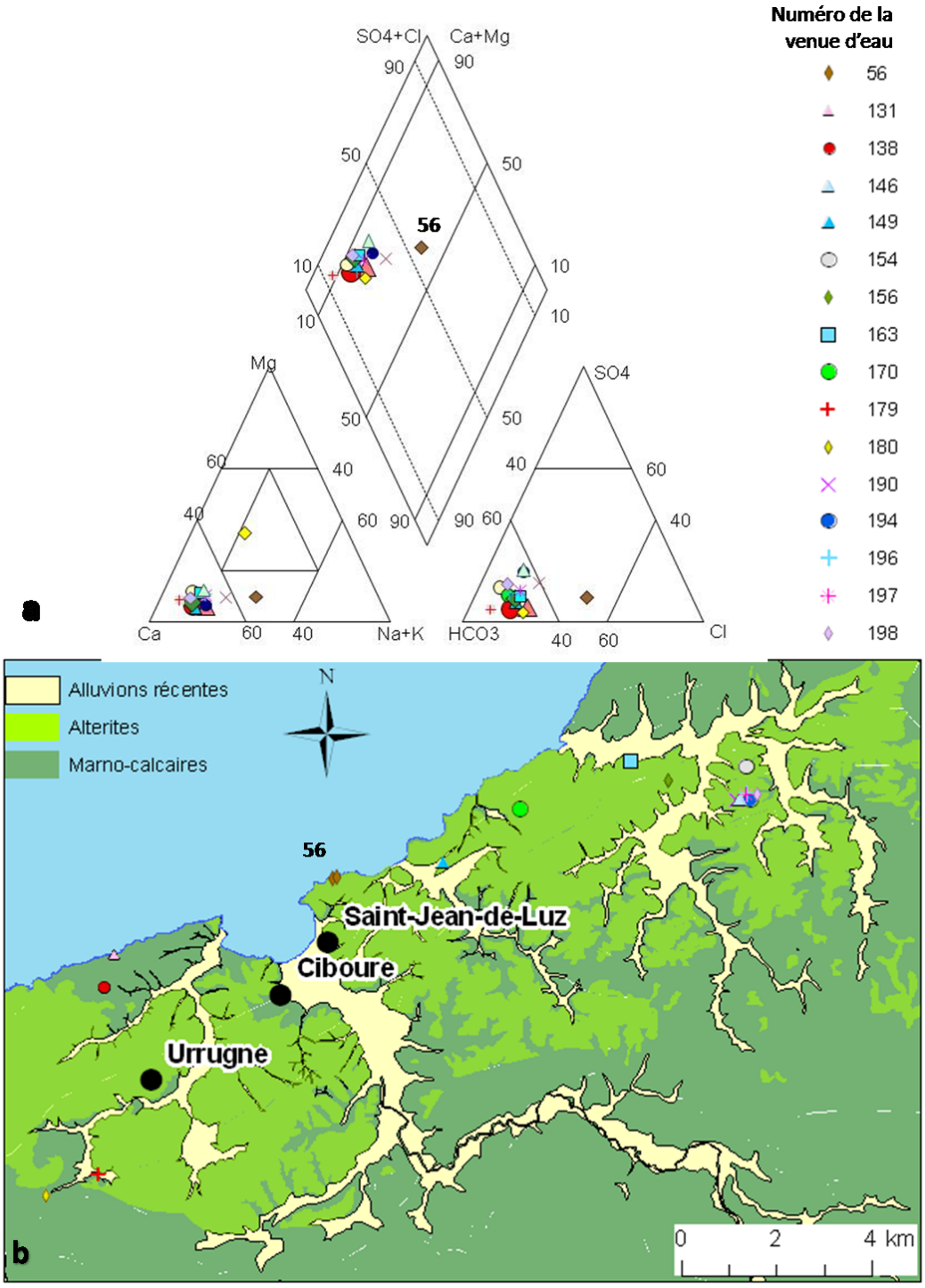


Figure 112 : a. Diagramme de Piper représentant le faciès des eaux analysées ; b. Carte de localisation des prélèvements

Le faciès des eaux analysées est bicarbonaté calcique (Figure 112). Il est caractéristique d'eaux qui circulent dans des formations carbonatées. En outre, la connaissance de l'ensemble des paramètres physico-chimiques a permis le calcul des indices de saturation de chaque échantillon d'eau vis-à-vis des différents minéraux potentiellement présents dans les formations géologiques étudiées. Ainsi, l'équilibre avec la calcite (et non avec la dolomite) et les silicates (calcédoine) apparait. On peut en déduire que l'ensemble des nappes captées par les ouvrages circulent dans les marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur localisés au mur de l'altérite, et donc dans l'horizon karstifié. Observées à la faveur de venues d'eau sur le littoral, ces circulations s'effectuent dans des conduits karstiques de l'horizon karstifié.

Par ailleurs, la source n°56 présente des teneurs importantes en sodium et en chlorure. Elle émerge sur une plage, en pied de falaise, et est immergée à marée haute. Une pollution par l'eau de mer est probablement à l'origine de la présence de ces ions en quantité importante.

Les suivis temporels des paramètres physico-chimiques en parallèle aux conditions climatiques, réalisés sur les venues d'eau n°131 et 138 (Figure 112b, commune d'Urrugne), ont permis de mettre en évidence un effet rapide des précipitations sur le débit et sur les caractéristiques de l'eau (Borie *et al*., 2004) : en effet, consécutivement à de fortes précipitions, on enregistre en moins d'une journée, d'une part, une augmentation de débit (étudiée en détail dans le § III.4.6.3.3.3 p.188) et, d'autre part, une diminution de la conductivité et de la concentration en ions majeurs.

L'étude des paramètres physico-chimiques des eaux captées par les différents ouvrages permet de confirmer la présence, jusque-là simplement supposée, d'une ou de plusieurs nappes dans des formations carbonatées, probablement au sein de l'horizon karstifié. Les observations de terrain montrent que des conduits karstiques vides sont les zones de transit préférentielles. Ce point est discuté dans le § III.4.7 p.190, traitant de la mise en place de l'aquifère karstique. Il apparait, en outre, des modifications rapides non seulement du débit, mais aussi des caractéristiques physico-chimiques de l'eau de certaines sources situées sur le littoral (notamment les venues d'eau n°131 et 138) suite aux précipitations. L'eau de pluie pénètre potentiellement rapidement dans le réseau karstique et peut, à cette occasion, être à l'origine de pressions déstabilisatrices pour les reliefs côtiers. Les eaux analysées circulant dans le même aquifère (sous la forme d'un nappe ou de plusieurs nappes plus ou moins bien interconnectées), nous proposons, dans le paragraphe suivant, une étude de la piézométrie.

III.4.6.3.3. SUIVI PIEZOMETRIQUE DES NAPPES DE L'HORIZON KARSTIFIE

1. Niveau piézométrique

Les piézomètres captent l'eau qui circule à l'interface de la roche-mère et de l'altérite, au sein de l'horizon karstifié. Lors de la foration des piézomètres, le toit de la nappe apparait fréquemment à une cote inférieure à la surface piézométrique : en de nombreux points, l'eau qui circule dans l'horizon karstifié est donc captive sous les altérites. Des différences d'altitudes de plusieurs mètres sont mesurées entre ces deux niveaux (jusqu'à 7,5 m pour l'ouvrage numéro 149, qui capte, en période de hautes eaux,

une nappe artésienne ; Figure 112b). Néanmoins, comme les résultats de la sonde Humitub ont permis de le démontrer (*cf.* § III.4.4.5 p.173), l'eau peut circuler dans l'altérite, qui n'est donc pas une roche totalement imperméable ; c'est pourquoi nous préférons utiliser le terme de nappe(s) semi-captive(s) dans l'horizon karstifié. En outre, dans certaines zones, et notamment sur le littoral (exemple de la venue d'eau n°56 ; Figure 112b), la surface de la nappe peut être libre.

2. Essai d'estimation d'une carte piézométrique

Etant donné l'apparente complexité du système aquifère, le réseau piézométrique, même complété par les puits, est aujourd'hui insuffisant tant au point de vue du nombre d'ouvrages qu'à celui de la régularité de couverture pour réaliser une carte piézométrique détaillée sur le domaine d'étude. Cependant, un modèle de géométrie de nappe dans des formations altérées est proposé par Wyns (1999), partant du principe qu'une relation linéaire existe entre deux paramètres (Figure 113) :

- *a*, qui est la distance verticale entre l'altitude du sol et celle d'une surface virtuelle, estimée par interpolation (krigeage) de l'altitude des talwegs à cours d'eau pérenne (dite « surface enveloppe de la base des talwegs »),
- *b*, qui est la distance verticale entre l'altitude de la surface piézométrique et la « surface enveloppe de la base des talwegs ».

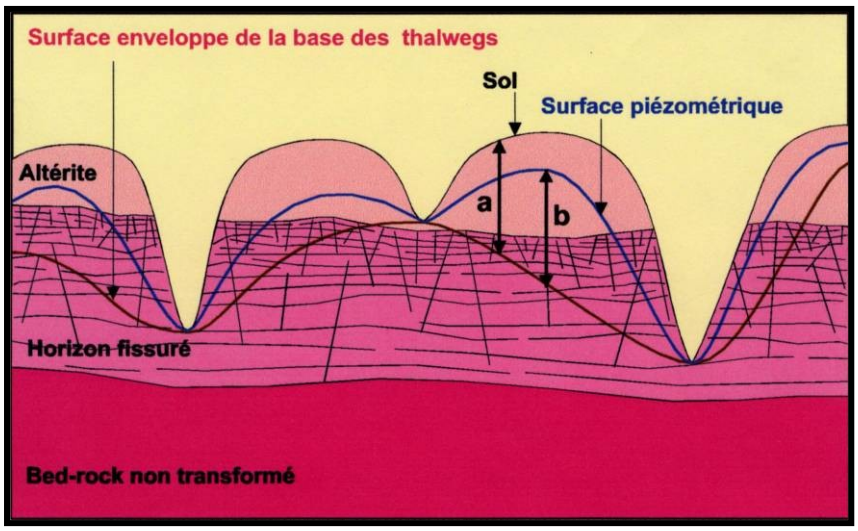


Figure 113 : Détermination des paramètres a et b nécessaire à l'estimation de la surface piézométrique (Wyns, 1999)

Ce modèle, développé pour les roches de socle altérées, n'est, *a priori,* pas adapté au milieu karstique. Il a en effet été appliqué pour des aquifères fracturés (dans l'horizon fissuré qui correspond à la zone de transition entre la roche-mère – bed-rock non transformé – et l'altérite, Figure 113) situés à la base d'une altérite argilo-silteuse. Néanmoins, les circulations d'eau dans les aquifères fracturés sont, comme dans les milieux karstiques, chenalisées. A cet égard, la surface piézométrique n'est, dans les deux cas, probablement pas simple à grande échelle. Le modèle, qui s'applique à petite échelle, lisse les irrégularités liées à la chenalisation des écoulements, et, on peut supposer que les circulations d'eau sont, alors, quasiment équivalentes, que l'aquifère soit fracturé ou karstifié. C'est pourquoi nous proposons d'appliquer cette méthode pour l'estimation de la surface piézométrique de

la ou des nappes de l'horizon karstifié surmonté des altérites, moyennant, d'une part, la vérification de la relation entre *a* et *b*, et, d'autre part, les hypothèses suivantes :

- on considère que les nappes, si il y en a plusieurs, sont connectées les unes aux autres dans l'aquifère formé par l'horizon karstifié,
- le système est captif sur toute la zone d'étude : le toit de l'aquifère est situé à l'interface de la roche-mère et de l'altérite et la surface piézométrique n'est pas fonction de la géométrie des discontinuités qui conduisent l'eau, mais présente une certaine régularité à l'échelle de l'étude,
- la nappe alimente les cours d'eau qui en constituent l'exutoire ce qui implique que la surface piézométrique affleure dans les talwegs à cours d'eau pérenne.

La relation entre les paramètres *a* et *b* définis ci-dessus (Figure 113) est étudiée sur un secteur situé au nord de la baie de Saint-Jean-de-Luz, retenu car il concentre la majorité des points de mesures. Pour cela, la « surface enveloppe de la base des talwegs » est, dans un premier temps, estimée par modélisation géostatistique (méthode d'interpolation : krigeage), sur une maille carrée de 50 m. La surface topographique étant par ailleurs disponible sur la même grille (BDAlti ©IGN), la valeur de *a* peut être calculée en tout point de la zone étudiée. Le paramètre *b* est calculé au droit de vingt-cinq ouvrages dans lesquels le niveau piézométrique a été mesuré. La répartition des couples (*a,b*) pour chaque ouvrage est présenté Figure 114. L'hypothèse selon laquelle *a* et *b* sont indépendants est rejetée de façon très hautement significative (selon le test de Fisher, réalisé sur 25 individus pour un coefficient de corrélation r = 0,63). Ainsi, comme cela a été montré dans le cas des altérites de socle (Wyns, 1999), il apparait, là aussi une relation linéaire entre *a* et *b*. Cependant, certains points présentent des valeurs de *b* inférieures à 0 : Ils correspondent à des zones où la surface piézométrique est inférieure à la base des talwegs. Cette anomalie est la conséquence de la précision du modèle, liée à la taille de la maille utilisée (50 m) : en effet, les cours d'eau pérennes (de la BD Carthage ®IGN) ne sont pas, de ce fait, positionnés exactement au point le plus bas de la BDAlti (®IGN), et, d'autre part, même s'ils l'étaient, la taille de la maille est telle, que, dans cette zone d'étude particulièrement vallonnée, l'altitude attribuée à chaque élément est une valeur moyenne et non l'altitude la plus basse. On a donc une surestimation systématique de l'altitude de la « surface enveloppe de la base des talwegs ».

La relation linéaire entre *a* et *b* (le coefficient de régression est égal à 0,6) permet d'estimer l'altitude de la surface piézométrique (*S*), en tout point de la zone d'étude, en fonction de l'altitude de la surface topographique (*T*) et de celle de la « surface enveloppe de la base des talwegs » (*R*) :

$$S = (T - R) \times 0{,}6 + R$$

La surface piézométrique résultant de ces estimations et calculs est présentée Figure 115. La relation existant entre l'altitude de ces différentes surfaces a pour conséquence le fait que bassins versants hydrogéologiques et topographiques (*cf.* § I.3.3 p.32 et Figure 19 p.34) sont confondus. Ces derniers sont reportés sur la Figure 115. On remarque alors que la plupart des reliefs côtiers, comme ceux de Guéthary (Harotzen Costa) ou Sainte Barbe à Saint-Jean-de-Luz, ainsi que les baies d'Erromardie, de Lafitenia et de Maiarko, ne sont pas drainés par des rivières ; l'océan est l'exutoire de(s) nappe(s) et de ce

fait, l'eau de bassins versants parfois importants (exemple à Sainte Barbe) transite par les reliefs littoraux. La répartition des venues d'eau recensées sur le littoral (Figure 116) est un argument supplémentaire à cette remarque : en effet, de nombreuses sources sont observées émergeant de ces reliefs. Elles émergent préférentiellement au droit de secteurs pour lesquels une altitude relativement élevée de la surface piézométrique a été estimée à proximité du littoral (20 m à 30 m ; teintes jaunes sur la Figure 115) : il s'agit de la pointe Sainte Barbe, des caps situés au nord et au sud de la baie de Lafitenia et, d'Harotzen Costa (emplacement du site pilote). Ces zones sont aussi celles où affleure l'horizon karstifié en pied des reliefs littoraux et non l'altérite (Figure 77 p.119). De nombreuses sources sont également recensées au sud de la baie de Saint-Jean-de-Luz dans les zones non drainées par un fleuve côtier ; là aussi il apparait que les falaises forment l'exutoire de(s) nappe(s) de l'horizon karstifié. Le littoral représente une troncature au sein de l'aquifère formé par l'horizon karstifié : les variations topographiques abruptes que représentent les falaises peuvent être à l'origine d'un fort gradient hydraulique et il n'est pas rare de rencontrer des venues d'eau en sommet ou en milieu de falaise.

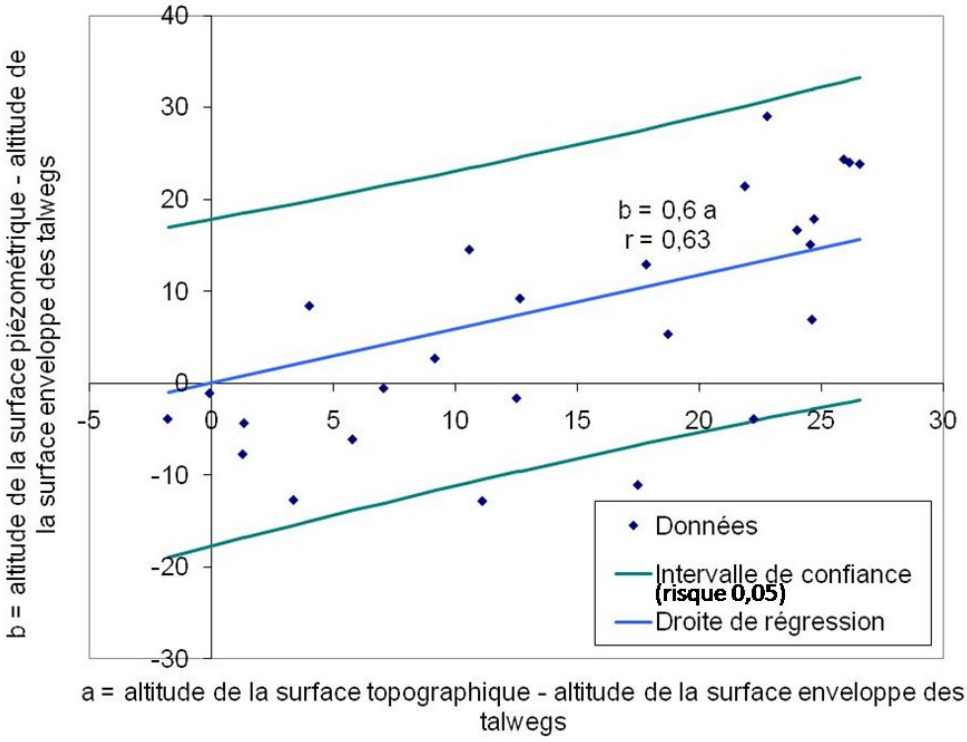


Figure 114 : Relation entre les paramètres a et b aux points de données piézométriques (Lucassou, 2008)

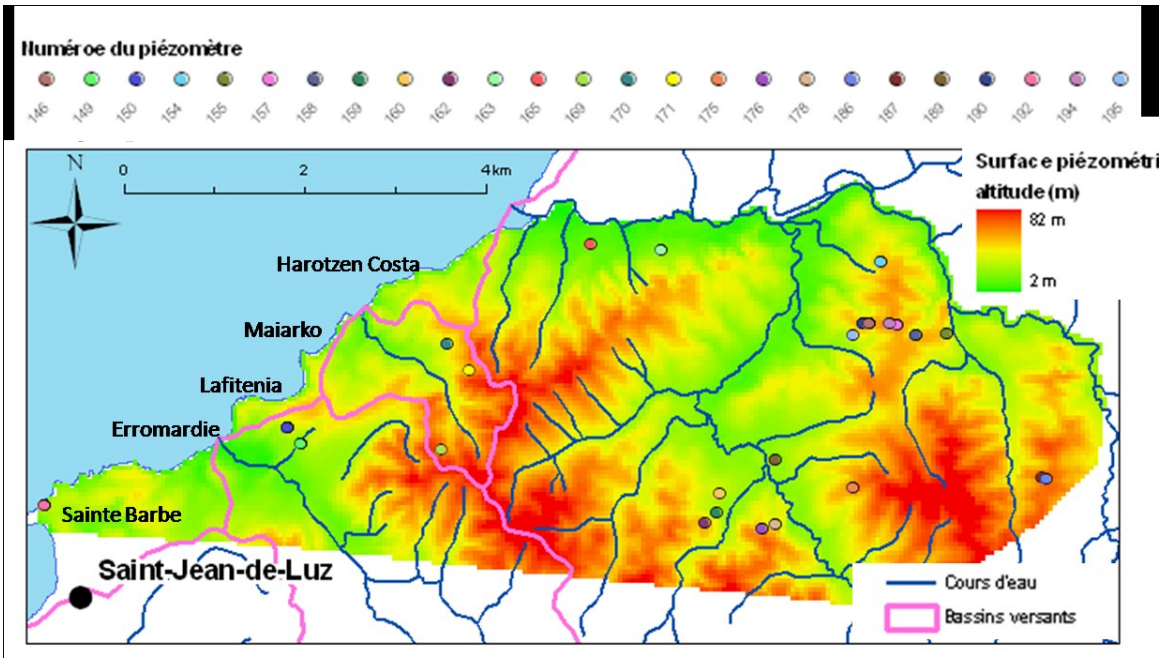


Figure 115 : Surface piézométrique estimée et bassins versants topographiques (d'après Lucassou, 2008, modifié)

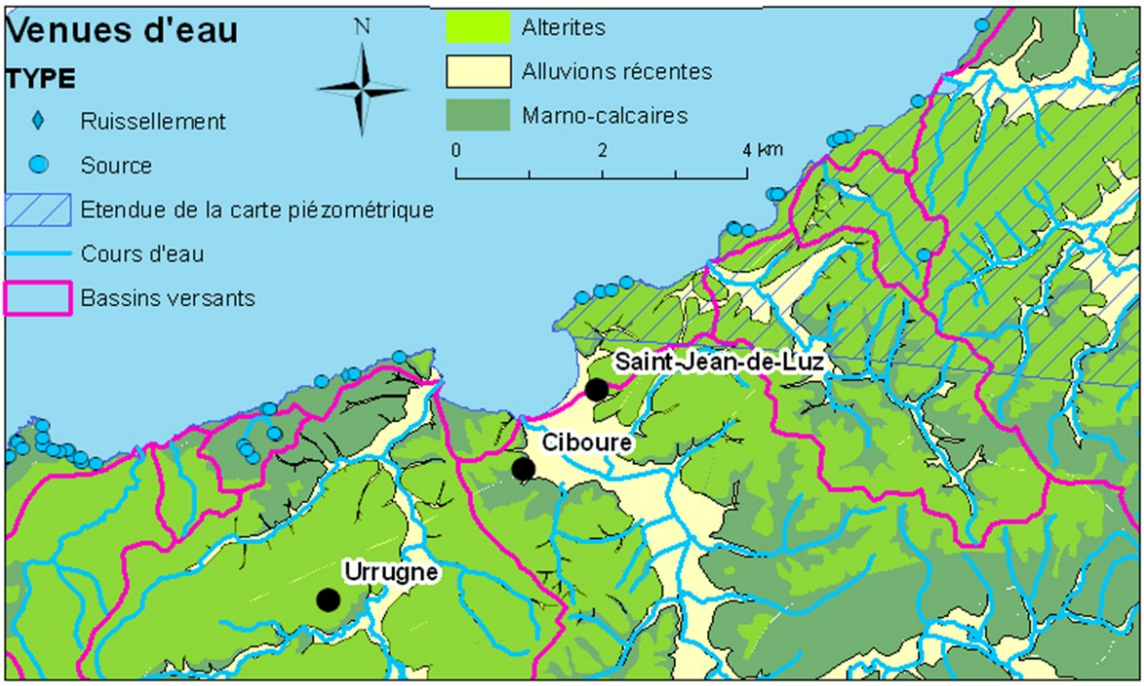


Figure 116 : Carte des venues d'eau sur le littoral (et à proximité) et bassins versants des fleuves côtiers

3. Variations de la surface piézométrique et des débits

Le niveau d'eau dans les piézomètres est suivi depuis leur implantation et, est complété par celui mesuré dans les puits depuis juillet 2007. Dans l'aquifère formé par l'horizon karstifié, les battements de nappe sont rapides et importants (3,6 m mesurés au maximum entre août 2007 et avril 2008 au piézomètre n°149 ; Figure 117).

La Figure 118 présente les variations de l'altitude de la surface piézométrique dans quatre piézomètres par rapport au niveau minimal mesuré au cours de la période de suivi. Les plus bas niveaux d'eau sont mesurés les 8 et 17 août 2007 et le 3 mars 2008 ; ils sont consécutifs à des périodes relativement sèches (les mois de juillet 2007 et février 2007 enregistrent un déficit en eau particulièrement important par rapport aux moyennes mensuelles de 1921 à 2008, *cf.* § III.4.3 p.151). Au contraire, les plus hauts niveaux piézométriques font suite à des périodes particulièrement arrosées, comme par exemple, le mois d'avril 2008. L'épisode pluvieux important du 23 mai 2008 (29 et 40 mm en 24 h respectivement à Biarritz et Socoa) engendre une augmentation du niveau de la nappe enregistré le 26 mai 2008. Le pas des chroniques piézométriques n'est pas suffisamment dense et régulier pour estimer le temps de réponse du niveau piézométrique suite aux précipitations. Cependant, au niveau des ouvrages présentés ici, on observe des temps de latences égaux, au plus, à trois jours.

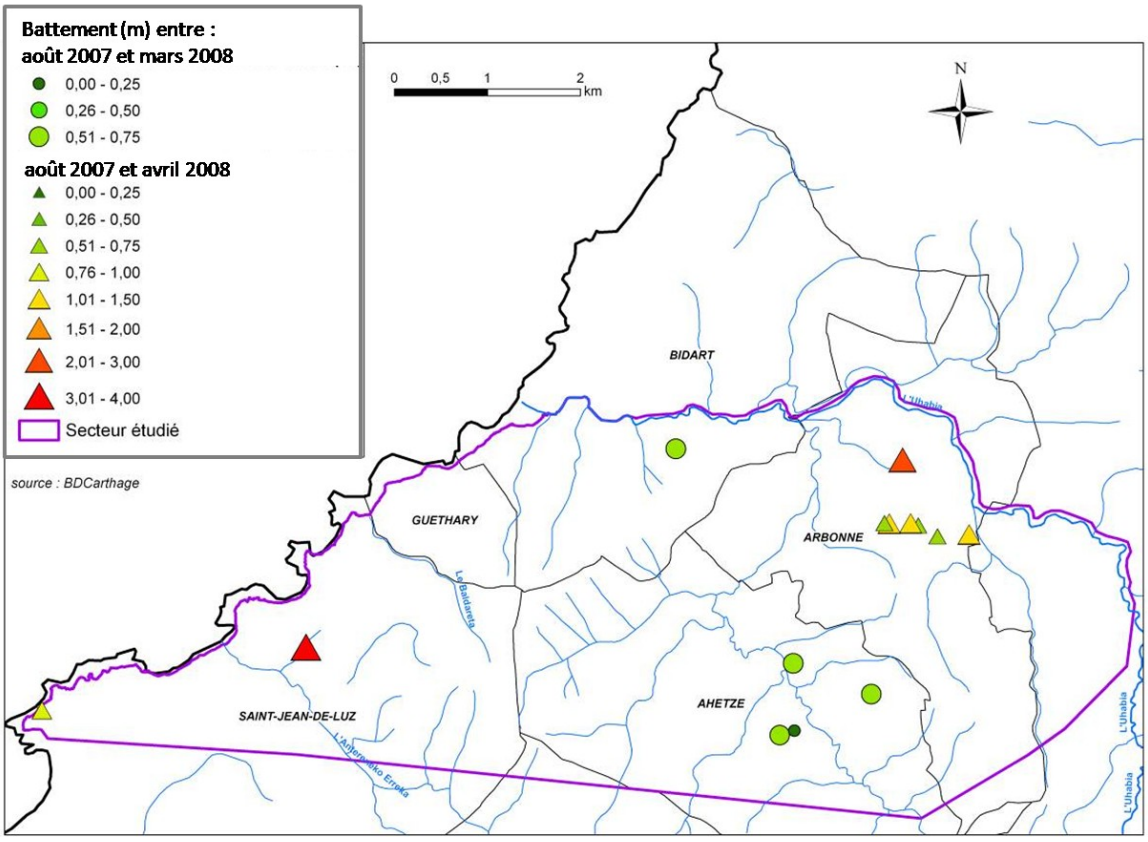


Figure 117 : Carte des battements des nappes (Lucassou, 2008)

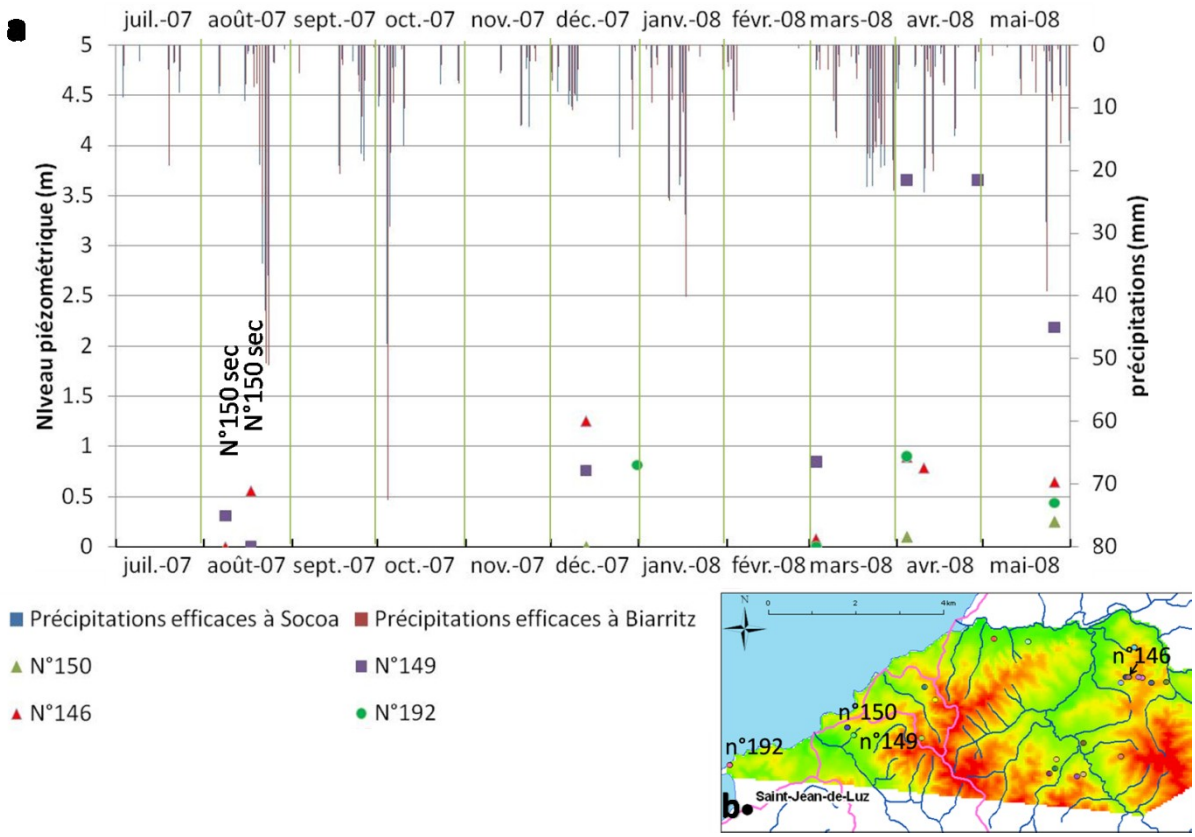


Figure 118 : a. Variations de l'altitude des surfaces piézométriques par rapport au minimum mesuré de août 2007 à mai 2008 et précipitations efficaces au cours de cette période ; b. localisation des ouvrages (légende : voir Figure 115)

En outre, le suivi des débits de deux sources émergeant des falaises de la commune d'Urrugne (Borie *et al.,* 2004*)* met en évidence une réponse très rapide du débit des sources suite aux précipitations (Figure 119) : moins de trois jours sont nécessaires. Les niveaux et débits associés de(s) nappe(s) de l'horizon karstifié apparaissent ainsi reliés aux précipitations dans un délai très court.

Il apparait ainsi que l'alimentation en eau de ce système aquifère s'effectue, du moins en partie, par l'eau de pluie qui tombe dans un rayon suffisamment proche pour permettre une réponse rapide de la nappe. Plusieurs hypothèses sont proposées pour la ou les zones d'alimentation (l'*impluvium* peut être multiple) :

- alimentation par le réseau hydrographique. Cette hypothèse est néanmoins peu probable : la surface piézométrique à proximité des cours d'eau est plus basse que celle mesurée au sommet des collines.
- alimentation par les systèmes souterrains des formations du substratum localisées plus à l'Est,
- alimentation par infiltration directe dans les zones où les marno-calcaires à faciès flysch affleurent (zones non recouvertes par les altérites, Annexe 6), comme par exemple la zone de lapiaz présente sur les communes d'Urrugne et d'Hendaye (Figure 120). Cette alimentation directe dans l'aquifère peut expliquer les temps de réponses courts,
- alimentation par les nappes alluviales plio-quaternaires.

La quantité de données disponibles et sa répartition, tant dans le temps que dans l'espace, sont insuffisantes pour des interprétations plus détaillées : d'une part, un échantillonnage à pas de temps mensuel sur un cycle hydrogéologique complet (1 an) aurait été nécessaire à l'étude de la représentativité des variations saisonnières (Bakalowicz, 1977) et d'autre part, le peu de données au Sud de la zone étudiée comparé à la forte densité de points de mesure au Nord-est, interdit toute interprétation régionale efficace. En outre, la connaissance détaillée des transits dans l'aquifère formé par l'horizon karstique nécessite un suivi des précipitations, débits et niveaux piézométriques à un pas de temps journalier voire moindre. La connaissance des réseaux qui irriguent l'horizon karstifié nécessite donc des études complémentaires qui doivent s'exprimer sous la forme d'un suivi plus régulier et plus dense, sur une période plus longue des puits, piézomètres et sources ainsi que de la constitution d'un réseau plus dense et homogène sur l'ensemble de la zone littorale mais aussi de l'arrière-pays proche.

III.4.7. Hypothèse sur l'origine et le développement de la ou de(s) nappe(s) de l'horizon karstifié

Les circulations d'eau sont chenalisées par les discontinuités ouvertes au sein de l'horizon karstifié. Il est probable que les conduits empruntés aujourd'hui par l'eau souterraine sont ceux qui ont été creusés par les processus d'altération ancien à la base de l'altérite argilo-silteuse (*cf.* § II.4.1 p.97). Ainsi nous émettons l'hypothèse que l'altérite a été évacuée de certains conduits repris actuellement par l'eau. Pour cela, les conditions énergétiques entre les périodes d'altération et l'actuelle ont nécessairement évolué :

- au Néogène, pendant la ou les phases d'altération, les particules fines résiduelles de l'altération sont restées en place, ce qui nécessite une nappe avec un potentiel hydraulique faible à nul, et donc, une énergie potentielle faible ou nulle (*cf.* § II.3.5 p.76 ; Quinif, 1999),
- par la suite, un décolmatage progressif des conduits existant et la genèse de nouvelles cavités qui auront un aspect de "karst vrai"', a nécessité une énergie potentielle non nulle. Un abaissement du niveau de base, est à l'origine de ce nouveau potentiel hydraulique (Quinif, 1999). Cette variation des conditions énergétiques peut être la conséquence d'une surrection de domaine continental et/ou d'un abaissement du niveau marin. Le Quaternaire est une période favorable à de tels changements énergétiques, avec des régressions marines accompagnant les périodes glaciaires (Annexe 1) et une surrection mise en évidence par Deserces (1973) à la fin du Würm.

Il est, en outre, concevable que, par corrosion chimique, l'eau creuse actuellement de nouveaux réseaux souterrains dans les marno-calcaires à faciès flysch, ou agrandit ceux préexistant : les analyses chimiques révèlent une teneur en carbonates telle que l'eau est en équilibre avec la calcite (*cf.* §III.4.6.3.2 p.181).

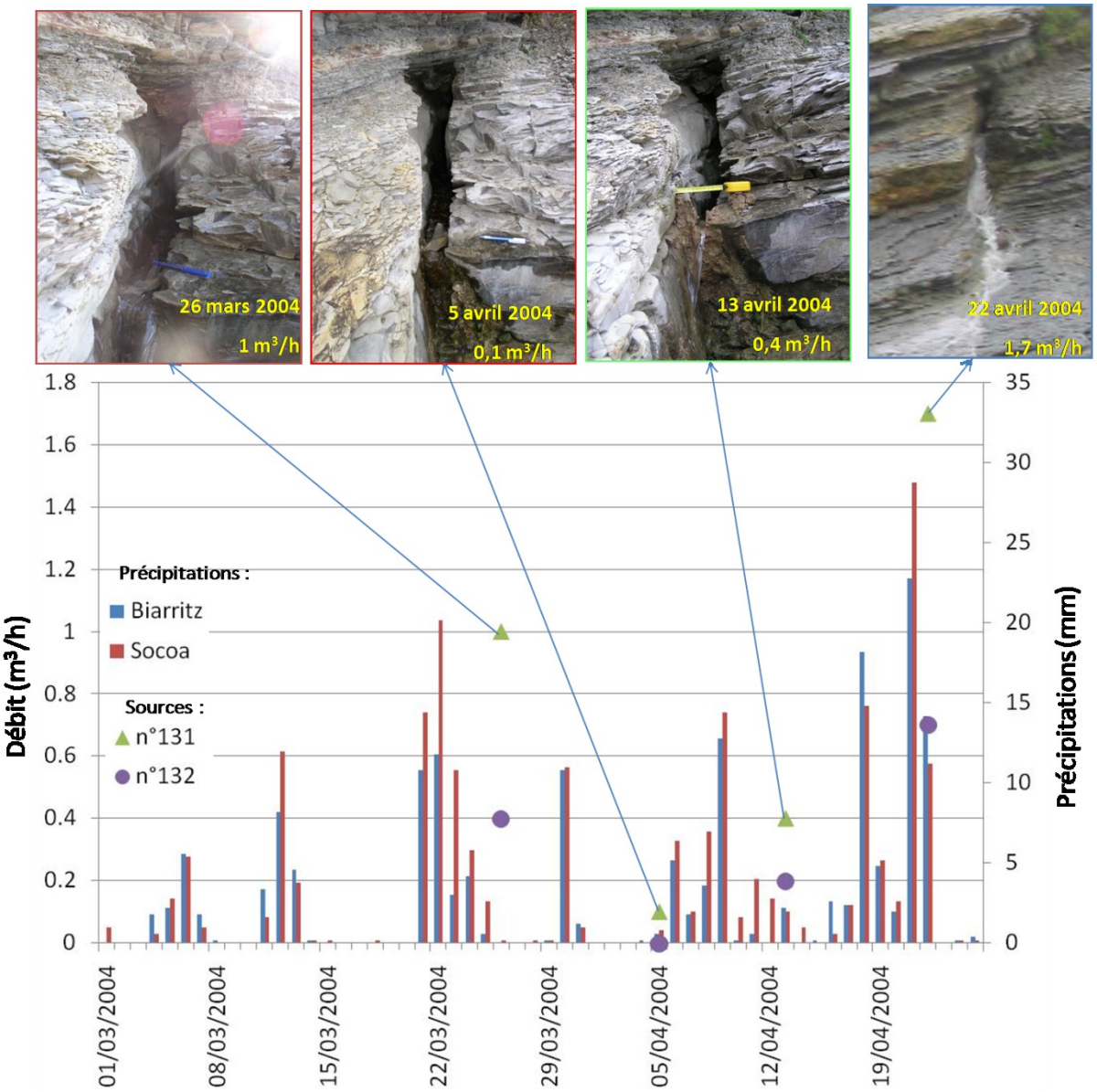


Figure 119 : Relation entre les débits de deux sources et les précipitations

Figure 120 : Lapiaz sur la commune d'Urrugne (localisation du site en Annexe 3). Ici l'altérite a soit été totalement érodée, soit elle ne s'est jamais développée

III.4.8. Modèle synthétisant les circulations hydrogéologiques

Deux types de nappes ont été mis en évidence dans la zone étudiée : des nappes perchées au sein des altérites et une ou des nappes localisées dans l'horizon karstifié semi-captives sous les altérites. La Figure 121 est une représentation schématique conceptuelle de la position de ces nappes dans le contexte géologique.

Les quelques mesures et analyses effectuées ont permis d'obtenir des résultats dont la dispersion importante préfigure de la complexité des systèmes aquifères :

- d'une part, au sein des altérites, les données de la sonde Humitub ont mis en évidence des circulations d'eau hétérogènes et anisotropes. Ces hétérogénéités sont interprétées comme les conséquences de la structure hétérogène des altérites qui est à l'origine d'une chenalisation des flux hydriques par les niveaux les plus perméables de l'altérite : bancs de chailles fracturés et niveaux les plus silteux d'échelle centimétrique. Au cours de la période d'étude, on observe une période caractérisée par une faible humidité du massif d'altérite, l'été et l'automne, et, une période caractérisée par une humidité du massif élevée, le printemps. Au cours de telles périodes, des variations locales d'humidité peuvent être observées,
- d'autre part, au sein de l'horizon karstifié, des circulations d'eau ont été mises en évidence par le dispositif de tomographie électrique et par le réseau piézométrique. Elles sont chenalisées par des conduits. La ou les nappes associées sont le plus souvent semi-captives sous les altérites. Les niveaux piézométriques et débits associés de la ou des nappes de l'horizon karstifié apparaissent reliés aux précipitations dans un délai très court ; les zones de lapiez où affleure l'horizon karstique peuvent alors former les zones d'infiltration. En outre, les falaises littorales, qui, de par leur géométrie, peuvent être à l'origine d'un fort gradient hydraulique, drainent une partie de cet aquifère.

Ces premiers résultats nécessitent cependant d'être complétés par des suivis au cours de période plus longues et la mise en place d'un réseau d'ouvrages plus dense et plus homogène, de façon à être en mesure, *in fine*, de quantifier les apports d'eau aux reliefs côtiers. Dans le cadre de l'étude des instabilités littorales, ces circulations hydrogéologiques sont, en effet, potentiellement déstabilisatrices. Leurs effets sur les instabilités littorales sont étudiés dans le chapitre suivant, à partir de la rétro-analyse du glissement de terrain qui s'est produit sur le site pilote en janvier 2004.

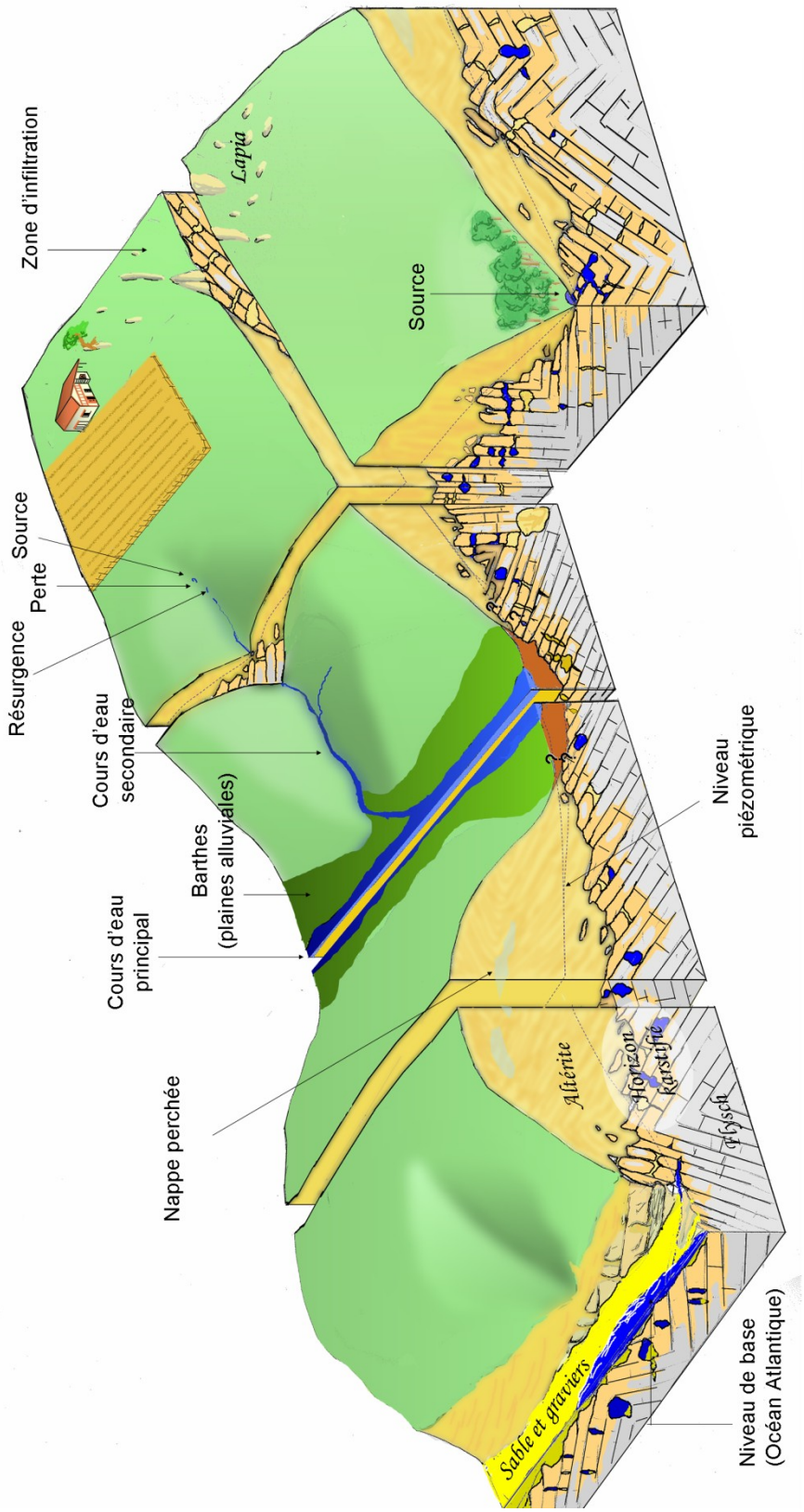


Figure 121 : Bloc diagramme conceptualisant les grands principes d'écoulement souterrain au sein du profil d'altération

Chap. III.5. Rétro-analyse du glissement du site pilote d'Harotzen Costa

L'objectif de ce chapitre est de comprendre par quels processus, au regard des nouvelles connaissances géologiques (*cf.* Partie II p.37), géotechniques (*cf. Chap. III.3* p.123) et hydrogéologiques (*cf.* Chap. III.4 p.147), les reliefs formés par les altérites, siège de 63 % des mouvements de terrain recensées sur le littoral, sont déstabilisés. Pour cela, nous proposons ici l'étude détaillée du glissement qui s'est produit sur le site pilote d'Harotzen Costa à Guéthary. Ce glissement, est similaire à la majorité des instabilités recensées dans les altérites: comme 90% des instabilités dans ce matériau, c'est un glissement circulaire, et, la base de la surface de rupture est, comme dans 85 % de ces mouvements, à une altitude proche du niveau de la mer (*cf.* § III.2.2.3 p.118). A partir de cette étude, les facteurs et processus potentiellement à l'origine de la rupture sont recensés, puis, leurs effets et le mode de rupture sont étudiés à partir de la rétro-analyse du glissement du site pilote d'Harotzen Costa par modélisation numérique.

III.5.1. Présentation du glissement d'Harotzen Costa à Guéthary

III.5.1.1. Circonstances

Le 24 janvier 2004, un glissement de terrain emporte une partie de la propriété de La Muserie située sur les reliefs côtiers d'Harotzen Costa de la commune de Guéthary (Figure 122). C'est l'un des nombreux glissements qui mobilisent généralement l'altérite sur le littoral de Guéthary (Figure 78). Celui-ci s'est produit consécutivement à une journée particulièrement pluvieuse (50 mm, Figure 123b). Ces fortes précipitations font suite à un été particulièrement sec, puis à un automne et un hiver au cours desquels il y a eu un cumul des précipitations supérieur de 140 mm aux valeurs moyennes mesurées depuis 1921 (Figure 123a).

Figure 122 : Panorama du glissement de Guéthary (29 janvier 2004 ; crédit : Observatoire de la Côte Aquitaine)

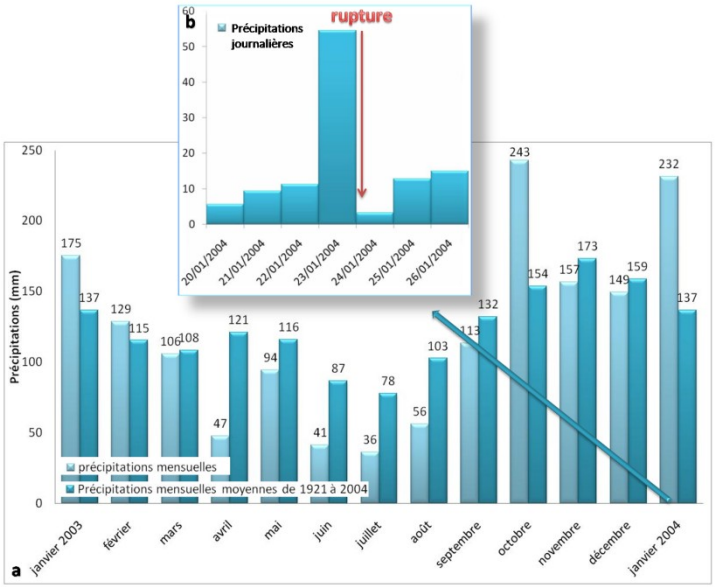


Figure 123 : a. Précipitations mensuelles de l'année précédant le glissement de terrain et précipitations mensuelles moyennes ; b. Précipitations journalières au moment de la rupture (Source : MétéoFrance, 2008, Station de Socoa)

III.5.1.2. Description de la géométrie du glissement

Le glissement d'Harotzen Costa s'est produit sur un versant est-nord-est/ouest-sud-ouest, plongeant vers le nord-nord-ouest. La pente était, antérieurement au glissement, divisée en trois parties, qui sont, du haut de plage (5 m NGF) vers l'intérieur des terres (voir le profil topographique levé à proximité Figure 108 et celui levé au droit du glissement Figure 125a) :

- une microfalaise sub-verticale de marno-calcaires de l'horizon karstifié de 2 à 3 m de hauteur. Dans cette zone relativement monoclinale, en série inverse, les direction et pendage moyens du plan de stratification sont égaux à N165°E-18°ENE, oscillant entre N5°E-15°E à l'extrémité est-nord-est du glissement et N160°E-25°E à l'extrémité ouest-sud-ouest (Figure 124) ; trois familles de discontinuités d'origine tectonique sont relevées (voir la dénomination des familles dans le § I.2.4.2.3 p.17) :

- famille T (Figure 124) :
  - en moyenne (sur l'ensemble de l'estran), N89°-88°N,
  - extrémité est-nord-est du glissement, N98°-90°N,
  - extrémité ouest-sud-ouest du glissement, N70°-82°N,
- famille L (Figure 124) :
  - en moyenne (sur l'ensemble de l'estran), N2°E-75°NW,
  - extrémité est-nord-est du glissement, N5°E-80°W,
  - extrémité ouest-sud-ouest du glissement, N155°E-72°W,
- famille D : en moyenne, N55°E-82°NW,

▪ le versant formé dans l'altérite, jusqu'à l'altitude de 30 m, qui plongeait préalablement au glissement d'environ 35° vers le nord-nord-ouest,

▪ la zone sommitale, qui présente une faible pente ; elle est de 5° environ à proximité du versant, et diminue ensuite jusqu'à atteindre l'horizontalité.

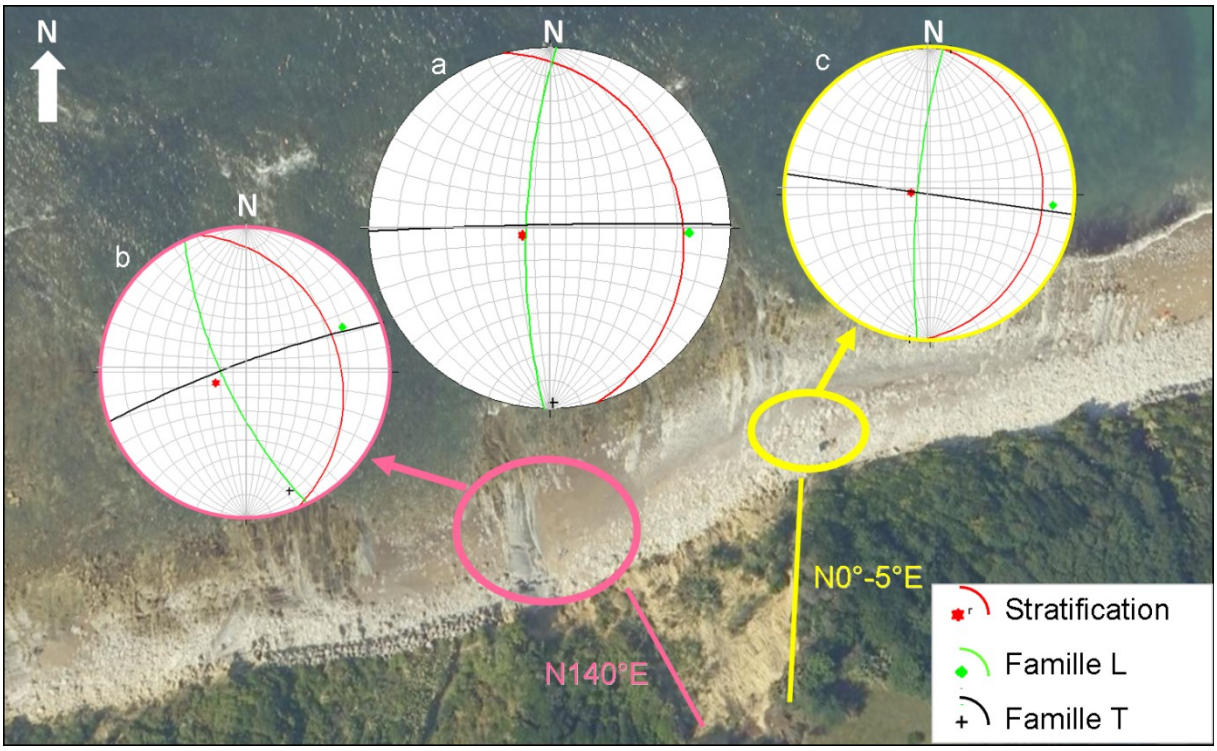


Figure 124 : Structure des marno-calcaires à faciès flysch sur l'estran au pied du glissement d'Harotzen Costa à Guéthary (Image satellite provenant de Google Earth) : direction et pendage des discontinuités majeures moyenne sur l'estran (a), à l'extrémité ouest-sud-ouest (b) et est-nord-est (c) du glissement (abaque de Wulff, hémisphère inférieur)

Le glissement s'est produit dans le versant, mobilisant uniquement l'altérite, le long d'une surface quasi-circulaire, dont la morphologie et la position ont été estimées à partir des observations et mesures de terrain suivantes (notées sur la Figure 125) :

▪ un profil topographique a été levé dans le glissement à l'occasion d'une campagne de mesures géophysiques au mois de juillet 2004 (Gourry, 2005) ; il permet, entre autres (*cf.* § III.5.1.3 p.200), de positionner l'escarpement principal (Figure 126),

▪ alors que jusqu'à récemment l'altérite en place n'était pas visible dans le glissement sous l'escarpement principal, l'érosion de la masse glissée a permis son affleurement (*cf.*

§ III.5.1.3 p.200), qui a ainsi pu être observé en juin 2008. On remarque alors que la surface de rupture recoupe la stratification,

- les marno-calcaires à faciès flysch formant la microfalaise, préalablement recouvert par la masse glissée, sont visibles depuis fin 2006 (*cf.* § III.5.1.3 p.200). Ils indiquent l'emplacement de la zone non glissée, sous la surface de rupture.

Paramètre	abréviation	
Longueur de la surface de rupture	L_r	50 m
Longueur de la masse glissée	L_d	48 m
Longueur totale	L	53 m
Largeur de la surface de glissement au niveau de l'escarpement principal	W_r	32 m
Largeur maximale de la surface de glissement	W_d	44 m
Profondeur estimée de la surface de rupture	D_r	4,4 m
Profondeur estimée de la masse glissée	D_d	4,4 m

Tableau 19 : Caractéristiques de la géométrie du glissement selon la nomenclature de l'IAEG (International Association for Engineering Geology and the Environnement, 1990 ; Figure 126) six mois après le glissement (juillet 2004)

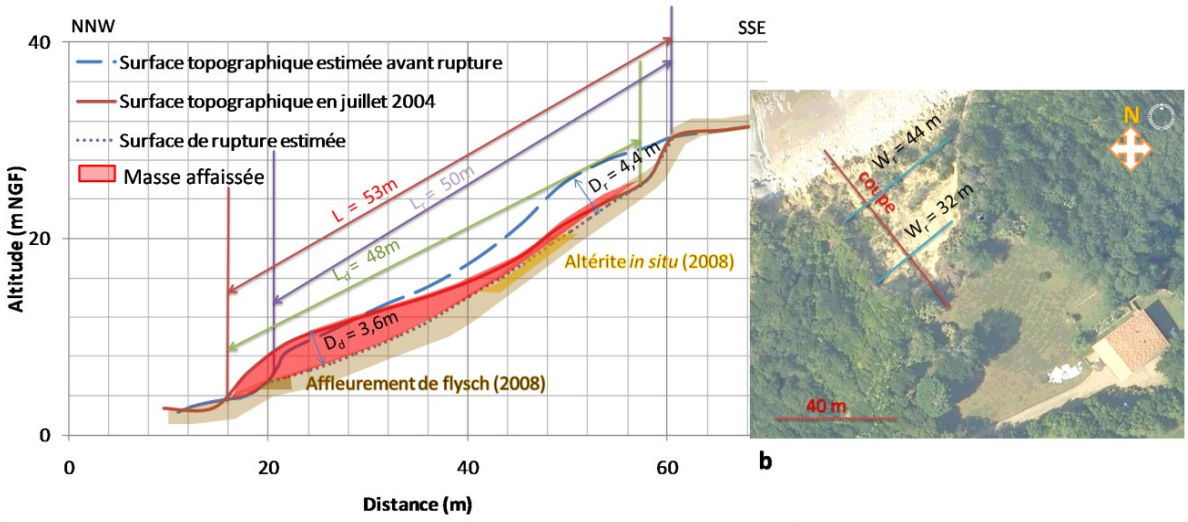


Figure 125 : a. Profils topographiques avant rupture (estimation à partir du profil topographique levé à l'est du glissement à l'occasion d'une campagne de mesures géophysiques au mois de juillet 2004, Gourry, 2005), après rupture (juillet 2004 ; levé effectué dans le glissement au cours de cette même campagne) et estimation de la localisation de la surface de rupture du glissement de Guéthary ; b. Vue en plan (Image satellite provenant de Google Earth)

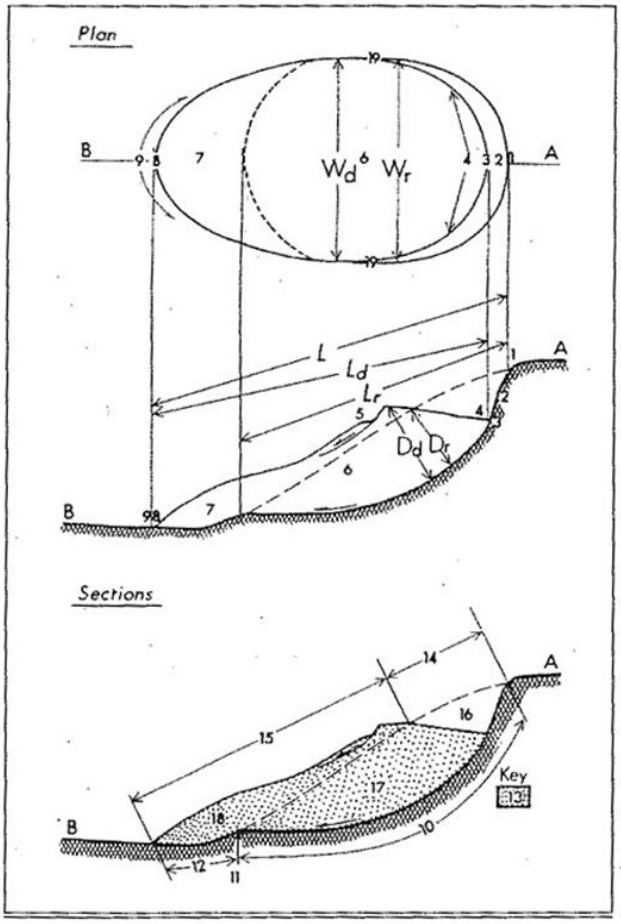


Figure 126 : Coupe et vue de dessus simplifiées d'un glissement de terrain de type rotationnel et nomenclature (IAEG, 1990)

La surface de rupture ainsi estimée se décompose en deux parties (Figure 125a) :

- sous la couronne, on observe un escarpement pentu de près de 4 m de haut,
- en dessous, après une brisure dans la surface, une surface concave se dessine jusqu'au pied de falaise, quasi parallèle à celle de la topographie antérieure.

La partie escarpée du sommet de la surface de glissement correspond probablement à un joint de tension qui se serait développé avant le mouvement général du versant. La longueur, la largeur et la profondeur maximales de cette surface de rupture sont estimées respectivement à 50 m, 44 m et 4,4 m (Tableau 19, Figure 125a et b et Figure 126, IAEG, 1990). La largeur du glissement n'est pas constante car les flancs présentent deux directions différentes :

- le flanc est-nord-est est quasi-rectiligne et orienté de N0°E à N5°E (Figure 124) ; il a une direction parallèle à celle de la stratification dans cette partie (N5°E-15°E) et à celle de la famille de discontinuités L associée (N5°E-80°W),
- le flanc ouest-sud-ouest est de même direction que la ligne de plus grande pente du versant, N140°E (Figure 124) ; il a une direction proche de celle de la stratification dans cette partie (N160°E-25°E) et à celle de la famille de discontinuités L associée (N155°E-72°W).

On remarque que les directions des flancs sont subparallèles à celle de la stratification et des discontinuités de la famille L des marno-calcaires de part et d'autre du glissement : les discontinuités majeures des marno-calcaires semblent avoir délimité le glissement dans les altérites. Deux hypothèses sont proposées pour expliquer ce phénomène : soit un rejeu des

fractures tectoniques postérieures à l'altération est à l'origine de plans de fragilité dans l'altérite ; soit les discontinuités majeures ont été conservées au cours des processus d'altération. Cependant, hormis l'influence qu'elles ont pu avoir sur l'extension du glissement, les discontinuités majeures des marno-calcaires n'ont, par ailleurs, pas guidé la surface du glissement, circulaire, dont la direction ne concorde avec aucune structure majeure. La direction principale du glissement, estimée être parallèle à la ligne de plus grande pente du versant, soit environ N 320°E, ne correspond pas non plus à une direction structurale des marno-calcaires.

A partir des caractéristiques géométriques du glissement, il est possible d'estimer la surface et volume total de terrain mobilisé qui sont respectivement environ 1 700 m^2 et 7 000 m^3. Bien que de taille peu importante, ce glissement représente un risque fort en raison de la présence proche d'une habitation au sommet et l'existence d'une plage touristique à son pied (Figure 125).

III.5.1.3. Evolution

La masse glissée est, depuis sa mise en place, en perpétuelle évolution (Figure 127 et Figure 128), au point de vue de sa géométrie, de sa teneur en eau ainsi que de la végétation qui la recouvre. L'évolution de la géométrie du glissement se traduit par :

- l'érosion du corps du glissement (détaillée plus loin),
- la récession de la couronne du glissement, qui a eu pour conséquence la mise en surplomb puis la chute de deux arbres (Figure 128 D). En outre, au cours de l'hiver 2007-2008, un petit glissement de terrain a emporté une partie de l'escarpement principal engendrant le recul de la couronne d'environ 1 m. Le matériau mobilisé est encore, en juin 2008, localisé au pied de ce dernier glissement (Figure 129),

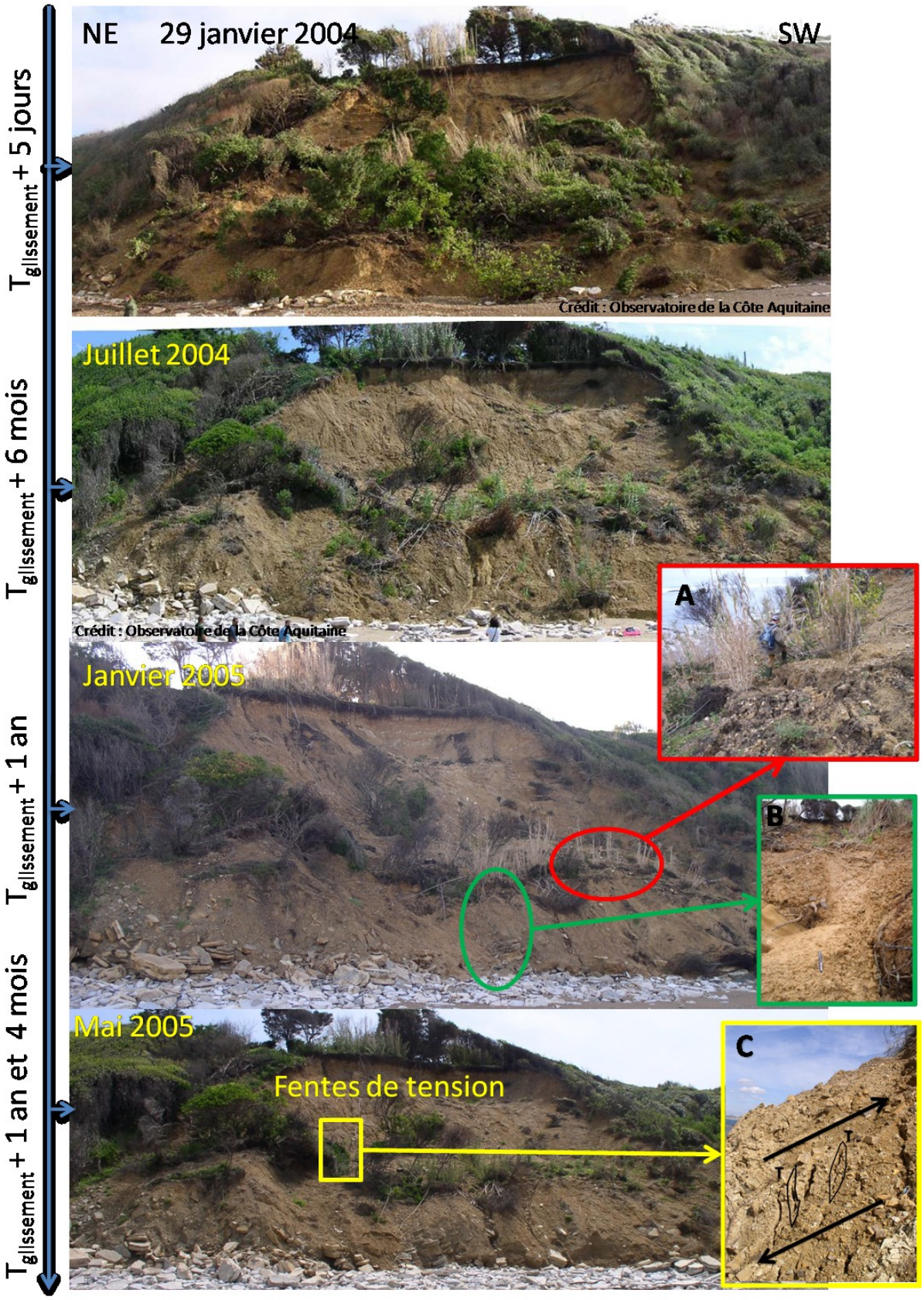


Figure 127 : Evolution du glissement (1/2)

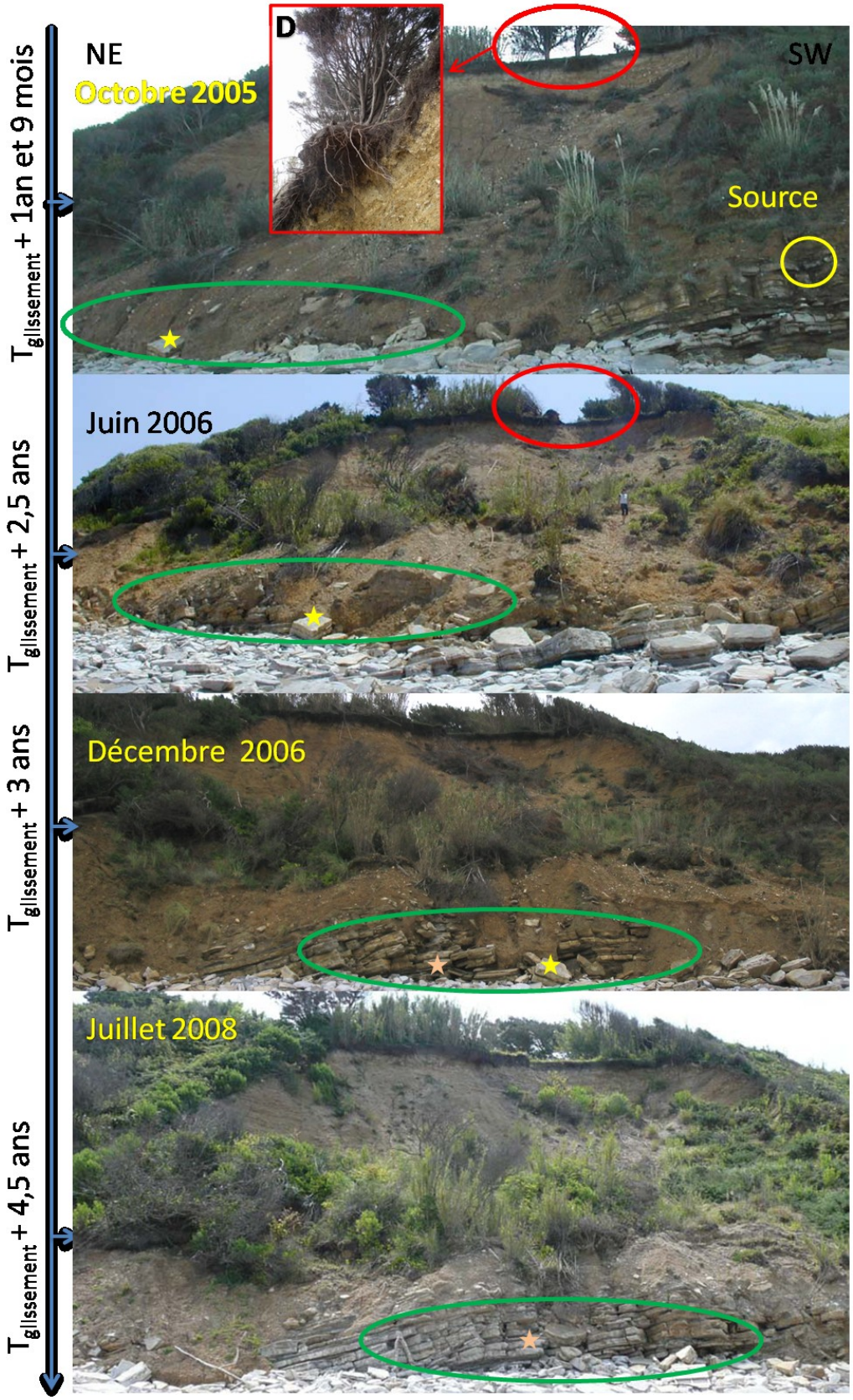


Figure 128 : Evolution du glissement (2/2)

▪ une accumulation du matériel glissé en haut de plage, au pied du glissement, déblayé rapidement par l'érosion océanique. Le pied du glissement a été progressivement érodé jusqu'à laisser apparaitre, fin 2006, les marno-calcaires en place sous la surface de rupture (Figure 128).

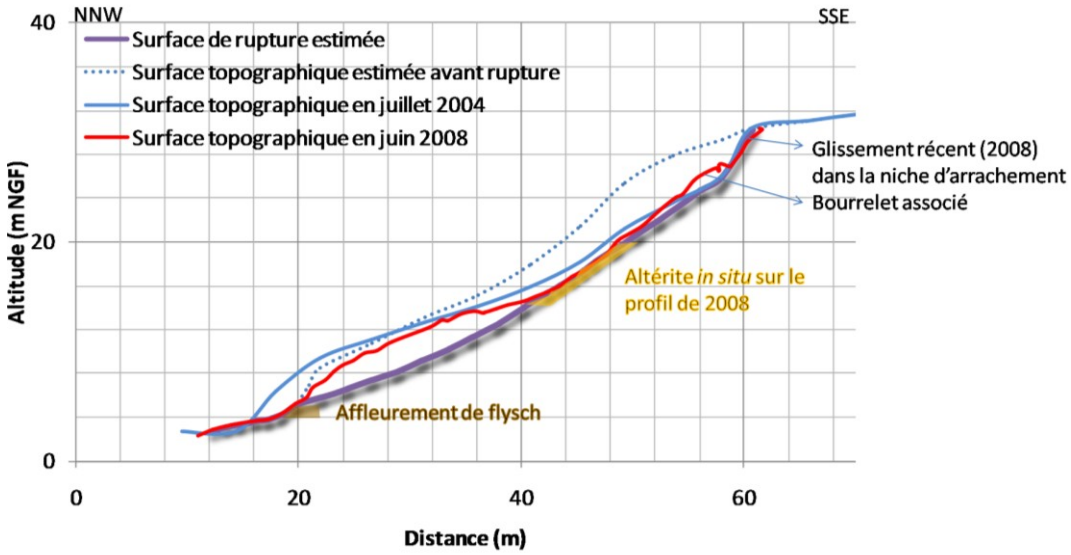


Figure 129 : Evolution du profil du glissement de 2004 à 2008

Les profils topographiques levés au DGPS en juillet 2004 et en juin 2008, permettent de quantifier l'érosion de la masse glissée au cours des quatre dernières années. En effet, la diminution du volume du corps et l'érosion du pied du glissement, décrites précédemment, apparaissent grâce à la comparaison des sections levées en juillet 2004, juin 2008 et estimées avant le glissement, présentées Figure 129. La surface totale du bourrelet est alors estimée à :

▪ 160 m^2 mobilisés lors du glissement,
▪ 80 m^2 en juillet 2004 ; la moitié du matériau glissé a été érodé en 6 mois,
▪ 45 m^2 en juin 2008 ; en 4 ans, 75 % du matériau mobilisé a été érodé.

Plusieurs processus sont à l'origine du déplacement du matériau du corps du glissement vers son pied, où il est disponible à l'action directe de l'érosion marine (les agents d'érosion associés sont détaillés dans le Tableau 5) :

▪ plusieurs indices plaident en faveur d'un mouvement global du bourrelet de l'amont vers l'aval :
  - des gradins d'arrachement intra-bourrelet (Figure 127 A) ; en outre de l'eau stagne fréquemment dans ces discontinuités,
  - des fentes de tension (de direction N95°E ; schéma de principe du modèle de Riedel : Figure 38 p.59), observées au contact de la levée nord-est du glissement, témoignent des contraintes subies par le matériau mobilisé par le glissement et en particulier d'un mouvement de cisaillement en bordure du glissement (Figure 127 C).

- on observe, entre 2004 et 2006, de nombreuses petites coulées de boue au pied de la masse glissée, qui se produisent généralement en période de fortes précipitations (Figure 127 B),
- le matériau est raviné par le ruissellement de l'eau de pluie, qui transporte les particules fines vers l'aval du glissement.

Par ailleurs, la teneur en eau du matériau glissé est remarquable :

- les mesures de teneur en eau effectuées sur les échantillons prélevés un an après le glissement dans le bourrelet révèlent de fortes valeurs, supérieures à ce qui est mesuré par ailleurs dans le matériau stable (*cf.* § III.3.2.2 p.130),
- une venue d'eau émergeant de la base de l'altérite a ruisselé à l'extrémité ouest-sud-ouest du pied du glissement jusqu'en juillet 2005 (Figure 128). Cette source réapparait ponctuellement le plus souvent au printemps, période durant laquelle le massif d'altérite est le plus humide (données de l'Humitub, *cf.* § III.4.4.4 p.167).

La végétation arbustive (lauriers principalement) d'avant le glissement n'a pas survécu à l'évènement. Elle a tout d'abord laissé place à des plantes hydrophiles (cannes de Provence) sur le bourrelet. Petit à petit, à mesure que la masse glissée se stabilise, la lande littorale (*cf.* § I.3.1.4.1 p.27), formée principalement par les ajoncs et la bruyère, colonise les pentes les plus faibles.

III.5.1.4. Historique du site

L'étude des photographies aériennes des campagnes de 1938, 1954, 1968, 1977, 1992, 1996 et 2000, a permis de recenser les cicatrices des mouvements de terrain sur les reliefs côtiers d'Harotzen Costa (Figure 130, Peter-Borie, 2006). Le glissement qui s'est produit en janvier 2004 sur le site pilote a mobilisé une zone qui semblait stable depuis, au moins, 66 ans. Deux zones de glissement sont, au contraire, régulièrement réactivées par des évènements brutaux, et des mouvements associés à du fluage sont par ailleurs observés :

- la zone notée 1 (Figure 130), dans la baie de Cénix, présente une cicatrice de glissement dès 1938 ; sa forme est complexe, la couronne est composée d'une partie circulaire au nord et d'une partie linéaire, au sud. Cependant, cette forme ne semble pas initiée par la structure des marno-calcaires sous-jacents. Ce glissement est réactivé moins de 15 ans plus tard : en 1954, une cicatrice d'une surface équivalente est observée. Entre 1954 et 1977, le glissement évolue de façon régressive : la partie nord du glissement emporte la route d'accès à une habitation, qui avait été déplacée suite à l'évènement visible sur la photographie aérienne de 1938 (Figure 131). L'activité de ce glissement est suspendue depuis 1977 ; seul, en 2006, à l'extrémité Sud de cette zone, un glissement d'une largeur de 5 m a emporté une partie des altérites formant les reliefs de fond de baie.
- la zone notée 2 (Figure 130) est stable au moins jusqu'en 1954. Sur les photographies datant de l'année 1968, une cicatrice sur une surface de 8 500 m^2 est visible. Elle résulte de deux glissements de 110 m et 30 m de large, successifs ou simultanés. L'un d'eux, au moins, s'est probablement produit le 20 septembre 1959, date à laquelle la destruction d'une villa est enregistrée dans les archives de la mairie de Guéthary. Outre cette habitation, deux chemins privés ont également été emportés. Le glissement est réactivé avant 1977, mais la surface mobilisée diminue (2400 m^2), puis en 1986 (source : mairie de Guéthary). Depuis aucune

activité n'est observée. En outre, la végétation envahit de nouveau la zone glissée (herbes de la pampa, bruyères et lauriers), témoignant de sa stabilité actuelle.

- sur les reliefs côtiers de Guéthary, mais aussi sur l'ensemble des reliefs formés par les altérites, des indices en faveur d'un fluage sont présents comme des arbres au tronc incurvé, ou la fissuration et la déformation des infrastructures (Figure 132).

La Figure 133 présente les précipitations enregistrées au moment des instabilités de la zone notée 2 datées :

- le mois de septembre 1959 est caractérisé par des précipitations exceptionnelles avec 377 mm, relativement à la moyenne mensuelle depuis 1921 qui est de 130 mm,
- en 1986, des précipitations supérieures aux moyennes mensuelles sont enregistrées en janvier, février, mars, avril et décembre ; au total, cette année là, 1801 mm d'eau sont tombés.

Comme dans le cas du glissement du site pilote d'Harotzen Costa, ces instabilités, qui ont pu être datées, se produisent au cours de périodes caractérisées par de fortes précipitations.

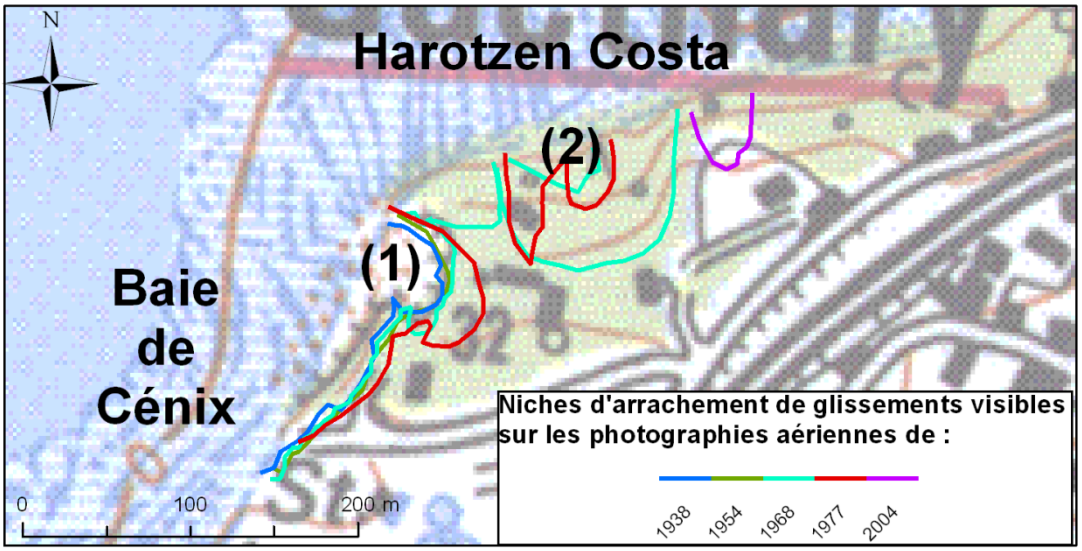


Figure 130 : Glissements de terrain recensés sur les reliefs côtiers de Guéthary à partir de l'étude des photographies aériennes (fond cartographique : © IGN, 2000)

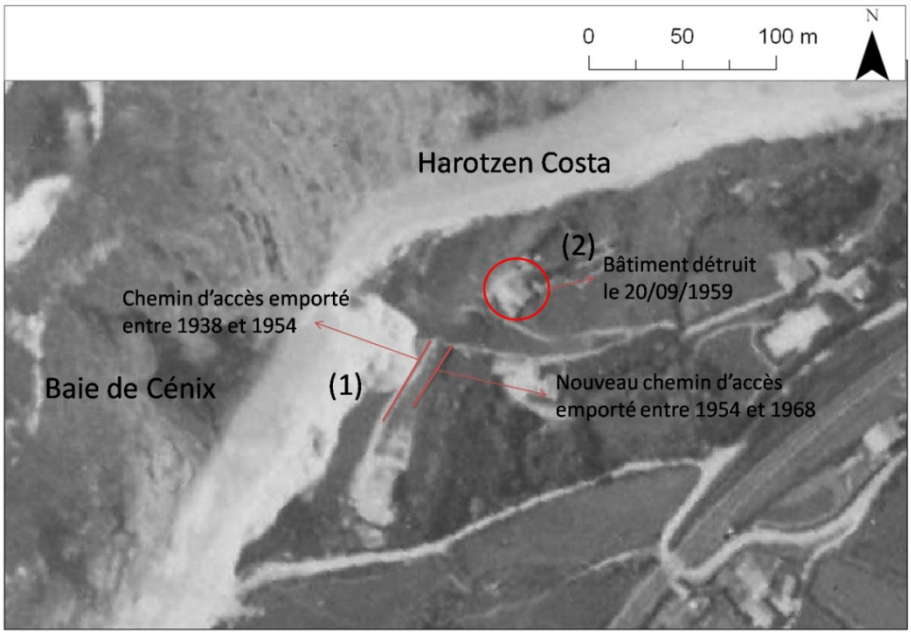


Figure 131 : Dégâts consécutifs aux instabilités sur le secteur de Guéthary entre 1938 et 2008 (fond cartographique : photographie aérienne 1938, IGN)

Figure 132 : Indices de fluage en centre ville de Guéthary (Image satellite Google Earth 2008)

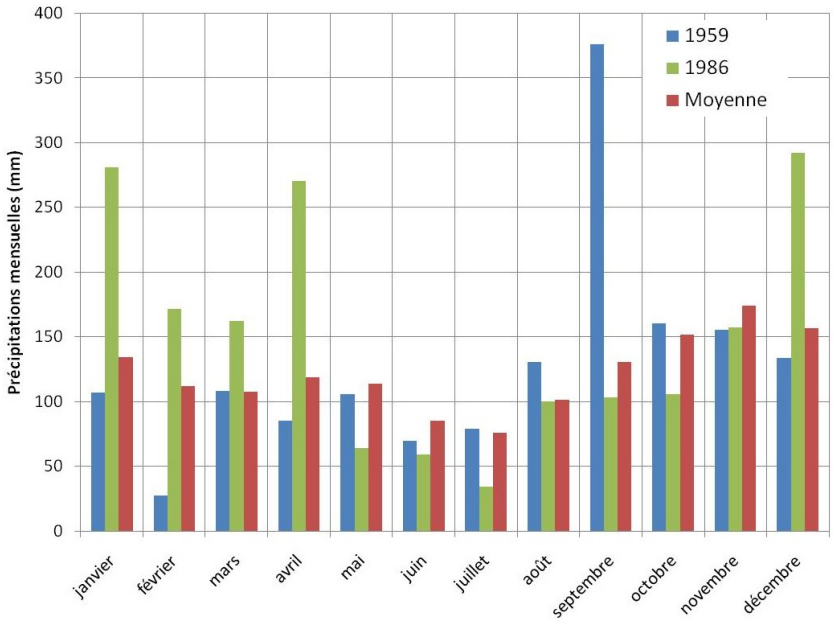


Figure 133 : Précipitations mensuelles en 1959 et en 1986 et moyennes mensuelles entre 1921 et 2008 à Socoa (Source : Météo France, 2008)

III.5.1.5. Synthèse : le scénario de rupture du glissement de Guéthary

P. Laugier (2002) a proposé une fiche-type pour l'analyse de scénarios de mouvements de versant de grande ampleur en montagne (Annexe 9), dans laquelle est recensé l'ensemble des données relatives à l'environnement climatique, géographique, géologique, hydrogéologique et géotechnique de l'évènement étudié. En complément de ces informations descriptives, les caractéristiques du scénario de rupture sont précisées. Ce type de document permet de synthétiser les informations nécessaires à la compréhension des facteurs et processus à l'origine de la rupture, et permet, également, de ce fait, la comparaison de différents évènements.

Les renseignements demandés dans ce type de fiche apparaissent également appropriés à des mouvements de dimension moindre, en milieu quelconque, comme cela est démontré dans le Tableau 20, dans lequel les données relatives au glissement qui s'est produit sur le site pilote d'Harotzen Costa ont été saisies.

LE VERSANT	
Localisation	
Localité	Guéthary (Pyrénées-Atlantiques), Lieu-dit : Harotzen Costa
Aménagements existants	aucun
Coordonnées géographiques du site	43°25'28''N – 1°36'58''W
Climat actuel	
Type de climat	Océanique modéré
Station météorologique la plus proche	Socoa (code station : 64189001)
Précipitations	Moyenne annuelle (1921-2008) : 1479 mm
Températures	Moyenne annuelle (1921-2008) : 14,3°C Moyenne des minima hivernaux : 8,9°C Moyenne des maxima estivaux : 20,6°C
Période de persistance du gel et couverture neigeuse	Gelée et précipitations neigeuses rares
Morphologie et géologie	
Forme du versant et de la vallée	Pente moyenne : 35°, Exposition : Nord-Nord-Ouest Altitudes extrêmes : 30 m et 7 m NGF
Formations géologiques du substrat	Flysch à silex de Guéthary et altérite associée
Cadre tectonique régional	Piémont pyrénéen
Structures du massif (sol ou rocheux)	Altérite : hétérogénéité lithologique et structurale multi-échelle, fragments de chailles, conservation de la structure de la roche-mère (stratification, plis, et éventuellement discontinuités majeures) Roche-mère : Dépôts lités, alternance de marnes et de calcaires, plis en chevrons de longueur d'onde métrique
Formations superficielles	Altérite : argiles silteuses hétérogènes ; plus de 30 m d'épaisseur dans cette zone
Hydrologie et hydrogéologie	
Réseau de drainage du versant	Les reliefs côtiers forment probablement l'exutoire du bassin versant topographique
Surface englacée, écoulements sous-glaciaire	aucune
Ecoulements hypodermiques et nappes de versant, sources associées	Eau présente dans l'altérite (circulations chenalisées) et dans les marno-calcaires (réseau karstique semi-captif ou libre)
Rivière de fond de vallée	Océan
Plan d'eau à la base du versant	Marnage : 3,7 m Niveau des plus hautes mers : 4,9 m NGF
Historique des déformations et rupture antérieures, à l'échelle du bassin versant	
Glissements anciens	Glissements circulaires dans l'altérite récurrents dans deux zones proches, fluage par ailleurs
Crêtes dédoublées	
Fauchages du versant	
LA ZONE SOURCE	
Caractéristiques morphologiques	
Altitudes extrêmes	30 m NGF
Pente moyenne	35°

Dimensions et limites	longueur de la surface de rupture : 50 m longueur de la masse glissée : 48 m longueur totale : 53 m largeur de la surface de glissement au niveau de l'escarpement principal : 32 m largeur maximale de la surface de glissement : 44 m profondeur estimée de la surface de rupture : 4,4 m profondeur estimée de la masse glissée : 4,4 m
Rapport épaisseur/longueur	0,09
Volume estimé	<7 000 m^3.
Position du centre de gravité	
Aspects morphologiques particuliers	
Caractéristiques pétrographiques, géotechniques et structurales	
Types pétrographiques	Altérite : alternance d'argiles, de silts, de sables fins et de fragments de chailles
Etat du matériau	Altéré, potentiellement localement sous-consolidé
Orientation et pendages des familles de discontinuités	Plan de stratification de direction et pendage très variables, cependant des discontinuités majeures, continues sur plusieurs mètres, héritées des marno-calcaires peuvent apparaitre (famille L : N5°E-80°W à N155°E-72°W)
Extension, espacement, ouverture et remplissage des discontinuités	Aucune information – discontinuités non visibles à l'affleurement
Discontinuités jouant un rôle sur la rupture	famille L : N5°E-80°W à N155°E-72°W: limite de l'extension du glissement ?
Caractéristiques mécaniques	
Propriétés pétrophysiques et mécaniques du sol ou de la roche	Valeurs retenues : Masse volumique humide : 1790 $kg.m^{-3}$ Masse volumique saturée : 1850 $kg.m^{-3}$ Module non drainé : 3 MPa Module drainé : 2 MPa Cohésion drainée : 3 à 20 kPa Angle de frottement effectif : 20 à 32°
Propriétés géométriques et mécaniques des discontinuités par famille directionnelle	-
Propriétés mécaniques du massif	-
Déformations et ruptures antérieures	Pas d'informations
Niche d'arrachement ancienne	
Fissures de traction, ouvertures de discontinuités, surfaces de cisaillement récentes	
Changements morphologiques	
Basculement de blocs / Chutes de blocs	
Hydrologie et hydrogéologie à l'échelle de la zone source	
Localisation et débit des sources	Ruissellement à la base du glissement (à proximité de la levée ouest-sud-ouest)
Réseau de drainage de la zone source	La zone draine probablement l'ensemble du bassin versant topographique
Surface englacée	
Ecoulements hypodermiques et nappes de versant	Eau présente dans l'altérite (circulations chenalisées)
Nappes profondes avec sources de déversement et de trop plein	réseau karstique semi-captif ou libre dans les marno-calcaires

Couverture végétale au niveau de la zone source	
Formations végétales	Prairie en sommet de reliefs, arbustes (lauriers principalement) sur la pente, landes maritime en bas de pente
Pourcentage de la superficie de la zone source	Proche de 100%
LES PENTES INFERIEURES	
Profils topographiques	
Dénivelé entre la zone source et la base du versant	<2 m
Extension horizontale	<1 m
Angles de pente moyenne et par sections	90°
Forme en coupe verticale	Microfalaise quasi verticale
Forme en plan	
Formations du substratum, formations superficielles et couverture végétale	
Nature pétrographique du substratum, état d'altération du substratum	Microfalaise de marno-calcaires, plage : sables grossiers et graviers siliceux sur marno-calcaires
Paramètres géotechniques des formations géologiques	
Couverture végétale au niveau des pentes inférieures	
Formations végétales	Aucune
Pourcentage de la superficie de la zone source	0%

LE SCENARIO DE RUPTURE	
Caractéristiques générales	
Date, heure, durée	24 janvier 2004, ?, ?.
Conditions climatiques	Précipitations abondantes (50 mm en 24 heures)
Facteurs déclenchants ou aggravants	précipitations
Processus de déformation et de rupture au niveau de la zone source	
Processus général	Première rupture observée
Surface de rupture	Rupture circulaire délimitée par des flancs rectilignes
Direction moyenne du vecteur déplacement	N 320°E
Nombre de phases de rupture	1
Cicatrice de la rupture	Largeur de la surface de glissement au niveau de l'escarpement principal : 32 m profondeur : 3 à 5 m
Déplacement et propagation de la masse déstabilisée sur les pentes inférieures	
Dimension de la masse déplacée	longueur de la masse glissée : 48 m épaisseur maximale : 4,4 m largeur maximale : 44 m
Cinématique du déplacement ou de la propagation	Arrêt rapide sur la plage
Comportement et transformation du matériau	Mouvements du matériau constituant la masse glissée observés plusieurs années après l'évènement, Teneur en eau du matériau mobilisé élevée
Phénomène à l'interface basale matériau substrat	
Autres phénomènes particuliers	
Aspects énergétiques	
Aire dévastée par la propagation du phénomène	Quelques mètres carrés de plage
Mécanismes d'arrêt et caractéristiques des dépôts	

Paramètres géométriques et cinématiques	
Contrôle géomorphologique du mouvement et de la morphologie des dépôts	
Etude de la stabilité finale des dépôts	Mouvements du matériau constituant la masse glissée observés juste après et plusieurs années après l'évènement
Caractéristiques et nature des dépôts	Disparition de la structure litée de l'altérite, matériau boueux
Présence d'un plan d'eau en bas de la pente et scénario d'impact	Erosion du pied par les agents marins directs
Formation d'un barrage	-
Formation d'un lac de barrage	-
Stabilités des terrains après l'évènement	
Menace résiduelle	Erosion régressive de la niche d'arrachement
Autres types d'instabilités	
Initiation d'un autre mouvement de terrain	

Tableau 20 : Caractéristiques de rupture du glissement de La Muserie à Guéthary (d'après la fiche-type définie par Laugier, 2002)

III.5.2. Les facteurs et processus à l'origine des instabilités dans les altérites

L'état de stabilité d'une pente est toujours précaire : sous l'effet de la gravité, les versants fluent à une vitesse plus ou moins importante. Certains sont, de plus, susceptibles d'être le siège d'une rupture brutale qui résulte alors de l'action conjuguée de facteurs de prédisposition, de préparation, aggravants et déclenchants (d'après Antoine, 1992, Antoine et Giraud, 1993, Azimi et Desvarreux, 1996, Couture et al. 1997, Lebourg, 2000, Laugier, 2002, Pollet, 2004, Le Mignon, 2004 et Martins-Campina, 2005) :

- les premiers, inhérents à la formation géologique, sont les caractéristiques géologiques (structure et lithologie) qui conditionnent, à l'origine, la stabilité du versant,
- les seconds, qui agissent au cours de longues périodes, modifient progressivement les propriétés du versant et du massif, les amenant à un état métastable, en affectant notamment la résistance et la structure du massif rocheux,
- un facteur déclenchant est, par définition, un *stimulus* externe à l'origine de la rupture (Varnes, 1978), par augmentation rapide des contraintes ou diminution de la résistance du matériau (Wieczorek, 1996).
- un facteur aggravant est un phénomène qui vient se surimposer aux autres facteurs ; à lui seul, il ne déclenche pas la rupture, mais sa présence contribue à en alourdir les conséquences.

Dans ce paragraphe, nous proposons de recenser les différents facteurs intervenant dans les processus conduisant aux instabilités littorales du type de celle qui s'est produit sur le site pilote d'Harotzen Costa. En synthèse, un modèle conceptualisant les processus à l'origine de la rupture au sein des altérites est présenté.

III.5.2.1. Facteurs de prédisposition

Les facteurs de prédisposition sont des éléments intrinsèques aux massifs rocheux liés à l'histoire géologique. On distingue classiquement, parmi les facteurs de prédisposition

(Antoine, 1992, Antoine et Giraud, 1993, Azimi et Desvarreux, 1996, Couture et al. 1997, Pollet, 2004) :

1. La lithologie

Selon leur nature pétrographique, les propriétés mécaniques des massifs rocheux ou de sol diffèrent, indépendamment de leur structure. Dans le cas des altérites, la nature argilo-silteuse du matériau est particulièrement défavorable à la stabilité, comme le montre leurs faibles propriétés mécaniques (*cf.* Chap. III.3 p.123). En outre, les variations dans la consolidation du matériau, mises en évidence également dans l'étude géotechnique, représentent un facteur supplémentaire de prédisposition.

2. La structure du massif

L'existence de structures particulières (stratification, foliation, joints, diaclases, failles, disposition des couches les unes par rapport aux autres, *etc.*), issues de l'histoire géologique de la roche (dépôt, tectonique) peut favoriser les instabilités (Cruden, 2000).

Les structures des altérites (stratification, plis), de dimension centimétrique à plurimétrique, ne semble pas guider les glissements pluridécamétriques. En effet ces derniers se produisent sur des surfaces de rupture circulaires et qui, comme pour ce qui a été observé dans le cas du glissement sur le site pilote d'Harotzen Costa, recoupent potentiellement les plans de stratification. Par ailleurs, des discontinuités majeures héritées de la roche-mère (soit au cours de processus d'altération, soit par des phénomènes de rejeu) semblent limiter l'extension latérale du glissement sur le site pilote. Ainsi, la structure du massif n'apparait pas être un facteur de prédisposition pour l'apparition de la surface de rupture.

Par contre, la structure du massif peut avoir des conséquences de par le fait qu'elle conditionne les circulations d'eau souterraine dans les massifs d'altérites, considérées comme déclenchant les instabilités (*cf.* infra) : en effet, d'une part, ces circulations sont chenalisées, probablement par les niveaux le plus perméables des altérites, dont la répartition spatiale est intimement liée à la structure du massif. D'autre part, la structure de l'horizon karstifié, et notamment la présence de conduits de type karstique, bien que non vides, prédispose également potentiellement cette zone aux circulations hydrogéologiques.

3. L'état altéré

L'état altéré, facteur important dans les instabilités de terrain (Calcaterra *et al.*, 1998, Chigira et Yokoyama, 2005), peut être classé soit en facteur de prédisposition, soit en facteur de préparation, selon que l'on considère les altérites comme les formations géologiques initiales composant le versant, ou comme issues de processus d'altération dégradant les propriétés des roches initiales : les marno-calcaires à faciès flysch. Etant donné que les altérites se sont très probablement développées avant la formation des reliefs littoraux, nous proposons, ici, de les considérer comme les roches initiales. L'état altéré se classe, de ce fait, parmi les facteurs de prédisposition de par la lithologie et la structure des altérites (*cf.* ci-dessus).

III.5.2.2. Facteurs de préparation

Les mouvements de terrain sont le résultat d'une préparation longue et progressive du versant, qui consiste en une dégradation des propriétés du massif, l'amenant à un état de stabilité précaire. Ce phénomène est le fait de facteurs de préparation qui sont climatiques, tectoniques morphologiques ou encore océanographiques.

1. Les facteurs climatiques

Les facteurs climatiques préparant le matériau à la rupture peuvent également, à long terme ou par le biais d'évènements exceptionnels, la déclencher. La limite peut être floue entre les évènements préparant et ceux déclenchant la rupture. Nous essaierons ici de les distinguer de par l'échelle de temps sur laquelle ils agissent. Ainsi, le type de climat est étudié parmi les facteurs de préparation. Les évènements exceptionnels, qui se répercutent à très court terme sur les circulations hydrogéologiques comme on a pu le constater grâce aux instrumentations et aux suivis (*cf.* § III.4.8 p.192) sont, par contre, considérés comme facteurs déclenchants et/ou aggravants.

Le type de climat influence fortement les variations hydriques au sein du matériau potentiellement instable. Le climat océanique du littoral, avec plus de 1400 mm de précipitations moyennes annuelles, favorise l'alimentation en eau des altérites et de l'horizon karstifié dont la conséquence est, sur le long terme, une dégradation possible des propriétés mécaniques des matériaux par des processus d'altération et/ou d'érosion.

Un autre facteur climatique classiquement reconnu comme prédisposant à la rupture est le gel-dégel (Cruden, 1985, Rochet *et al.*, 1994). Cependant, les périodes de gel sur le littoral basque sont rares (*cf.* § I.3.2.2.2 p.31), la masse océanique ayant un effet tampon.

2. La tectonique

Le rejeu de failles existant dans les marno-calcaires postérieurement au développement des altérites peut avoir eu, pour conséquence, la création de plan de fragilité dans ce dernier matériau. En créant ainsi de telles discontinuités, la tectonique « prépare » la rupture en délimitant les futures zones de glissement.

3. Les facteurs morphologiques

La stabilité d'un versant est également fonction de sa géométrie et de son évolution. Sur le littoral basque, la morphologie des reliefs côtiers est le résultat des processus d'érosion probablement dominés par les agents subaériens (*cf.* § : III.2.2.3 p.118), comme les instabilités et le ravinement. Cette érosion continuelle des reliefs empêche la pente d'atteindre l'angle idéal d'équilibre. Elle est, en outre, facilitée par l'absence de végétation : l'eau de pluie ruisselle ou pénètre alors plus facilement dans le massif, favorisant respectivement le ravinement et les instabilités de pente. Le remplacement de la lande et des arbustes naturels par des champs ou des gazons plus raz, moins consommateurs d'eau et au système racinaire moins développé, représentent, à ce titre, un facteur de préparation.

L'orientation du versant est également un facteur potentiel de préparation. En effet, les reliefs littoraux basques sont orientés vers le nord-nord-ouest, dans la direction des vents

dominants d'avril à septembre (brises maritime et thermique, Désurmont, 1995). Au cours des évènements pluvieux de cette période, la présence d'un vent de secteur nord-ouest est à l'origine d'un apport direct de l'eau aux reliefs côtiers.

4. Le facteur océanique

L'océan peut préparer la rupture d'un relief côtier par les processus d'érosion marine directe qui agissent à long terme (c *.f.* : § III.2.2.1 p.116) :

- par des agents chimiques et biologiques qui dégradent progressivement les matériaux constituant le relief côtier,
- par la houle, qui peut être à l'origine d'une fissuration du matériau générée par des pressions à la base du versant (Watremez *et al*, 2001, Gentier, 2002) :
  - d'une part, le déferlement de la houle représente une force dynamique qui vient buter contre le pied du relief, assimilable, en première approximation, à une force statique équivalente à l'accélération de la houle,
  - d'autre part, la houle peut être à l'origine de transferts de pression dans les conduits karstiques (remplis d'eau ou d'air).

III.5.2.3. Facteurs aggravants et déclenchants

Distinguer les facteurs déclenchant de ceux aggravant l'instabilité n'est pas chose aisée. En effet, savoir quel phénomène a déclenché la rupture nécessite une bonne compréhension des processus. Dans le cas du glissement qui s'est produit en janvier 2004 sur le site pilote, il apparait, d'après l'étude des circonstances, que les précipitations sont probablement le facteur déclenchant de par l'augmentation des surpressions interstitielles dans les massifs dont elles sont à l'origine. Cependant, il est difficile de généraliser cette hypothèse à l'ensemble des glissements qui se sont produits dans les altérites : il faudrait, pour cela, connaitre les conditions climatiques au moment de chacun de ces évènements. D'autres éléments peuvent alors apparaitre comme potentiellement déclenchants, comme l'érosion océanique, par exemple, qui a pu, par ailleurs, être aggravante dans le cas du glissement sur le site pilote d'Harotzen Costa. C'est pourquoi nous présentons ici, sans distinction, les facteurs aggravants et déclenchants ; le détail des processus par lesquels ils agissent est présenté dans le § III.5.2.5. (p.216).

1. Les facteurs océaniques

L'océan peut être à l'origine d'un affouillement en pied des reliefs côtiers par érosion marine (*cf.* § III.2.2.1 p.116), potentiellement déstabilisant. Cependant, de nombreux mouvements de terrain dans les altérites sont observés alors que l'interface de la roche-mère et de l'altérite se situe plusieurs mètres au-dessus du niveau marin des plus hautes mers (*cf. § :* III.2.2.3 p.118). Ce facteur n'est donc ni systématique, ni déterminant comme cela a par ailleurs été montré dans d'autres études portant sur les instabilités littorales (Gentier, 2002).

2. Les évènements climatiques exceptionnels

Le facteur déclenchant le plus fréquemment observé est l'évènement pluvieux important (Dai et Lee, 2001, Cuesta *et al*., 1999), parce qu'il alimente les nappes dans le

versant (Guglielmi *et al.*, 2005), mais aussi à la base du massif instable (Chapeau et Durville, 2005, Cascini *et al.*, 2008). Dans le cas des instabilités étudiés ici, il peut provoquer la rupture d'un versant par alimentation de l'altérite qui le constitue et de l'horizon karstifié à formant sa base. Il a, en effet, pour conséquence l'augmentation des contraintes dans le versant selon des processus détaillés dans le § III.5.2.5. (p.216). Lorsque l'apport d'eau n'est pas suffisant pour déclencher une rupture brutale, l'augmentation de la teneur en eau des altérites, dont la plasticité est importante (*cf.* § III.3.2.2 p.130), peut faire évoluer leur état vers le domaine plastique voire liquide ; le massif peut alors potentiellement fluer. Si cet écoulement ne concerne que les couches de surface, il s'agit de reptation (Avenard, 1990).

Regroupant les facteurs climatiques et océaniques, les tempêtes peuvent être des facteurs aggravant ou déclenchant la rupture. En effet :

- elles sont accompagnées de précipitations exceptionnelles. Ces dernières alimentent les nappes, ce qui est à l'origine du développement des contraintes supplémentaires dans le massif,
- elles sont associées à des vents forts et à une situation dépressionnaire qui ont pour conséquences respectives une forte houle et une surcote marine. L'océan agit alors selon deux processus : d'une part, il peut éroder le pied de falaise et d'autre part, la surcote marine peut, par transfert de pression et/ou de matière, se répercuter sur le niveau de la nappe de l'horizon karstifié et augmenter, de ce fait, les pressions déstabilisatrices à la base des altérites.

3. Autres

Les mouvements de terrain peuvent être déclenchés par de nombreux autres facteurs. Ce sont alors des phénomènes liés à l'histoire géologique régionale, tel que le volcanisme (Siebert, 1984, Donnadieu *et al.* 2001), ou la sismicité (Keefer, 1984, 1994, Keefer et Roger, 1991) qui vont provoquer l'instabilité. Cependant, la Côte Basque n'est ni une zone volcanique, ni une zone sismiquement très active : d'après le zonage sismique de la France le littoral basque est une zone à sismicité négligeable mais non nulle (Source : Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, 1999). Seuls deux séismes sont répertoriés dans la base SISFrance (BRGM), l'un à Saint-Jean-de-Luz, en 1853, d'une intensité épicentrale égale à 5 d'après l'échelle macrosismique MSK de 1964, et le second à Ustaritz, en 1952, d'intensité égale à 5,5 ; cependant les informations relatives à l'intensité sont considérées comme peu fiables.

III.5.2.4. Facteur anthropique

Le facteur anthropique ne peut être négligé sur un littoral aussi urbanisé que la Côte Basque. Il intervient potentiellement aux niveaux suivants : facteur de préparation, facteur aggravant ou encore facteur déclenchant.

En tant que facteur de préparation, l'action anthropique peut se traduire par la déforestation, le rejet d'eau en sommet de falaise, la modification du profil de pente (retrait progressif de matériau stabilisateur lors d'exploitations, remblayage) ou encore la modification des réseaux d'écoulement. A plus long terme, il est aujourd'hui reconnu que l'homme influe sur le climat mondial ; les variations du taux de précipitation ou les variations

eustatiques, intimement liées au climat, pourront donc, selon le cas, augmenter ou diminuer la stabilité des reliefs côtiers.

Les modifications des conditions hydrologiques et hydrogéologiques (irrigation, montée ou descente du niveau de l'eau dans une retenue artificielle, rejet des eaux pluviales ou usées volontaire ou non), l'excavation du pied de falaise ou mise en place de surcharges en sommet de falaises sont des éléments qui peuvent déclencher ou aggraver un mouvement de terrain (Cruden et Varnes, 1996, Semenza et Ghirotti, 2000, Kojan et Hutchinson, 1978). Lors de la cartographie des instabilités littorales du Pays Basque (*cf.* § III.2.2.3 p.118), des conduites d'eau pluviales détériorées ou des canalisations rejetant l'eau en sommet de reliefs ont parfois été observées dans les versants déstabilisés. Bien que sèches au moment de l'observation, l'eau provenant de certaines d'entre elles (fuites ou exutoire en milieu de falaises) a pu participer au déclenchement d'instabilités (exemples : Figure 134).

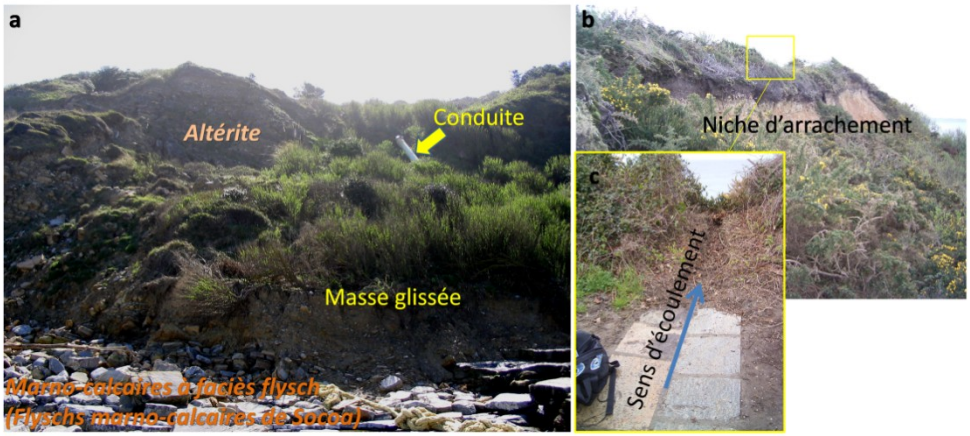


Figure 134: a. Conduite d'eau dans un glissement observé sur le littoral luzien ; b. Escarpement principal d'un glissement sur la commune de Saint-Jean-de-Luz et (c) système de drainage des eaux de pluie du chemin littoral situé dans la zone sommitale, qui les conduit directement en haut du versant

III.5.2.5. Modélisation conceptuelle des processus à l'origine de la rupture

Les glissements ont potentiellement plusieurs causes, énumérées parmi les différents facteurs cités dans les paragraphes précédents, cependant une seule déclenche la rupture (Varnes, 1978), c'est le facteur déclenchant. Dans ce paragraphe, nous considérons les processus associés aux facteurs déclenchant potentiellement les instabilités dans les altérites suivants : un évènement pluvieux exceptionnel (exemple du glissement sur le site pilote d'Harotzen Costa), l'érosion océanique et une tempête.

1. Processus associés à un évènement pluvieux exceptionnel

Les observations et mesures de terrain effectuées sur le site pilote d'Harotzen Costa ont fait apparaitre les précipitations abondantes comme facteur déclenchant la rupture (*cf.* § III.5.1 p.195) et de ce fait, ont mis en évidence le rôle primordial de l'eau dans les processus à l'origine de la rupture.

Les instrumentations et suivis installés sur ce site pilote (*cf.* § III.4.8 p.192) ont démontré l'existence de circulations d'eau dans l'altérite et dans l'horizon karstifié, reliées aux précipitations dans un délai qui peut être très rapide, qui, de par la géométrie des massifs et les caractéristiques géotechniques du matériau (*cf.* § III.3.4 p.145), sont potentiellement déstabilisantes (Figure 135) :

- l'augmentation de la teneur en eau de l'altérite s'accompagne d'une augmentation de la masse du matériau (notée p sur la Figure 135). La présence d'eau dans le versant et d'autant plus déstabilisatrice quelle est située à proximité de la surface (Guglielmi *et al.*, 2005).
- l'augmentation du potentiel hydraulique de la nappe semi-captive de l'horizon karstifié peut se traduire :
  - par une augmentation réelle de la surface piézométrique (saturation des niveaux l'altérite perméables), et dans ce cas, par une diminution de la résistance des altérites, saturées, à la base du relief (*cf.* § III.3.4 p.145),
  - et/ou par la création de surpressions (notées σ sur la Figure 135) à la base du massif d'altérite.

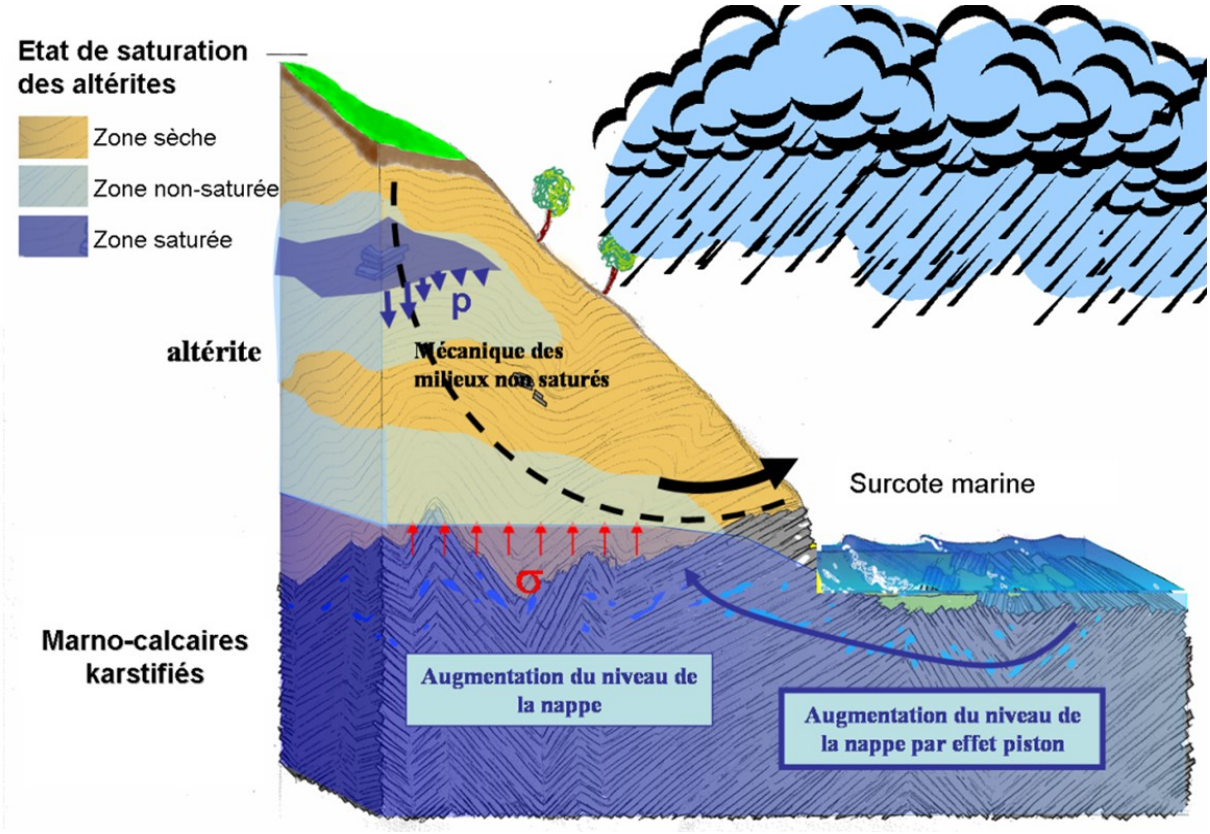


Figure 135 : Conceptualisation des processus à l'origine de la rupture d'une pente (p : pressions induites par la masse des nappes perchées ; σ : surpressions générées par une nappe semi-captive dans les marno-calcaires)

2. Processus associés aux facteurs océaniques

Le facteur océanique pouvant potentiellement déclencher la rupture est l'érosion du pied des reliefs côtiers par les agents marins. En effet, l'affouillement qui en résulte est à l'origine d'une diminution des forces de butée, et donc d'une potentielle déstabilisation du versant.

3. Tempêtes

Les facteurs climatiques et océaniques peuvent être réunis dans le cadre des tempêtes, où il est alors difficile de faire la part entre le facteur qui déclenche l'instabilité et celui qui l'aggrave. En effet :

- les tempêtes sont accompagnées de précipitations exceptionnelles. Ces dernières alimentent les nappes, ce qui est à l'origine du développement des contraintes dans le massif,
- les tempêtes sont associées à des vents forts et à une situation dépressionnaire qui ont pour conséquences respectives une forte houle et une surcote marine. L'océan agit alors selon deux processus : d'une part, il peut éroder le pied de falaise et d'autre part, la surcote marine peut, par transfert de pression et/ou de matière, se répercuter sur le niveau de la nappe de l'horizon karstifié et augmenter, de ce fait, les pressions déstabilisatrices à la base des altérites (Figure 135).

III.5.3. Modélisation numérique des processus de rupture

III.5.3.1. Objectifs et méthodes

Des scénarios de rupture, associés aux facteurs déclenchants énumérés dans le paragraphe précédent, sont étudiés par la rétro-analyse numérique du glissement du site pilote d'Harotzen Costa à Guéthary :

- scénario 1 : élévation du niveau de la surface piézométrique de la nappe semi-captive à la base de l'altérite consécutivement à des précipitations abondantes. Son niveau piézométrique est, dans un premier temps, située à l'interface de l'altérite et des marno-calcaire. Il augmente ensuite progressivement par pas de un mètre jusqu'à être positionné 4 m au-dessus de cet interface, ce qui équivaut, en altitude NGF, à 9 m, soit une altitude proche de celle de la nappe captée par le piézomètre installé sur le site pilote (*cf.* § III.4.6.2 p.177),
- scénario 2 : au scénario 1 est ajoutée l'augmentation de la saturation de régions de dimension croissante de l'altérite consécutivement à des précipitations abondantes,
- scénario 3 : érosion du pied de falaise.

La modélisation des surpressions générées par une augmentation de la pression hydrostatique de la nappe de l'horizon karstifié n'a pu être effectuée, par manque de temps. Cependant, cette étude est une perspective au travail présenté ici. Ce type de calcul est, en effet, réalisable avec le logiciel utilisé (*cf. infra*). En outre, l'étude de la stabilité du versant post-glissement est réalisée avec le profil topographique de juillet 2004.

Les calculs sont effectués avec le logiciel FLAC2D (version 5.00) et son module FLAC Slope (© Itasca), avec un couplage hydromécanique. Ce code de calcul, qui permet la résolution de problèmes en contraintes-déformations dans un milieu continu, basé sur la méthode des différences finies explicites : les variables sont connues en des lieux discrets de l'espace. Par ailleurs, le maillage se déforme avec le matériau : les coordonnées des nœuds sont réactualisées à chaque pas du calcul (formulation « lagrangienne »). Ceci permet de traiter les problèmes en grande déformation, comme dans notre cas d'étude (Cala et Flisiak, 2001).

III.5.3.2. Paramètres

La géométrie du modèle utilisé pour ces analyses est présentée Figure 136. Il reprend la coupe du versant actuel : la topographie utilisée est celle du versant situé à l'est-nord-est du glissement, parallèlement à la direction estimée du mouvement (*cf.* § III.5.1.2 p.196) et deux formations géologiques sont intégrées, les marno-calcaires et l'altérite, séparées par une interface plane dont l'altitude est celle mesurée à l'affleurement et extrapolée à l'ensemble du versant. Plusieurs régions sont prédéfinies dans l'altérite (Figure 136a) :

- pour les scénarios 1 et 2, quatre régions sont créées à la base des altérites auxquelles les propriétés de l'altérite saturée sont attribuées à mesure de l'augmentation de la surface piézométrique. Elles sont utilisées pour modéliser la saturation de l'altérite suite à l'augmentation du niveau de la nappe semi-captive contenue dans l'horizon karstifié.
- pour le scénario 2, sont créées deux régions, notées (1) et (2), auxquelles, en fonction des simulations, les propriétés de l'altérite saturée sont attribuées ; elles sont utilisées pour modéliser une zone saturée de dimension plus ou moins importante à proximité de la surface du versant,
- pour le scénario 3, deux régions sont prédéfinies en pied du versant qui correspondent à des reculs du pied de versant de 2 m (surface totale : ~4,4 m²) et de 4 m (surface totale : ~20 m² ; Figure 137); au cours de la simulation, après chaque « excavation », le maillage est ajusté à la nouvelle topographie ainsi définie par une procédure automatisée.

La section est discrétisée à l'aide d'un maillage constitué d'éléments carrés de 2,17 m de côté (Figure 136b et Figure 137), au cours d'un processus « semi-automatisé » qui prend en compte la topographie. Les mouvements de sa base et de ses extrémités sont respectivement fixés horizontalement et verticalement, et horizontalement. Trois points de contrôle, A, B et C permettent l'enregistrement des historiques des déplacements et des vitesses selon les axes x et y (Figure 136a).

Trois matériaux sont utilisés pour le modèle : les marno-calcaires, l'altérite non-saturée, et l'altérite saturée. Seule la masse volumique distingue l'altérite saturée de celle insaturée, les caractéristiques mécaniques étant, par ailleurs, identiques, égales à celles estimées en conditions drainées (*cf.* Chap. III.3 p.123) ; en effet, pour une pente de durée de vie proche du siècle (l'étude historique des reliefs côtiers de ce secteur montre que la récurrence des instabilités est de cet ordre de grandeur, *cf.* § III.5.1.4 p.204), il est recommandé de choisir les caractéristiques mécaniques drainées de pic (Philipponnat et Hubert, 2002). Les paramètres géotechniques de l'altérite, saturée ou non, proviennent des résultats des essais géotechniques (*cf.* Chap. III.3 p.123) et ont été ajustés de façon à obtenir un versant stable dans l'état défini comme initial (pas d'eau dans le massif, le facteur de sécurité calculé par le logiciel est alors égal à 1,05). Ceux des marno-calcaires ont été choisis de façon à ce que ce substrat reste stable. Dans chaque cas, on considère que le matériau a un comportement élasto-plastique de type Mohr-Coulomb.

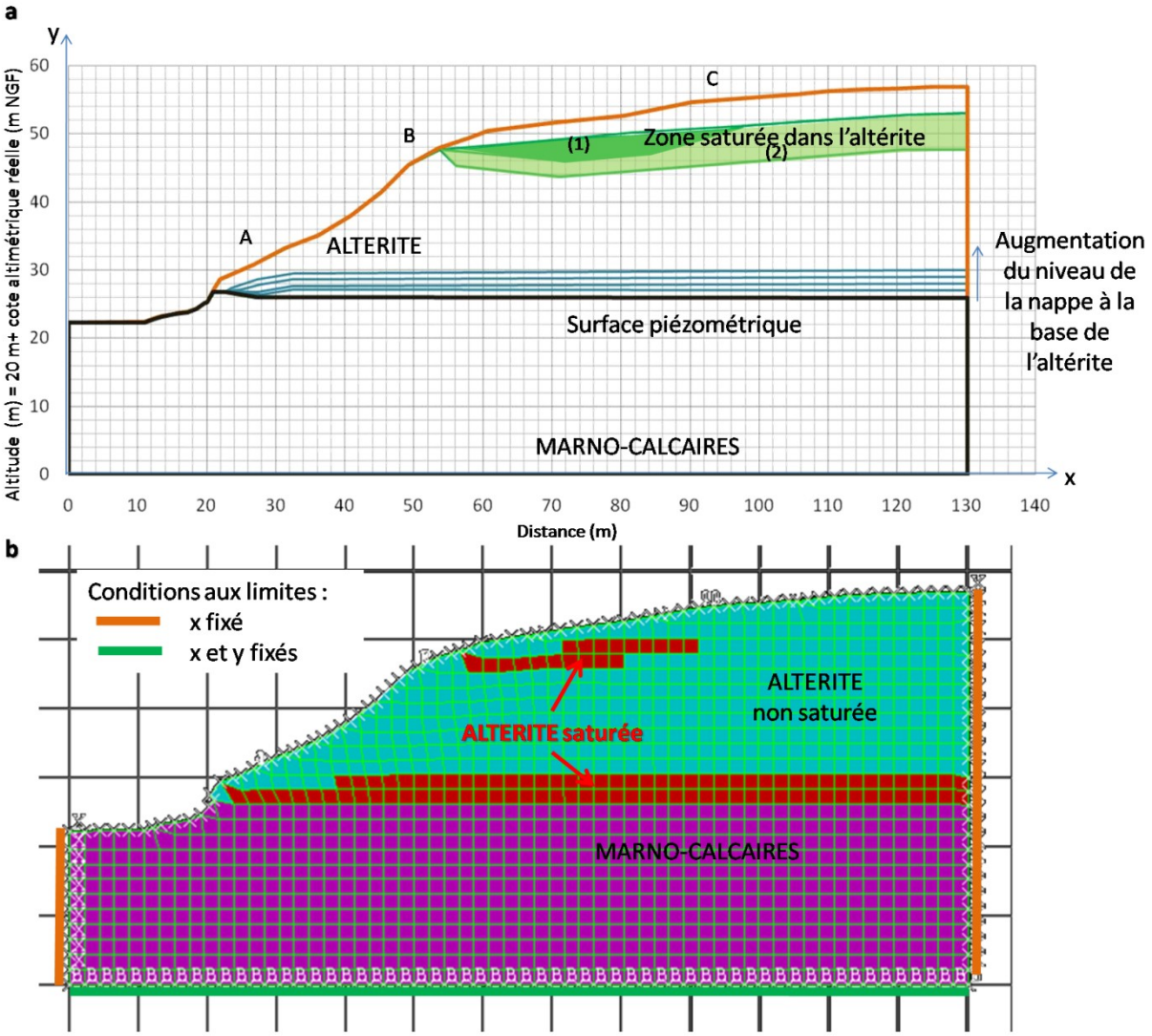


Figure 136 : a. Géométrie du modèle ; A, B, et C correspondent aux points des différents suivis (déplacement et vitesse de déplacement) ; b. maillage, conditions aux limites et localisation des différents matériaux dans le cas d'une saturation de l'altérite correspondant à la zone (1) et une surface piézométrique de la nappe à la base de l'altérite située 4 m au-dessus de l'interface.

	Masse volumique ($kg.m^{-3}$)	Module de déformation (MPa)	Module de cisaillement (MPa)	Cohésion (kPa)	Angle de frottement
Altérite non saturée	1 790	2	0,75	10	21,5°
Marno-calcaires	2 700	2 260	1 100	6 720	42°
Altérite saturée	1850	2	0,75	10	21,5°

Tableau 21 : Propriétés mécaniques des différents matériaux utilisés dans la modélisation

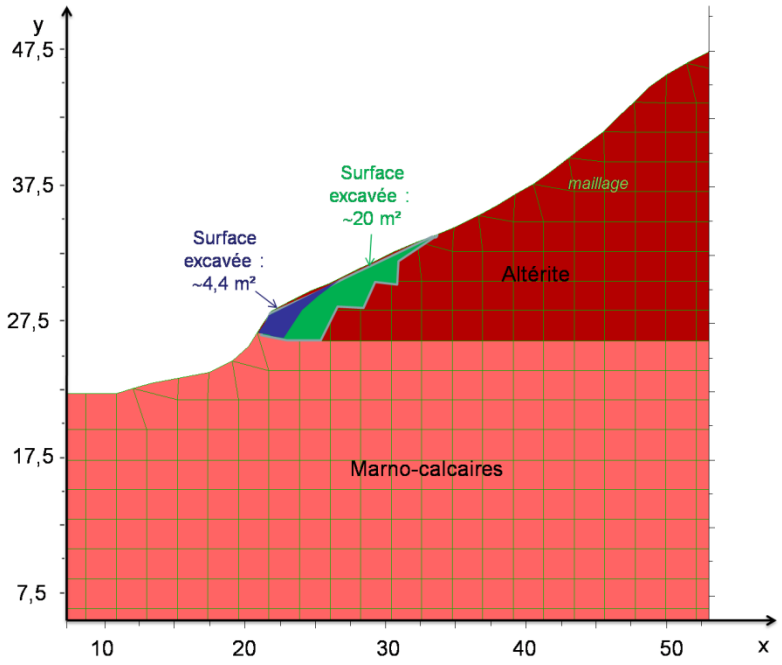


Figure 137 : Définition des régions excavées au cours du scénario 3

III.5.3.3. Scénario 1

Ce premier scénario consiste en la montée de la nappe à la base de l'altérite, cette dernière étant progressivement saturée. Cinq situations de la surface piézométrique de la nappe (notées Z_{0m} à Z_{4m}) ont été modélisées, depuis la base de l'altérite (altitude de la nappe égale à celle de l'interface des marno-calcaires et de l'altérite), jusqu'à quatre mètres au-dessus de cette position (Figure 136).

L'étude de la répartition des indicateurs de plasticité montre que l'augmentation du niveau de la nappe dans l'altérite a pour conséquence le développement d'une bande de cisaillement, du pied du versant vers son sommet (Figure 138). Lorsque le niveau de la surface piézométrique est situé 4 m au-dessus de la base de l'altérite (Z_{4m}), une zone en traction apparait en sommet de versant, dans la continuité de la bande de cisaillement (Figure 138b). Des joints de tension peuvent alors se développer en amont du versant. Cependant, l'apparition de telles discontinuités dans cette zone non saturée va modifier le drainage des eaux pluviales, ce qui peut avoir des conséquences néfastes, ou non, sur la stabilité du massif : en effet, selon les cas, l'eau peut s'accumuler dans ces joints, qui ont alors un rôle défavorable à la stabilité, ou au contraire être drainée par ceux-ci, ce qui peut améliorer la stabilité du versant (Gentier, 2002).

L'alignement des indicateurs de plasticité semble définir une région où sont localisées les déformations, conduisant éventuellement à la rupture, au-dessus de laquelle, le matériau se déplace vers l'aval (Figure 138 et Figure 139) : l'étude des historiques des déplacements aux points A, B et C révèle en effet :

- des déplacements qui se sont stabilisés de l'état Z_{0m} à l'état Z_{3m} ; ils sont plus importants aux points A et B qu'au point C,

▪ les déplacements aux points A et B ne sont pas stabilisés à l'état Z_{4m}, alors qu'ils le sont quasiment au point C : seule la région délimitée par les indicateurs de plasticité est instable ; en outre les déplacements importants sont à l'origine de l'arrêt du calcul au cours de cet état (problèmes rencontrés avec la déformation du maillage au pied du versant suite aux déplacements).

La disposition des indicateurs de plasticité est compatible avec la géométrie de la surface de rupture telle qu'elle a été décrite dans le § III.5.1.2 (p.196) :

▪ la surface de rupture réelle est comprise dans la région délimitée par la bande de cisaillement,

▪ l'apparition de zones en traction conforte l'hypothèse de la présence de joints de tension supposée à partir de la géométrie de la surface de rupture.

Ainsi, la modélisation de ce premier scénario met en évidence l'existence d'un seuil piézométrique critique, sans avoir à faire intervenir des surpressions à la base des altérites.

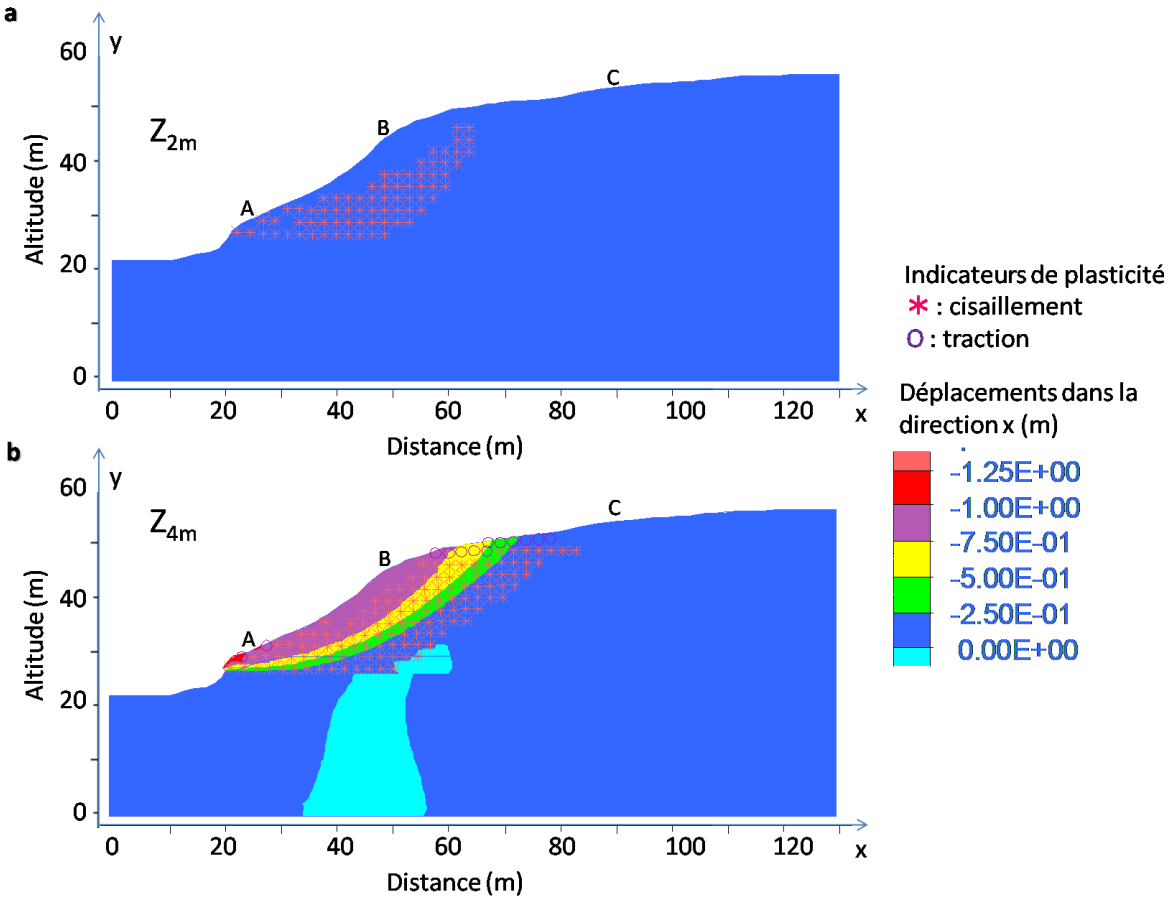


Figure 138 : Augmentation du déplacement et disposition des régions entrées en plasticité en cisaillement et en traction, avec une surface piézométrique de la nappe à une altitude supérieure de (a) 2 m et (b) 4 m à celle de la base de l'altérite

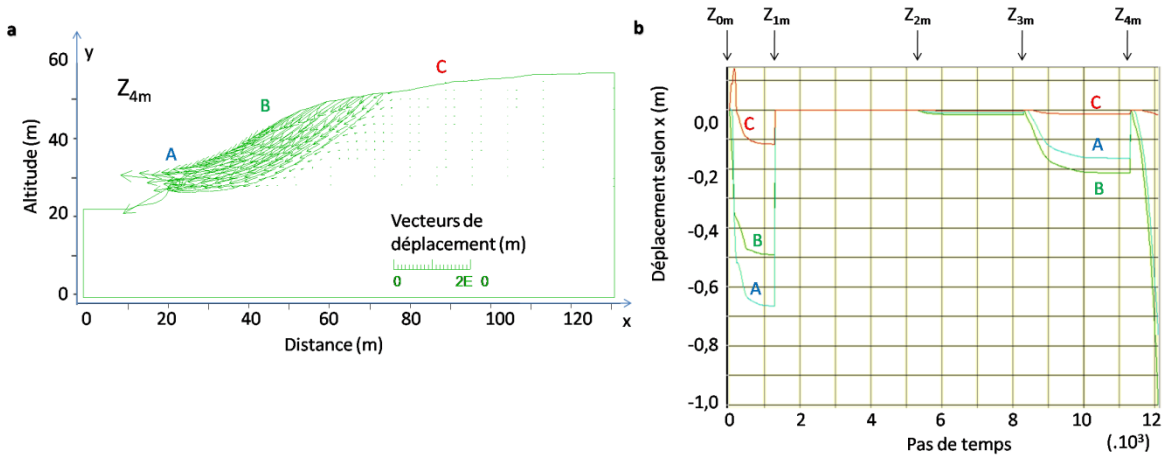


Figure 139 : a. Déplacements du matériau pour l'état Z_{4m} du scénario 1 ; b. historique des déplacements aux points A, B et C

III.5.3.4. Scénario 2

Au cours du scénario 2, pour chaque région de l'altérite saturée (scénario 2a : saturation de la région (1), 2b : de la région (2), 2c : de toute l'altérite), le niveau de la nappe à la base de l'altérite est progressivement augmenté comme dans le scénario 1.

La présence du poids supplémentaire en haut de versant que représentent les zones saturées a pour conséquence un développement plus précoce de la bande de cisaillement. En effet, dès l'état Z_{3m}, les zones en plasticité s'alignent de la base au sommet du versant (traction en sommet et cisaillement par ailleurs ; Figure 140a), alors que dans le scénario 1, ils étaient uniquement localisés à la base et en milieu du versant (Figure 140b). Cependant, dans les deux cas, les déplacements engendrés par ce nouvel état sont faibles, et stoppent rapidement (Figure 141b). Dans cette configuration, où une région en traction est identifiée en sommet de versant sans que ce dernier n'apparaisse totalement déstabilisé, le développement de joints de tension est, là aussi, probable.

La saturation de la seule partie sommitale du massif d'altérite apparait plus déstabilisante que la saturation de l'ensemble du matériau : en effet, la saturation de la zone (1) (scénario 2a) est à l'origine du développement d'une bande de cisaillement de la base au milieu du versant, alors que l'augmentation de la surface saturée (région (2), scénario 2b, puis toute l'altérite, scénario 2c), n'est à l'origine de l'entrée du matériau dans le domaine plastique qu'en peu d'endroit (exemple Figure 142 en absence de nappe à la base de l'altérite). On observe le même phénomène lorsque la région (2) est saturée juste après l'état initial, sans saturation préalable de la région (1). Par contre la saturation directe de l'ensemble du massif d'altérite depuis l'état initial ne génère que très peu de déformations. Ce phénomène se comprend de façon intuitive : la saturation du matériau est traduite par l'augmentation de sa masse, et lorsque cette surcharge est appliquée en sommet de versant, elle est plus déstabilisante que lorsqu'elle concerne l'ensemble du massif. En effet, la butée (force résistante) est alors le résultat de la masse du matériau non saturé alors que la

poussée (force motrice) dépend de la masse du matériau saturée, plus élevée. Ainsi, la saturation du massif d'altérite est d'autant plus défavorable qu'elle ne concerne que les régions proches de la surface.

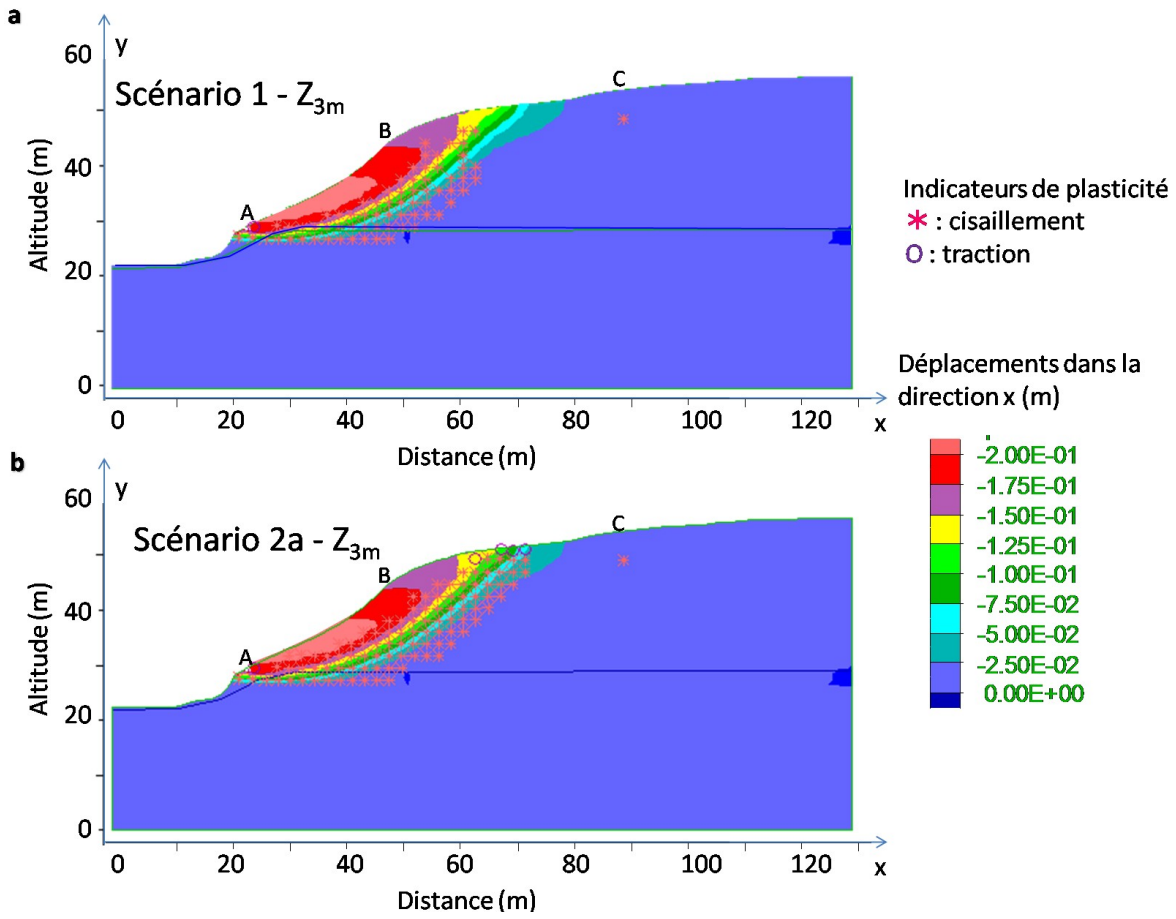


Figure 140 : Comparaison des indicateurs de plasticité et des déplacements horizontaux de l'état Z_{3m} des scénarios 1(a) et 2 (b ; les résultats pour les scénarios 2a à 2c sont similaires, seul le scénario 2a est présenté sur la figure)

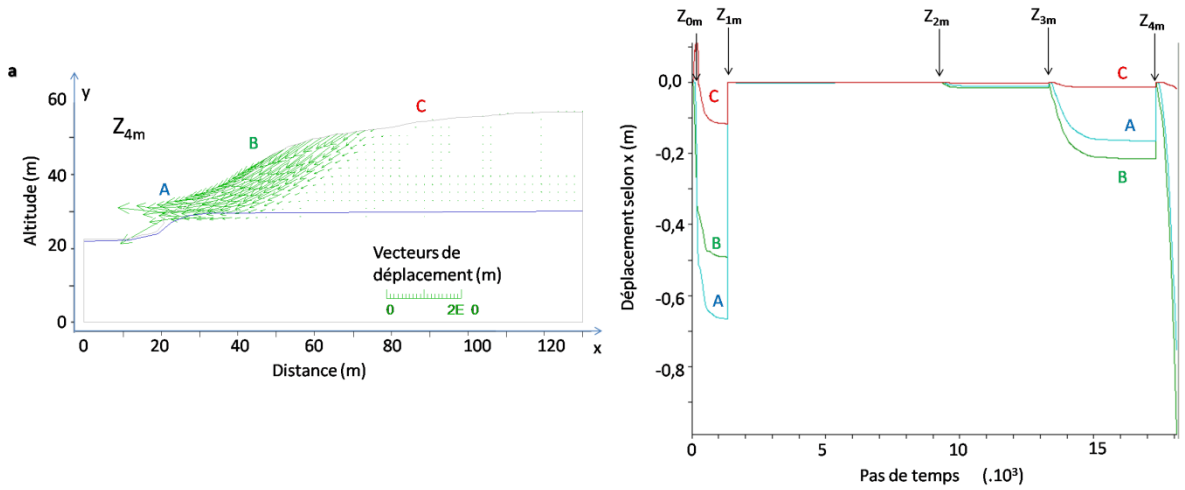


Figure 141 : a. Déplacements du matériau pour l'état Z_{4m} du scénario 2; b. historique des déplacements aux points A, B et C

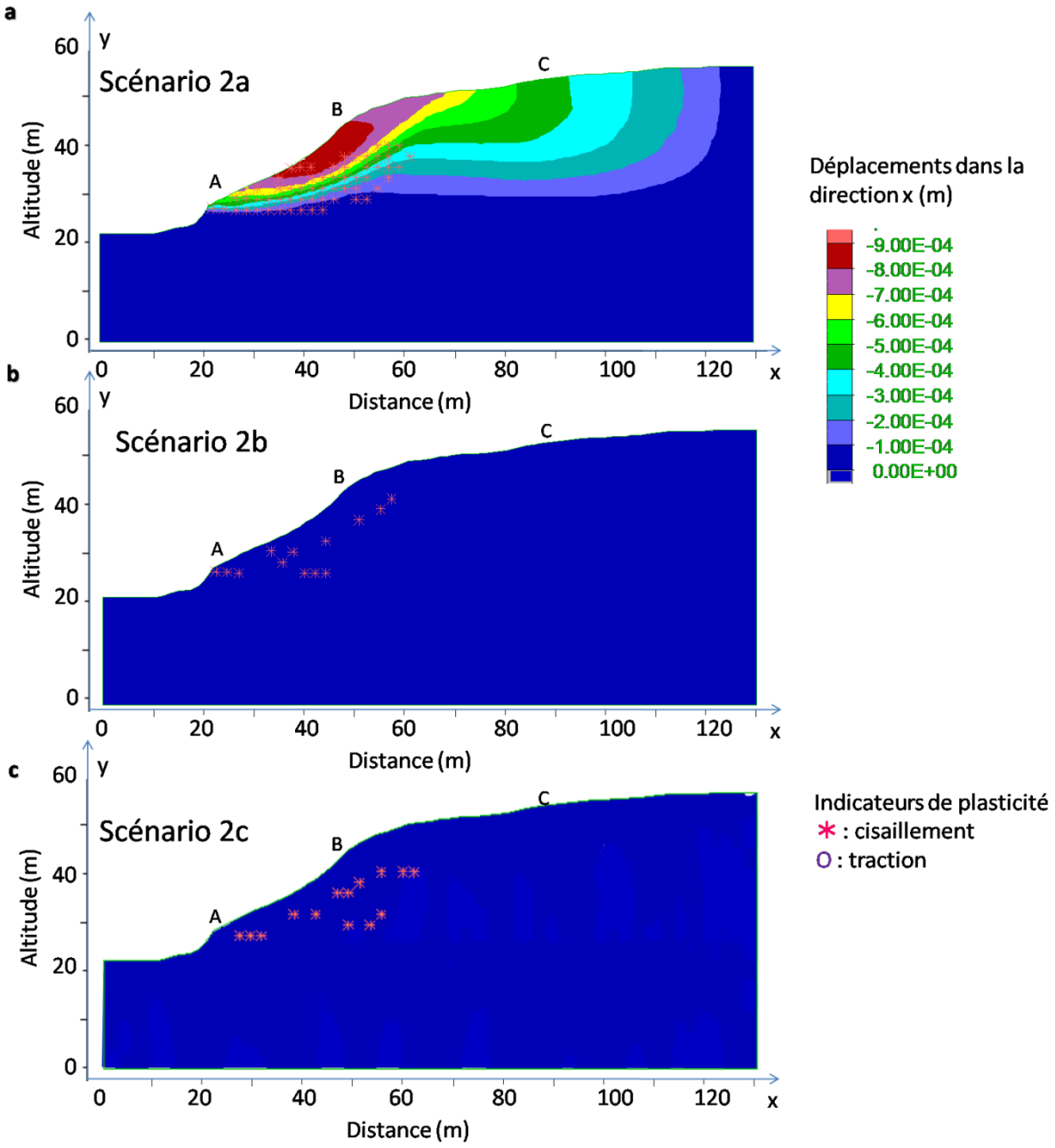


Figure 142 : Résultats de la saturation progressive de l'altérite (pas de nappe à la base de l'altérite) : a. scénario 2a ; b. scénario 2b ; c. scénario 2c

III.5.3.5. Scénario 3

L'excavation du pied de falaise par l'érosion marine est simulée par modification de la topographie. Deux cas sont étudiés (Figure 137) :

- scénario 3a : une excavation qui correspond à un recul de 2 m du pied du versant, soit, sur la coupe, une surface de 4 m², est créée,
- scénario 3b : une excavation qui correspond à un recul de 4 m du pied du versant, soit une surface 12 m², est créée.

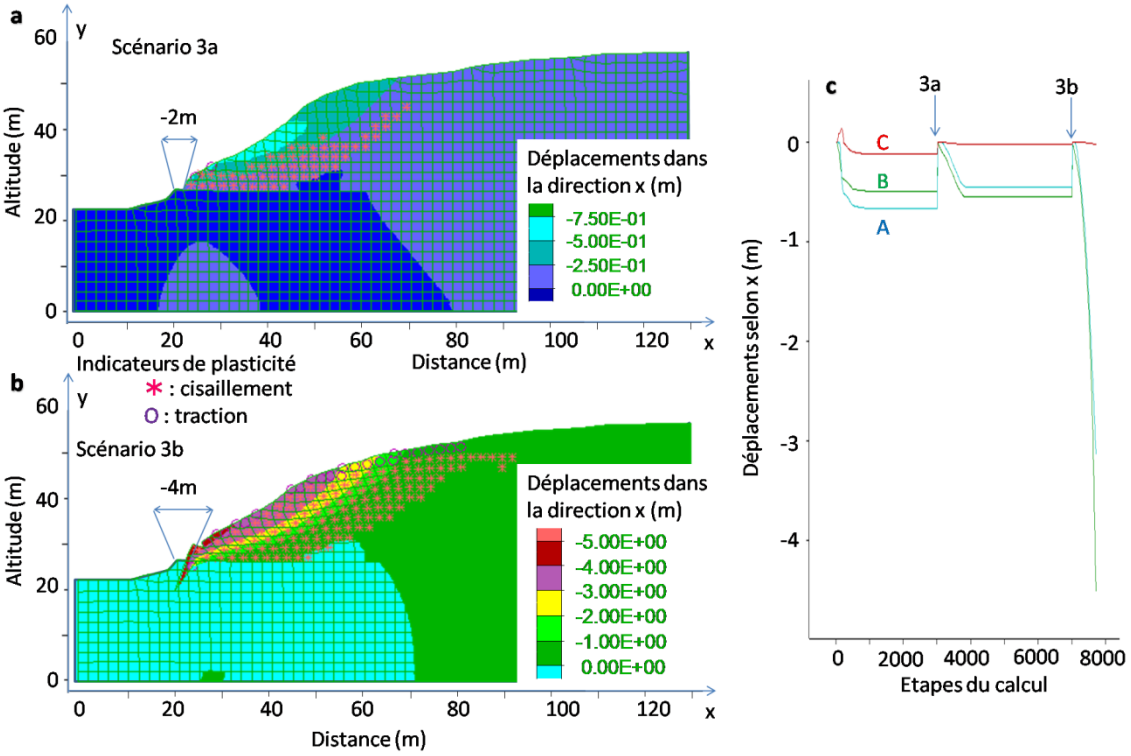


Figure 143 : Géométrie du versant après simulation d'une excavation en pied du versant

L'excavation du pied de la falaise de 2 m est à l'origine du développement d'une bande de cisaillement du pied au milieu de versant ; en outre, les déplacements sont faibles et le versant est stable (Figure 143a et c). Un tel affouillement ne semble pas suffisant au déclenchement de la rupture.

Au contraire, suite à l'excavation créée dans le scénario 3b (recul de 4 m), la bande de cisaillement se développe jusqu'au sommet du relief ; des indicateurs de régions en traction sont, en outre, localisés à proximité de la surface (Figure 143b). Des déplacements importants apparaissent (supérieurs à 4 m ; Figure 143c) ; le calcul est arrêté par le chevauchement des nœuds du maillage en pied du relief suite à ces déplacements importants (Figure 143b).

L'affouillement du pied du relief se révèle déstabilisateur uniquement lorsqu'il est la conséquence d'un important retrait de matériau. L'érosion d'une surface équivalente à celle présentée dans le scénario 3b au cours d'un seul évènement océanique ou climatique à l'origine de fortes houles semble peu probable. Cependant, la sape de la base des altérites reste un phénomène aggravant, qui pourrait s'avérer déclenchant dans le cas d'un cumul important du volume érodé. C'est pourquoi, il ne doit pas être négligé.

III.5.3.6. Etude de la stabilité du profil de versant après glissement

La stabilité du versant avec le profil post-glissement, levé en juillet 2004, est estimé par le calcul du facteur de sécurité à partir du module FLAC Slope. Sans même avoir besoin d'intégrer une saturation de l'altérite, on observe le développement d'une bande de cisaillement en arrière de l'escarpement principal (Figure 144). La zone est instable, avec un

facteur de sécurité égal à 0,90. Ce modèle reproduit ce qui a été observé quelques années après le glissement principal *(cf.* § III.5.1.3) : la niche d'arrachement est une zone instable.

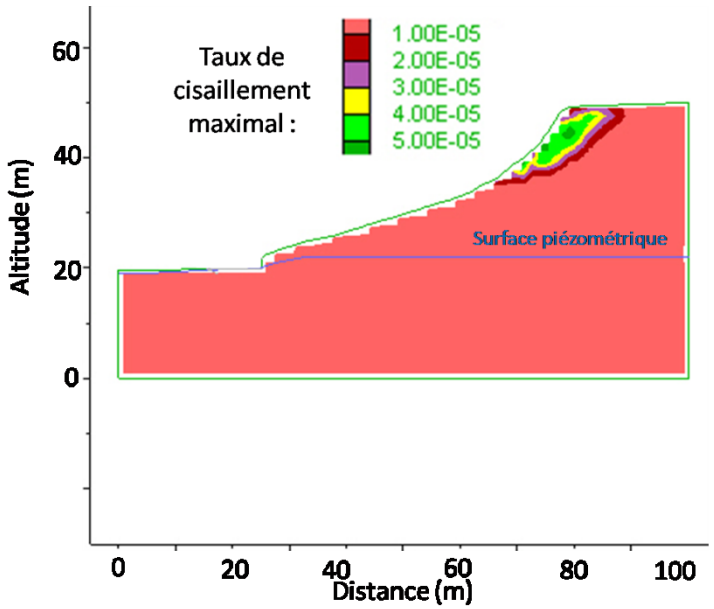


Figure 144 : Modèle de relief côtier avec la topographie post-glissement ; l'escarpement est instable (F = 0,90)

III.5.4. Conclusion

Si un problème a une solution,
alors il est inutile de s'en inquiéter;
s'il n'en a pas,
s'inquiéter n'y changera rien
Proverbe tibétain

Les instabilités de terrain sont les résultats de l'action conjuguée de différents facteurs qui prédisposent et préparent une zone à la rupture, mais un seul phénomène la provoque, c'est le facteur déclenchant. Le glissement de terrain du site pilote d'Harotzen Costa à Guéthary et ceux, datés et localisés à proximité se sont produits au cours ou peu de temps après un évènement pluvieux important. Or, les résultats des suivis hydrogéologiques ont montré que de fortes précipitations ont des répercussions rapides sur l'altitude de la surface piézométrique de la ou des nappes semi-captives contenues dans l'horizon karstifié ainsi que sur le taux d'humidité dans l'altérite (*cf.* § III.4.8 p.192). Ainsi, les précipitations apparaissent, dans les cas décrits sur Harotzen Costa, comme le facteur déclenchant la rupture par l'augmentation, d'une part, de la teneur en eau dans l'altérite et, d'autre part, du niveau de la nappe contenue dans l'horizon karstifié, semi-captive sous l'altérite, qui sont à l'origine de contraintes supplémentaires dans le massif. Bien que l'hétérogénéité lithologique et des propriétés mécaniques de l'altérite du Flysch à silex de Guéthary n'ait pas été considérée, les simulations numériques ont permis d'obtenir des résultats concordants avec les processus déduits de l'étude descriptive du glissement du site pilote d'Harotzen Costa. En effet, dans les conditions hydromécaniques définies sur le relief côtier du site pilote, une augmentation de l'altitude de la surface piézométrique de 4 m à la base de l'altérite, voire moindre dans le cas de la saturation de l'altérite dans la partie supérieure du versant, suffit à provoquer la rupture. En outre, de telles altitudes du niveau piézométrique ont été mesurées dans le piézomètre installé sur le site pilote, aux printemps 2007 et 2008, périodes au cours desquelles des précipitations intenses ont été enregistrées (*cf.* § III.4.6.2.3 p.179).

L'érosion du pied de falaise par les agents marins n'apparait pas être impliqué dans le glissement du site pilote, de même que dans de nombreux autres glissements dont le pied de la surface de rupture est situé hors d'atteinte de la houle. En outre, les modélisations numériques ont montré que, dans le cas d'un profil topographique similaire à celui du versant du site pilote, l'affouillement du pied de falaise s'avère déstabilisant seulement lorsqu'il concerne un volume important. L'action de l'érosion marine apparait ainsi principalement comme un facteur aggravant ; le déclenchement d'instabilités par l'action d'un tel processus ne peut être le résultat que d'un évènement particulièrement intense.

La déformation de l'altérite engendrée par sa saturation (à sa base et/ou dans le massif) est à l'origine du développement d'une zone en traction en sommet de versant, qui se traduit probablement par l'apparition de joints de tension tels que la géométrie de la surface de rupture du glissement étudié le laisse présumer (*cf.* § III.5.1.2 p.196). Le développement de telles discontinuités en sommet de versant peut représenter un facteur aggravant supplémentaire, car il permet l'accumulation et l'infiltration de l'eau de pluie dans le massif. Cependant, dans certains cas, au contraire, l'ouverture de ces joints peut permettre le drainage de l'altérite et ainsi favoriser la stabilité. L'observation de zones en tension (discontinuités, gradins d'arrachement dans la pente, etc…) est cependant à noter comme un indice de mouvement du versant concerné ; ce dernier doit donc être considéré comme très probablement instable.

Le profil du versant après la rupture présente une zone qui s'avère rapidement instable. Il s'agit de l'escarpement sous la couronne, qui résulte probablement de la mise en tension du matériau avant et/ou pendant la rupture (joint de tension). Le calcul du facteur de sécurité révèle sont état de stabilité précaire, ce qui s'est vérifié environ trois ans après le glissement majeur. Ce type d'instabilité secondaire est à l'origine d'une évolution régressive de la zone mobilisée. En outre, le pied de la surface de glissement demeure le pied du versant. Un tel glissement ne va donc pas engendrer un recul du trait de côte, mais c'est la morphologie du relief qui change et notamment le haut de falaise qui recule. Cependant, le profil final du versant, après érosion de la masse glissée (*cf.* § III.5.1.3 p.200) et rajustement des escarpements trop pentus, est, i*n fine*, sensiblement parallèle à celui qui existait initialement. Une zone qui a subi une telle évolution, glissement de terrain suivi de l'érosion de la masse glissée, est donc potentiellement re-mobilisable : les conditions géométriques restent en effet sensiblement semblables, seules les conditions hydrogéologiques ont pu changer à la faveur de réorganisations des écoulements.

Chap. III.6. Outil de détermination ponctuelle de l'aléa lié aux altérites

La réalité est comme un visage
qui se reflète sur la lame d'un couteau ;
ses caractéristiques dépendent de l'angle
sous lequel nous l'envisageons
Maitre Hsing Yun

III.6.1. Principe

L'urbanisation est concentrée dans les baies et sur le littoral des communes de Bidart et de Guéthary. De nombreuses habitations sont construites au sommet des reliefs côtiers. De par leur forte urbanisation, ces zones, qui sont également les zones à fort aléa glissement de terrain dans les altérites, sont vulnérables. Il en résulte, à l'échelle régionale, un risque majeur lié aux instabilités des versants d'altérites.

Cependant, en fonction des variations géologiques, morphologiques, hydrogéologiques et des activités anthropiques, le risque ne sera pas systématiquement équivalent en tout point du littoral, ni à tout moment : en effet, l'aléa est susceptible d'évoluer avec la géomorphologie de chaque site. Chaque versant est, en effet, un cas particulier, et, il est nécessaire de l'étudier et de le comprendre avant de prendre des décisions d'aménagement ou de protection. C'est pourquoi, nous proposons un outil dont le but est l'estimation locale de l'aléa.

Les enjeux majeurs des zones littorales se situent pour la plupart au sommet des reliefs littoraux. C'est pourquoi, la gestion du risque dans ce type d'environnement doit être focalisée sur le recul du sommet des falaises (Moore and Griggs, 2002). Ce dernier est, dans le cas des reliefs formés par les marno-calcaires à faciès flysch ou leur altérite, la conséquence de nombreuses instabilités de terrain de type circulaire. Les glissements circulaires sont, à ce titre, l'objet majeur de l'aléa mouvement de terrain sur ce site d'étude.

Nous proposons, dans ce chapitre, un outil dont l'objectif est l'estimation de l'aléa mouvement de terrain, en effectuant peu ou pas d'investigations et d'analyses couteuses, de façon à mettre à jour régulièrement cette cartographie en fonction de l'évolution de

l'environnement. Il est basé sur une connaissance historique du site, des observations naturaliste, morphologique, géologique et hydrogéologique.

Cet outil permettra d'estimer l'aléa à partir de la présence ou l'absence des différents facteurs de prédisposition, préparant, aggravant ou déclenchant et du volume potentiellement mobilisable. Il est composé des éléments principaux préconisés dans les méthodologies classiques de réalisation de la cartographie de l'aléa (Garry *et al.*, 1997, Besson, 2005) : recensement de l'information et interprétation des indices visibles par photo-interprétation et sur le terrain. Pour ce faire deux éléments principaux ont été créés, une base de données des évènements déjà produits, et un guide d'observation sur le terrain. Afin de saisir les informations et de les traiter de façon synthétique, une fiche est proposée ; basée sur un code de couleur, elle permettra d'estimer l'aléa.

L'aléa est classiquement estimé sans prendre en compte d'éventuels dispositifs de protection (Garry *et al.*, 1997). Cependant, nous proposons ici de les considérer en ajoutant un indice à l'aléa, fonction de la qualité et de la pertinence de l'ouvrage de protection.

III.6.2. Base de données « mouvements de terrain »

Les méthodologies généralement utilisées pour l'estimation de l'aléa (Garry *et al.*, 1997, Besson, 2005) préconisent l'une comme l'autre une première phase de recensement des instabilités actuelles et anciennes. En effet, une zone qui a été instable, l'est potentiellement de nouveau.

Connaitre l'historique d'un site nécessite un travail préalable d'archivage de l'information. Ainsi, afin de faciliter le recensement de l'information lors de l'estimation de l'aléa, une base donnée a été créée ; elle permet de regrouper les informations relatives aux instabilités littorales. Cette base, dont la conception est présentée dans l'Annexe 10 est un recueil de données géoréférencées sur les mouvements de terrain anciens ou récents, et, créée sous Access 2003 (Microsoft Office) ; elle est compatible avec n'importe quel logiciel SIG. Elle doit bien entendu être mise à jour à chaque nouvel évènement. Ceci est facilité par la mise en place d'une interface utilisable par n'importe quel acteur de l'Observatoire de la Côte Aquitaine.

La consultation de cette base de données est un indice précieux de l'activité de la zone étudiée. Ainsi, si plusieurs glissements de terrain ou un seul, mais qui est fréquemment réactivé (plusieurs fois par siècle) sont recensés, alors la zone présente potentiellement un aléa fort, à confirmer par la visite de terrain.

III.6.3. Observations du terrain

III.6.3.1. Observation sur documents cartographiques

L'étude d'un site particulier doit se faire à toutes les échelles ; avant de s'intéresser à l'échelle locale, il est indispensable de le replacer dans son contexte régional (*cf.* Chap. I.2 p.9).

La visite de terrain doit ainsi être précédée de la consultation de la carte géologique, sur laquelle les altérites sont cartographiées (carte en Annexe 6, puis, à partir de 2010, Carte géologique de Bayonne 1/50 000 ; Karnay, en cours). Le contexte géologique déterminé à l'échelle de la carte géologique, il sera nécessaire de vérifier les informations sur le terrain. De plus, les cartes du mur ou de l'épaisseur de l'altérite et piézométrique, fournies dans ce document (*cf. § 0 p.71)*, peuvent donner une première indication sur la géométrie de ce matériau et de la nappe sur le site d'étude.

L'étude des photographies aériennes est également un préalable indispensable pour détecter tout indice de mouvement de terrain : fluage à l'origine d'une topographie légèrement déformée ou mamelonnée, ou glissement important avec des escarpements et des déformations importantes de la topographie.

III.6.3.2. Géologie

L'opérateur qui cartographie l'aléa, qu'il soit géologue ou géotechnicien, doit, sur le terrain, être capable d'identifier l'altérite et les morphologies associées (*cf.* Chap. II.3 p.47). Ainsi, nous proposons une description rapide de chacune des formes importantes à reconnaitre :

- la roche-mère est une association de roches sédimentaires dures (calcaires) et tendres (marnes). Elle est litée et présente potentiellement une structure plissée et fracturée,
- l'altérite est une argile silteuse au sein de laquelle apparaissent des fragments siliceux noirs ou blancs anguleux ; en place, elle présente un litage millimétrique à centimétrique d'argiles, de silts et de bancs de fragments siliceux anguleux, ce qui lui donne un aspect feuilleté. Elle peut également être déformée (plis). L'altérite est au-dessus de la roche-mère, ces deux formations sont séparées par un volume dénommé l'horizon karstifié,
- l'horizon karstifié constitue le sommet des marno-calcaires, c'est une zone de transition avec l'altérite. Il peut être épais de plusieurs mètres, et est caractérisé par la présence de discontinuités oxydées et de conduits creusés dans les calcaires de la roche-mère, de diamètre inférieur au mètre. Ces conduits sont vides ou remplis d'altérite. Dans certains cas, de l'eau peut y circuler.

Une fois ces éléments identifiés, il faut, sur le terrain, estimer l'épaisseur maximale d'altérite. La surface de rupture du glissement le plus important pouvant potentiellement se produire sur le site d'étude passe par la base de l'altérite ; ainsi l'épaisseur de l'altérite permet une estimation des volumes engagés et donc de l'intensité du phénomène. Les structures majeures, si elles existent (failles, discontinuités majeures), doivent être également relevées : elles peuvent potentiellement limiter l'extension latérale des instabilités (*cf. § III.5.1.2 p.196)*.

III.6.3.3. Morphologie

Deux caractéristiques de la morphologie du versant sont retenues : l'angle de la pente et la hauteur totale de la falaise.

Un versant à forte pente est potentiellement plus favorable à un glissement qu'un versant à plus faible pente. A titre indicatif, l'angle de frottement minimal des altérites étant proche de 20° (*cf. § III.3.3.2 p.144)*, on identifiera les versants sans indice de mouvements,

mais avec une pente supérieure à cette valeur, comme une zone à aléa moyen, et, en deçà, et jusqu'à 5°, comme une zone à aléa faible. Cependant, une adaptation est effectuée d'une part, pour les zones à très faible épaisseur d'altérite (inférieure à 5 m), pour lesquelles on considèrera le risque comme faible jusqu'à une pente de 25° et, d'autre part, pour les très fortes épaisseurs d'altérite (>25 m), pour lesquelles l'aléa est moyen pour les pentes supérieures à 15°. Cette prise en compte de l'épaisseur d'altérite se justifie par l'intensité du glissement potentiel : dans une faible épaisseur d'altérite, le volume mobilisé est peu important, l'aléa est plus faible que pour un versant composé par une forte épaisseur d'altérite au sein duquel peut se développer un mouvement de grande ampleur relativement à la taille des instabilités recensées sur la côte.

A ceci s'ajoutent les indices de mouvements potentiellement décelables sur le terrain : gradins d'arrachement, joint de tension, déformations, dégâts sur le bâti, etc… Des indices de fluage du versant seront interprétés en aléa moyen ; des indices de mouvements plus importants, en aléa fort.

III.6.3.4. Les conditions hydrogéologiques initiales

L'eau souterraine est un élément important de la détermination de l'aléa. Cependant, il n'est pas toujours évident de détecter sa présence (*cf.* Chap. III.4 p.147). Une base de données disponible auprès de l'Observatoire de la Côte Aquitaine recense les puits et piézomètres connus à ce jour sur le site ; sa consultation permettra de déterminer l'existence d'un ouvrage à proximité du site d'étude et, le cas échéant, de connaître le niveau d'eau voire les battements de nappes. Lors des investigations de terrains, la présence de sources naturelles provenant de l'horizon karstifié à la base d'une pente formée par les altérites supérieure à 10° placera le site en aléa moyen.

De plus, une venue d'eau, naturelle ou non, en haut de relief formé par les altérites est un facteur aggravant. Sa présence, sur une pente supérieure à 10°, placera le site en aléa fort.

III.6.3.5. Autres

Localement, selon les cas, d'autres éléments seront à considérer, comme l'excavation en pied de relief, la surcharge en sommet, la végétalisation du site, les actions anthropiques diverses, dont l'irrigation en amont de la zone potentiellement instable, etc…

En particulier la probabilité d'une sape du pied du massif d'altérite par érosion marine ou action anthropique est à étudier en détail : plus la base de l'altérite sera proche du niveau marin, plus celle-ci est probable. Sur une altérite nue, l'effet de sape sera plus rapide et plus important que sur un massif protégé par de la végétation.

III.6.4. Fiche synthétique

La fiche synthétique par site récapitule les éléments vus précédemment. A partir de chaque observation, une case est à cocher, la couleur de la case renseigne sur le niveau d'aléa engendré par le phénomène considéré : rouge pour fort (G3), jaune pour moyen (G2)

et bleu pour faible (G1), avec G pour indiquer « Glissement de terrain », et le chiffre indique le niveau d'aléa.

L'aléa le plus fort répertorié sur cette fiche est l'aléa du site : même si une seule case rouge a été cochée, l'aléa est fort. Le tableau « Estimation du niveau d'aléa glissement de terrain dans les altérites » formalise ce principe.

Les ouvrages sont pris en compte de la manière suivante :

- un ouvrage entretenu, selon son efficacité face à l'aléa, fait diminuer ce dernier de zéro à deux points,
- un ouvrage non entretenu ne fera pas diminuer l'aléa.

Ainsi, une zone en aléa glissement de terrain fort, qui aura été aménagé par un système de drainage et un reprofilage régulièrement entretenu, sera, par exemple, noté $G3_1$, avec $_1$ utilisé pour désigner le niveau d'aléa après confortement. Cependant, cette amélioration du niveau d'aléa est limitée : on ne peut passer d'un aléa faible ou plus à un aléa nul. C'est pourquoi, une zone en aléa fort (G3) ou moyen (G2) protégée avec un ouvrage entretenu et adapté ne sera, au mieux, qu'une zone, après aménagement, en aléa faible ($G2_1$ ou $G3_1$). Les zones en aléa faible (G1) n'évolueront pas. Le tableau « Efficacité de l'ouvrage de protection » permet de déterminer la valeur de cet indice.

ESTIMATION DE L'ALEA SUR UN RELIEF LITTORAL FORME DANS L'ALTERITE

IDENTIFIANT				
Identifiant du site				
Commune				
Lieu-dit				
Coordonnées (WGS84)	N		E	
Auteur de la fiche				
Date de la fiche				

ETUDE HISTORIQUE

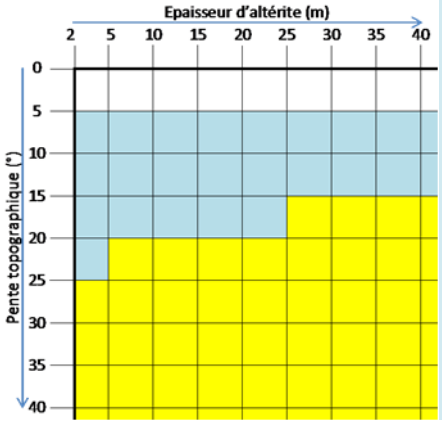
Glissements préexistants	☐Aucun	☐1 – inactif non reproductible, faible volume	☐1 – actif	☐ >1

ETUDE PHOTOGRAPHIQUE ET DE TERRAIN

Indices de mouvements	☐Aucun	☐indices de fluage	☐indices de mouvements importants

ETUDE DE TERRAIN

Morphologie



Si pente > 10° : Hydrogéologie :

Sources provenant de l'horizon karstifié ou des altérites	☐non	☐oui
Venue d'eau importante en haut de relief (ruissellement, rejets anthropiques)	☐non	☐oui

Si pente > 10 et base de l'altérite proche du niveau de la mer

Probabilité et conséquence de l'excavation en pied de pente par érosion marine :	☐nul ☐moyen	☐faible ☐fort

Autres éléments à considérer :

Excavation en pied de pente	Végétation	Action anthropique
Surcharge en sommet	Irrigation en amont	
COMMENTAIRES		

NIVEAU D'ALEA

G☐☐

Estimation du niveau d'aléa glissement de terrain dans les altérites

	Critère couleur				Critères détaillés
FORT G3	☒ > 1	☒ *indif*	☒ *indif*	☒ *indif*	Zone de glissements actifs actuellement (nombreux indices de mouvements, dégâts matériels) ou à proximité immédiate. Zone de propagation potentielle de glissements amont Zone de glissements anciens importants ou récurrents
MOYEN G2	☒ =0	☒ >1	☒ *indif*	☒ *indif*	Morphologie de versant favorable aux instabilités (pente supérieure à 20°) mais pas d'indices de mouvements Indices de fluage Ecoulement d'eau en sommet ou en milieu de falaise
FAIBLE G1	☒ =0	☒ =0	☒ >1	☒ *indif*	Pente faible à moyenne (pente entre 5° et 20°) avec présence de nappes souterraines

Efficacité de l'ouvrage de protection

	Pas d'entretien	Entrenu régulièrement	Amélioration possible de l'aléa	
			G3	G2
Pas d'ouvrage	-	-	-	-
Enrochements seuls	0	0	aucune	aucune
Reprofilage et drainage	0	2	$G3_1$	$G2_1$
Reprofilage et drainage et enrochements	0	2	$G3_1$	$G2_1$
Mur de soutènement (avec drains dans le mur)	0	1	$G3_2$	$G3_1$

Chap. III.7. Les instabilités dans les altérites : synthèse

Sur la Côte Basque, 63% des instabilités recensées se sont produites dans le complexe géologique formé par les marno-calcaires à faciès flysch et leurs altérites. L'altération des marno-calcaires est en effet à l'origine d'une dégradation des propriétés géomécaniques de la roche. La dissolution des carbonates a laissé en place un matériau argilo-silteux, composé d'argiles gonflantes, l'altérite, moins cohésif et moins résistant que la roche-mère. De plus, la structure des massifs altérés facilite les circulations hydrogéologiques. En effet, d'une part, l'hétérogénéité lithologique de l'altérite, composée par une alternance de niveaux silteux, argileux et de bancs de chailles fracturés, permet des circulations d'eau. Ces dernières sont cependant complexes, chenalisées par les niveaux perméables, avec des zones de stockages pouvant localement se traduire par des nappes perchées. D'autre part, la formation de conduits dans les marno-calcaires de l'horizon karstifié, remplis à l'origine d'altérite, puis récemment vidangés, a permis la formation d'un aquifère de type karstique. La combinaison des faibles propriétés hydrogéomécaniques et des circulations d'eau souterraine est propice à l'instabilité des reliefs formés dans les altérites et dans l'horizon karstifié. En créant des contraintes déstabilisatrices dans le massif rocheux aux propriétés dégradées, les circulations hydrogéologiques représentent le principal facteur déclenchant les mouvements de terrain. La présence de l'océan en pied de relief représente un facteur aggravant voire déclenchant dans certaines circonstances. D'une part, il influence potentiellement le niveau de la nappe contenue dans l'horizon karstifié, et, d'autre part, la sape du pied du relief formé par les altérites supprime une butée stabilisatrice.

Ces analyses et observations ont permis l'élaboration d'un outil d'estimation de l'aléa dans l'altérite. Basé sur la présence des facteurs de prédisposition et déclenchants, cet outil permettra de faire évoluer la cartographie de l'aléa en fonction des nouvelles connaissances hydrogéomécaniques.

Les instabilités littorales ont pour principale conséquence, à court terme, une modification du profil du relief côtier et un recul de la crête. Les masses glissées sont ensuite rapidement érodées par les agents atmosphériques et océaniques. A long terme, l'accumulation des phénomènes d'instabilité suivis de l'érosion de la masse glissée est à l'origine du recul du trait de côte, défini comme le pied des reliefs vifs.

CONCLUSION

Nul n'est besoin de faire de la terre
un paradis : elle en est un.
A nous de nous adapter pour l'habiter.

Henry Miller

Le littoral labourdin est formé par plus de trente kilomètres de côte rocheuse. Les paysages, dont le charme a conduit à un fort attrait touristique et une urbanisation toujours croissante, ont été modelés par l'histoire géologique de cette zone charnière entre les Pyrénées, le Bassin Aquitain et l'Océan Atlantique. De même que la nature lithologique des roches a influencé la structuration régionale lors de l'orogenèse pyrénéenne, elle a influé sur les processus d'altération et guide aujourd'hui l'érosion littorale notamment par le biais de mouvements de terrain dans les roches altérées.

Les travaux présentés dans ce manuscrit sont focalisés sur les altérites des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur qui affleurent sur deux tiers du littoral. Ces produits d'altération, non cartographiés et étudiés seulement depuis peu, apparaissent comme ayant une extension régionale avec une épaisseur pluri-décamétrique.

Les cartographies de terrain et numérique, ainsi que les analyses pétrographiques présentées dans le second chapitre de ce manuscrit, ont permis de caractériser ces altérites, avec un niveau de détail important pour celle du Flysch à silex de Guéthary qui est majoritaire sur le littoral. Il apparait ainsi que les altérites sont des argiles silteuses, hétérogènes, au sein desquelles sont intercalés des bancs fracturés de chailles souvent cacholonnées. Elles ont conservé la structure de la roche-mère (stratification et structures issues de l'orogénèse pyrénéenne), bien qu'elles se soient tassées de plus de 50% par rapport à leur volume initial. La comparaison de l'altérite du Flysch à silex de Guéthary avec la nature lithologique de sa roche-mère a permis de démontrer que l'altération est un processus relativement peu évolué, qui a uniquement consisté en une oxydation et une dissolution des carbonates de la roche-mère, laissant en place les minéraux les moins solubles et les moins altérables. Ainsi, parce que le faciès des marno-calcaires a évolué au cours du Crétacé supérieur, les altérites associées à ces roches ne sont pas strictement identiques, ce qui n'est pas sans conséquences sur leurs propriétés hydrogéologiques et mécaniques comme cela est montré dans la troisième partie du manuscrit : en effet, ces variations laissent supposer une fluctuation spatiale des propriétés mécaniques et hydrogéologiques des altérites à l'échelle des hétérogénéités géologiques (millimétrique et

centimétrique, pour la variabilité lithologique, et métrique et décamétrique, pour les variations structurales), qui sont confirmées par les études géotechniques présentées dans le troisième chapitre.

A la base des altérites, la présence d'un horizon particulier, dénommé « horizon karstifié » de par les morphologies typiques qu'il présente, a été mis en évidence. Constitué de conduits de type karstique de diamètre inférieur au mètre et remplis d'altérite en place, il correspondrait aux « racines » des altérites dans les marno-calcaires. La découverte de cet horizon est à l'origine d'un questionnement sur son importance et sur les conséquences de sa présence sur la problématique finale : les instabilités de terrain.

L'étude géologique présentée dans le second chapitre du manuscrit a permis l'ébauche d'un modèle conceptuel retraçant l'évolution spatiale et temporelle des altérites dans le Pays-Basque. Ce modèle, bien que basé sur certaines hypothèses, permet à la fois d'expliquer l'évolution lithologique des altérites des massifs du Crétacé supérieur, la géométrie spatiale des horizons d'altération et les morphologies associées à l'altération. D'après ce modèle, l'altération, d'âge néogène, serait le résultat d'un processus de fantômisation (effet de « pile ionique » à l'interface entre l'eau d'une nappe acide, contenue dans une formation dite « de couverture », et celle d'une masse d'eau à potentiel hydraulique nul dans les calcaires). Une fois émergé, le matériau se serait tassé sous son propre poids (consolidation, hormis dans les niveaux les plus marneux), mais aurait conservé sa structure originelle (stratification et plis). Ce mode d'altération induit donc la conservation des hétérogénéités spatiales de la roche-mère, et l'apparition de nouvelles (déformation suite au tassement, consolidation différentielle).

Le développement des altérites des marno-calcaires à faciès flysch a été fortement conditionné par le type de faciès des séquences turbiditiques : les faciès les plus proximaux, les plus carbonatés, montrent une plus grande sensibilité à l'altération que les flyschs distaux, plus marneux. Cette différence dans l'altérabilité des marno-calcaires du Crétacé supérieur est, de par leur structuration subparallèle au littoral, à l'origine de la formation des baies par érosion différentielle des reliefs formés par les altérites et ceux formés par les marno-calcaires. Ainsi, il apparait que les formes et objets issus des processus d'altération anciens, conditionnent aujourd'hui l'érosion des reliefs littoraux. En outre, cette dernière est fréquemment le fait d'instabilités dans les altérites dont l'étude fait l'objet de la troisième partie du manuscrit.

Les données géotechniques, indispensables à l'étude des mouvements de terrain, ont été obtenues par une étude statistique des propriétés mécaniques des altérites disponibles dans la Banque de Données du Sous-Sol (BSS). Le traitement de sept-cent-neuf résultats d'essais en laboratoire et *in-situ*, complété par vingt-neuf essais réalisés en laboratoire, a permis de caractériser physiquement (densité, limites d'Atterberg, granulométrie, teneur en eau, porosité, …) et mécaniquement (essais pressiométriques et triaxiaux) les différents types d'altérite des marno-calcaires à faciès flysch du Crétacé supérieur avec, cependant, des différences importantes du nombre de valeurs disponibles pour chacun des paramètres. Héritée de leur roche-mère, l'hétérogénéité multi-échelle des altérites a pour conséquence la dispersion des valeurs des paramètres étudiés, tous mesurés sur des échantillons de taille

inférieure au Volume Elémentaire de Représentatif. Il n'en demeure pas moins que l'ensemble des résultats est caractéristique de matériaux de faible résistance, sensibles aux variations de teneur en eau, en accord avec leur composition lithologique étudiée dans le second chapitre du manuscrit (sables fins, silts et argiles de type smectite et illite). Comme cela avait été pressenti dès l'analyse pétrographique, des fluctuations de ces caractéristiques apparaissent parfois avec la nature de la roche-mère. Dans le cadre des études de stabilité des versants, lorsque de nombreuses valeurs d'un paramètre sont disponibles, nous avons retenus celles qui seront les plus défavorables à la stabilité ; les quartiles sont préférés aux extrema qui peuvent être soit dus à une erreur de mesure soit à des valeurs atypiques.

Le matériau apparaissant comme sensible à l'eau, une étude hydrogéologique s'est révélée nécessaire dans ces formations géologiques par ailleurs réputées imperméables. Les caractéristiques hydrogéologiques des altérites et de l'horizon karstifié ont été estimées par le biais des résultats de l'instrumentation d'un site pilote (Humitub, dispositif de tomographie électrique et pluviomètre) et de la mise en place d'un réseau piézométrique. Deux types de nappes ont été mis en évidence : des nappes perchées au sein des altérites et une ou des nappes localisées dans l'horizon karstifié semi-captives sous les altérites. Les quelques mesures et analyses effectuées ont permis d'obtenir des résultats dont la dispersion importante préfigure la complexité des systèmes aquifères. En effet, d'une part, au sein des altérites, les données de la sonde Humitub ont mis en évidence des circulations d'eau hétérogènes et anisotropes, interprétées comme les conséquences de la structure hétérogène des altérites qui est à l'origine d'une chenalisation des flux hydriques par les niveaux les plus perméables des altérites (bancs de chailles fracturés et niveaux les plus silteux d'échelle centimétrique). D'autre part, au sein de l'horizon karstifié, des circulations d'eau, chenalisées par des conduits évidés caractérisant cet horizon, ont été mises en évidence par le dispositif de tomographie électrique et par le réseau piézométrique. Les augmentations des circulations hydrogéologiques dans ces deux types d'aquifère apparaissent fortement corrélées aux précipitations dans un délai très court. Ces premiers résultats nécessitent cependant d'être complétés par des suivis au cours de période plus longues et la mise en place d'un réseau d'ouvrages plus dense et plus homogène, de façon à être en mesure, *in fine*, de quantifier les apports d'eau aux reliefs côtiers.

L'étude des processus de rupture par la rétro-analyse d'un glissement considéré comme représentatif, est l'objet de la dernière partie du troisième chapitre de ce manuscrit. Il apparait que les glissements de terrain sont les résultats de l'action des circulations hydrogéologiques qui s'effectuent à la faveur de l'horizon karstifié (nappe(s) semi-captive(s)) et des niveaux les plus perméables de l'altérite (nappe(s) perchée(s)) dans un matériau caractérisé par des propriétés mécaniques qui sont, bien qu'extrêmement fluctuantes à l'image des variations lithologiques et structurales des altérites, globalement faibles. Le facteur déclenchant le plus fréquemment la rupture au sein des altérites est ainsi l'augmentation des pressions interstitielles suite aux précipitations comme cela a pu être démontré par modélisation numérique (FLAC, ©Itasca). L'érosion du pied du massif d'altérite par l'action des houles, considérées jusqu'alors comme phénomène prépondérant, ce qui est à l'origine des enrochements systématiques du pied des reliefs côtiers, apparait à la suite de ces analyses comme un processus secondaire, qui aggrave plus qu'il ne déclenche les instabilités, en empêchant l'installation d'un profil d'équilibre.

A partir de ces nouvelles connaissances des caractéristiques hydro-géo-mécaniques des massifs d'altérite et de leur roche-mère, issues de la compréhension de phénomènes antérieurs, une meilleure estimation de l'aléa mouvement de terrain dans ces formations est dorénavant possible, notamment par le biais d'un outil qui utilise et résume les travaux présentés ici. En outre, aux vues de cette nouvelle conception des processus de rupture, des parades pourront être adaptées et mieux dimensionnées dans l'objectif d'une protection durable et efficace.

En dernier lieu, nous proposons plusieurs perspectives à ces travaux.

Tout d'abord, et comme cela a déjà été précisé au cours du troisième chapitre, des études hydrogéologiques complémentaires nous apparaissent nécessaires. En effet, une meilleure connaissance du fonctionnement des aquifères mis en évidence ici nécessite, d'une part, un suivi pluriannuelle et, d'autre part, la mise en place d'un réseau de piézomètres plus étendu.

Par ailleurs, l'étude des glissements de terrain, et notamment par le biais de modélisation numérique, pourrait être enrichie par la prise en compte de l'hétérogénéité des altérites.

Enfin, nous proposons également une étude géologique des altérites à une échelle régionale : outre les connaissances fondamentales que celle-ci apporterait, elle permettrait de généraliser l'étude de l'aléa mouvements de terrain dans les altérites au domaine continental (non seulement l'aléa lié aux glissements de terrain, mais aussi celui résultant des phénomènes de retrait et de gonflement des argiles).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

ADAC, 1988, Biarritz, au vent du large et de l'Histoire, Association d'Action Culturelle de Biarritz, éd. Maury, 333 p.

AFES, 1995, Référentiel Pédologique 1995, D. Baize et M.C. Girard coord. INRA Éditions, Paris. 332 p.

Agalède H., 1953, Sur l'existence d'une faille de direction W-E sur la rive gauche de l'Adour, entre la Chambre d'Amour et Bayonne (Basses-Pyrénées), C. R. Acad. Sc. Paris, t. 236, p. 1688-1690

Alexandre A., Mallet C., Dubreuilh J., 2003, Etude de l'érosion de la Côte Basque, Synthèse bibliographique, Rapport BRGM-RP-52370-FR, 125 p.

Alvinerie, J., Antunes M. T., Cahuzac B., Lauriat-Rage A., Montenat C. et Pujol C., 1992, Synthetic data on the paleogeographic history of Northeastern Atlantic and Betic-Rifian basin, during the Neogene (from Brittany, France, to Morocco). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paléoécologie, Vol. 95, n°3-4, p.263-286

Antoine P., 1992, Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur, aspects géologiques, Bull. of the Int. As. for Eng. Geol., Vol.45, p.9-24

Antoine P. et Giraud A., 1993, Aide à la reconnaissance des principaux types de mouvements de terrain connus dans les Alpes du Nord, Commission des communautés Européennes, Programme EPOCH, Partie n°3, Vol n°2.

Atterberg A., 1911, Die Plastizität der Tone, International Mitteilungen fuer Bodenkunde, vol.1, p.10-43

Aubie S. en collaboration avec M. Peter-Borie et A. Genna, 2007, Atlas cartographique des phénomènes naturels et des caractéristiques géologiques du littoral de la Côte Basque. Rapport BRGM/RP-55262-FR, 30 ill., 3 ann., 16 p.

Aubié S., Capdeville J.-P. et Genna A. avec la collaboration de Dubreuilh J. et Mallet C., 2005a, Recueil pédagogique. La Côte Basque : évolution géologique du littoral. CD et livret de synthèse, 31 p.

Aubié S., Genna A., Petitjean J. avec la collaboration de Mallet C. et Capdeville J.-P., 2005b, Evolution historique du littoral basque français. Rapport BRGM/RP-53454-FR, 59 p.

Augris C., Mazé J.P., Satra C., Cirac P., Bourillet J.-F., Normand A., en collaboration avec Carré D., Constantin V., Legrée B., Prouzet P., Clabaut P., 1999, Le domaine côtier du Pays-Basque (Pyrénées-Atlantiques). Carte morphobathymétrique et carte des formations superficielles, IFREMER, Plouzané, 32 p.

AUTANT, 2008a, Bulletin climatique mensuel Sud-Ouest, MétéoFrance, n°174, mars 2008, 12 p.

AUTANT, 2008b, Bulletin climatique mensuel Sud-Ouest, MétéoFrance, n°175, avril 2008, 12 p.

AUTANT, 2008c, Bulletin climatique mensuel Sud-Ouest, MétéoFrance, n°176, mai 2008, 12 p.

AUTANT, 2008d, Bulletin climatique mensuel Sud-Ouest, MétéoFrance, n°177, juin 2008, 12 p.

Avenard J.-M., 1990, Sensibilité aux mouvements en masse (solifluxion), cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XXV, n°1-2, p.119-129

Azimi C. et Desvarreux P., 1996, Quelques aspects de la prévision des mouvements de terrain, Revue Française de Géotechnique n°76, 3ème trimestre, p. 63-74

B

Bakalowicz M., 1977, Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle, C. R. de l'Acad. des Sciences, Paris, D284, p.246-2466

Barker R. and Moore J., 1998, The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies, The Leading Edge 17 (1998), p. 1454–1458

Beaufils M., 2004, La terrible tempête de décembre 1951, Atalaya n°7, décembre, pp.20-23

Besson L ., 2005, Les risques naturels : de la connaissance pratique à la gestion administrative, Editions Techni.Cités, 594 p.

Bellec V., 2003, Evolution morphostructurale et morphosédimentaire de la plate-forme aquitaine depuis le Néogène, Thèse de l'Université Bordeaux I, 294 p.

Bluth G.J.S et Kump L.R., 1994, Lithologic and Climatic controls of rivers chemistry. Geochimica et Cosmologica Acta, Vol. 58, n°10, p.2341-2359

Bichot F. et Leroi E., 1996, Inventaire départemental des phénomènes naturels majeurs et des principaux enjeux. Département des Pyrénées-Atlantiques. Cartographie de l'aléa pour le bassin de risques : la vallée d'Ossau, BRGM R 39064, 19 p.

Biteau J.-J. et Canérot J., 2007, La Chaîne Pyrénéenne et ses Avant-Pays d'Aquitaine et de l'Ebre : caractéristiques structurales, évolution géodynamique et tectono-sédimentaire, Géologues n°155, décembre 2007, p.16-28.

Bobachev A., Cousin I., Nicoullaud B., Courtemanche P., Robain H., 2005, Suivi des transferts préférentiels dans un sol lors d'un épisode d'infiltration. Essais de faisabilité avec un résistivimètre rapide, 5ème Colloque Geofcan, 20 et 21 Septembre 2005, Orléans, 4p.

Borie M., 2004, Analyse des glissements rocheux des Viviers-Basques (64, Urrugne). Mémoire de DEA, Ecole Centrale de Paris, 13 p.

Borie M., Marache A., Frappa M., Lataste J-F., Riss J. et Fabre R., 2004, Application de la méthode électrique à l'étude de la stabilité de la falaise rocheuse des Viviers-Basques (64, Urrugne) : détermination de la structure du massif rocheux et des conditions hydrauliques. Conference Proceeding. Journées AGAP (Association pour la qualité en Géophysique Appliquée non Pétrolière) Qualité, Eau et Géophysique, Ressource, Environnement, Risque. 27-28 octobre 2004, Lyon, France, p.34-37

Borie M., Marache A., Riss J., Fabre R., Gentier S., 2005, Analysis of sliding failure of the Viviers-Basques' (France) jointed rock cliff. Activity on the Geological Environment. Conference Proceeding Eurock 2005, 18th-20th May 2005, Brno, Czech Republic. Impact of Human éd. Konecny P Balkema Publishers, p.63-68

Bouma A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier Publication. Amsterdam – New York, 168 p.

Bournérias M., Pomerol C. et Turquier Y., 1988, Le Golfe de Gascogne de l'île d'Oléron au Pays Basque, Guides naturalistes des côtes de France, éd. Delachaux et Niestlé, 272 p.

Bruyere D., 2004, Néogenèses silico-alumineuses en contexte cryptokarstique : l'halloysite de Beez (Namur, Belgique) et de Aïn Khamouda (Kasserine, Tunisie). Thèse de doctorat de l'Université Paris Sud - Paris XI, 212 p.

Budetta P., Santo A., Vivenzio F., 2008, Landslide hazard mapping along the coastline of the Cilento region (Italy) by means of a GIS-based parameter rating approach, Geomorphology, n°94, p.340-352

C

Cala M. et Flisiak J., 2001, Slope Stability Analysis with FLAC and Limit Equilibrium Methods" in FLAC and Numerical Modeling in Geomechanics, Proceedings of the 2nd International FLAC Symposium in Numerical Modeling in Geomechanics, Ecully Lyon, France, October 2001 pp. 113-114

Calcaterra D., Gilli J.A., Iovinelli R., 1998, Shallow landslides in deeply weathered slates of the Sierra de Collcerola (Catalonian Coastal Range, Spain), Engineering Geologyn n°50, p. 283-298

Cappa F., Guglielmi Y., Soukatchoff V.M., Mudry J., Bertrand C., Charmoille A., 2004, Hydromechanical modelling of a large moving rock slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring : example of the La Clapière landslide (Southern Alps, France), Journal of Hydrology, n° 291, p.67-90

Casagrande A., 1932, Research on the Atterberg limits of soils, Public Roads, Vol.13, n°8, p.121-130

Cascini L., Cuomo S., Guida D., 2008, Typical source area of May 1998 flow-like movements in the Campania region, Southern Italy, Engineering Geology 96, p.107-125

Cassiani G., Bruno V., Villa A., Fusi N. et Binley A.M., 2006, A saline trace test monitored via time-lapse surface electrical resistivity tomography, Journal of Applied Geophysics, Vol. 59, n°3, July 2006, p. 244-259

Chapeau C., Durville J.-L., 2005, L'eau et les risques de glissements de terrain, Geosciences n°6, éd. BRGM, p.72-79

Chauvet B., 2004, Cours de géostatistique du DEA Mécanique des Sols et des Ouvrages dans leur Environnement. Ecole Centrale de Paris.

Chigira M. et Yokoyama O., 2005, Weathering profile of non-welded ignimbrite and the water infiltration behavior within it in relation to the generation of shallow landslides, Engineering Geology n°78, p.187-207

Chilès J.-P., 2004, La modélisation géostatistique de la variabilité spatiale et ses applications. Mémoire des Sciences de la Terre n°2004.01. Habilitation à diriger des recherches. Académide de Paris, Université Pierre et Marie Curie. 61 p.

Choukroune P. et Séguret M., 1973, Carte structurale des Pyrénées à 1/500 000, ed. ELF-ERAP, Boussens, France.

Choukroune P., 1992, Tectonic evolution of the Pyrennes, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 20, pp.143-158.

Clavé B., 2001, Evolution des paléo-environnements cotiers à l'Holocène : Exemple de l'aquitaine septentrionale, Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 316 p.

Cojean R., 1994, Role of water as triggering factor for landslides and debris flows, Int. Workshop on Floods and Inundations related to the Large Earth Movements, Trent, Italy, 31-39 p.

Corbier P., 1999, Mise en évidence d'une alimentation des aquifères poreux plio-quaternaires par les massifs karstiques de bordure. Etude des relations entre la Cote et l'Arrière-Cote dijonnaises et la plaine de Bresse. Thèse de Doctorat. Université de Bourgogne, 187 p.

Costet J. et Sanglerat G., 1981, Cours pratique de mécanique des sols, éd. Dunod, 630 p.

Couture R., Antoine P., Locat J., Hadgigeorgiou J., Evans S.G. et Brugnot G., 1997, Quatre cas d'avalanches rocheuses dans les Alpes françaises, Canadian Geotechnical Journal, Vol. 34, p.102-119

CPCS (Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols), 1967, Classification des sols. Multicopie. 96 p.

Cruden D.M. et Varnes D.J., 1996, Landslides types and processes, In : Turner A.K. et Schuster R.L. (eds), Landslides, investigation and mitigation. National Academy Press, Washington D.C., p. 36-75

Cruden D.M., 1985, Rock slope movements in the Canadian Cordillera, Canadian Geotechnical Journal, n°22, p. 528-540

Cuesta M.J.D., Sanchez M.J. et Garcia A.R., 1999, Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain : relationships between rainfall and instability slope events, Geomorphology, n°30, p.125-132

D

Dai F.C. et Lee CF., 2001, Frequency-volume relation and predication of rain-fall-induced landslides, Engineering Geology, n°59, p.253-266

Daily W.D., Ramirez A.L., LaBrecque D.J. et Nitao J., 1992, Electrical resistivity tomography of vadose water movement. Water Resour. Res. 28, p. 1429–1442

de Lange W.P. et Moon V.G., 2005, Estimating long-term cliff recession rates from shore plateform widths, Engineering Geology, n°80, p.292-301

Delvigne J.E. 1998. Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering, Canadian Mineralogist, Special Publication No. 3, Ottawa, Ontario, 494 p.

Deserces R., 1973, Etude géologique du Quaternaire récent de la basse vallée de l'Adour et de ses dépendances marines, Thèse de l'Université Bordeaux 1, 92 p.

Désurmont T., 1995, L'érosion littorale et les aménagements de protection contre la mer sur la Côte Basque (entre Guéthary et l'Adour). Université Bordeaux III, mémoire de DEA, 147 p.

Donnadieu F., Merle O. et Besson J.-C., 2001, Volcanic edifice stability during cryptodome intrusion, Bulletin of Volcanology, n° 63, p. 61-72

Dubois J. et Diament M., 1997, Géophysique, éd. Masson, 205 p.

Dubreuilh J., Capdeville J.-P., Farjanel G., Karnay G., Platel J.-P. et Simon-Coinçon R., 1995, Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du Bassin d'Aquitaine, Géologie de la France, n°4, p. 3-26

Dunham R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham W.E. éd., Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologist Memoir 1, p.108-121

E

Epstein I.R., Pojman J.A., 1998, An introduction to non linear chemical dynamics, oscillations, waves, patterns and chaos, Oxford.

ERMMA, 2006, Programme régional Environnement et Ressources des Milieux Marins Aquitains, Compte rendu d'activité 2006, 67 p.

F

Falchi A., 1981, Etude sur les falaises de la Côte des Basques à Biarritz, Aspects géologique et hydrogéologique, action de l'eau sur l'évolution de la falaise, Rapport de DEA de géologie appliquée, Université Bordeaux 1, 32 p.

Favre J.-L., 2004, Sécurité des ouvrages, risques. Collection Technosup, Ed. Ellipses, Paris, 318 p.

Folk R.L., 1959, Pratical petrographic classification of limestones. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.43, p.1-38

Folk R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types, in Ham W.E. éd., Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologist Memoir 1, p.62-84

Foucault A. et Raoult J.-F., 2000, Dictionnaire de géologie, 5ème édition, 379 p.

G

Garry G., Graszk E. et Dupuy J.-L., 1997, Plans de Prévention des Risques Naturels prévisibles - Guide Général, La documentation Française, Paris, 76 p.

Genna A., Capdeville J.-P., Mallet C., Deshayes L., 2004, Observatoire de la Côte Aquitaine – Etude géologique simplifiée de la Côte Basque, BRGM-RP-53454-FR, 59 p.

Genna A., Capdeville J.-P., Dubreuilh J. et Mallet C., 2005, Evolution récente et actuelle de la Côte Basque française (analyse et perspectives), Comptes Rendus Géosciences, Géosciences de surface (Géomorphologie), Vol.337, n°16, p.1474-1483

Géovariances, 2008, User's Guide, Isatis version 8.0

Gély J.P. et Sztràkos K., 2001, La tectonique pyrénéenne à l'Oligocène : une phase majeure de déformation en compression méconnue du Bassin aquitain (France), Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, n°332, p.507-512

Gentier S., 2002, Projet ROCC. Stabilité des falaises côtières : les mécanismes d'éboulement, BRGM/RP-51743-FR, 45 p., 37 fig.

Goldich S., 1938, A study of rock weathering. Journal of geology, vol.46, n°1, p.17-58

Gourry J.-C. avec la collaboration de Mathieu F. et Mathon Ch., 2005, Caractérisation géophysique d'instabilités de terrain sur le littoral basque, rapport intermédiaire, BRGM RP-53532-FR, 39 p. inédit

Grasso D.A., 1998, Interprétation des réponses hydrauliques et chimiques des sources karstiques (Essai d'inférence de la structure des systèmes karstiques), Thèse de l'Université de Neuchâtel, 138 p.

Greenwood R.O., Ordford J.D., 2008, Temporal patterns and processes of retreat of drumlin coastal cliffs – Starngford Lough, Northern Ireland, Geomorphology, n°94, p.153-169

Guglielmi Y., Cappa F. and Binet S., 2005, Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapière area (southern Alps, France), Comptes Rendus Geosciences, Volume 337, Issue 13, September-October 2005, pp. 1154-1163

H

Habib P., 1997, Génie géotechnique. Applications de la mécanique des sols et des roches, éd. Ellipses, 222 p.

Hall J.W., 2002, Stochastic simulation of episodic soft coastal cliff recession, Coastal Engineering, n°46, Vol.3, p.159-174

Haq B.U., Hardenbol J. et Vail P.R., 1988, Sea-level changes and sequence stratigraphy – Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and eustatic cycles, *in* : Wilgus C.K., Hastings S.B., Kendall C., Posamentier H.W., Ross. C.A. et Van Wagoner J.C., Sea-level changes : an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and mineralogists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., p.71-108

Henaff A., Lageat Y., Costa S. et Plessis E., 2002, Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution, Géomorphologie : relief, processus, environnement, n°2, p.107-118

Holland H.D. et Zbinden E.A., 1988, Paleosols and the evolution of the atmosphere : part I. in Physical and Chemical Weathering in Geochimical Cycles. Séries C : mathematical and Physical Sciences. Lerman A. and Meybeck M., vol. 251, p.61-82

I

IAEG, Commission on Landslides, 1990, Suggested Nomenclature for landslides, Bulletin of the International Association of Engineering Geology, n°41, p.13-16

Idier D. et Pedreros R., 2005, Modélisation hydrodynamique de la Côte Basque. Partie I : marées, courants de marée et surcotes. BRGM/RP-53705-FR, 75 p.

Idrissi M., Ait Laamel M., Hourimeche A. et Chagdali M., 2004, Impact of the swell on the current morphological and sedimentary evolution of the coastal zone of Casablanca-Mohammedia (Morocco), Journal of African Earth Sciences, n°39, p.541-548

J

Jomard H., Lebourg T. et Tric E., 2007, Identification of the gravitational boundary in weathered gneiss by geophysical survey : La Clapière landslide (France), Journal of Applied Geophysics, Vol. 62, n°1, p.47-57

K

Karnay G., en cours, Carte et Notice Géologique de Bayonne à 1/50 000ème, Editions du BRGM, 2ème édition

Keefer D.K., 1984, Landslides caused by earthquakes, Geological Society of America Bulletin, n°95, p. 406-421

Keefer D.K., 1994, The importance of earthquake-induced landslides to long term slope erosion and slope failure hazards in seismically active regions, Gemorphology, n°10, p. 265-284

Keefer D.K. et Rogers J.D., 1991, Seismic triggering of large landslides, Annual Meeting, San Diego, California, A126

Kieken M., 1973, Evolution de l'Aquitaine au cours du Tertiaire B.S.G.F. Vol. 7, T.XVI, n°1, p.40-50

Kojan E. et Hutchinson J.N., 1978, Mayunmarca rockslide and debris flow, Peru, In: Voight B. (ed.), Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena. Elsevier, p.315-361

Komar P.D. et Shih S.M., 1993, Cliff erosion along the Oregon coast : a tectonic sea-level imprint plus local control by beach processus, Journal of Coastal Research, n°9, p.747-765

L

Lamare P. et Goguel J., 1963, Carte et Notice Géologique de Bayonne à 1/50 000ème, Editions du BRGM, 1ère édition

Latxalt, T., 2006, Le Pays Basque, Geo, un nouveau monde : la Terre, n°330, août 2006, p.101-120

Laugier P., 2002, Contribution à l'analyse des risques naturels en montagne par l'étude géologique et géotechnique de scénarios de mouvements de versants et laves torrentielles. Application à la région de Bourg-Saint-Maurice (Savoie, France). Thèse de l'Ecole des mines de Paris, 333 p.

Lebourg T., 2000, Analyse géologique et mécanique de glissements de terrain dans les moraines des Pyrénées centrales et occidentales (France), Thèse d'Université, Université Bordeaux 1, 362 p.

Le Mignon G., 2004, Analyse de scénarios de mouvements de versants de type glissements-coulées. Application à la région de Barcelonette (Alpes de Hautes Provence, France), Thèse de l'école Nationale des Ponts et Chaussées, 261 p.

Le Roux A. 1972. Caractéristiques mécaniques des roches argileuses en relation avec leur texture, Bull. liaison Labo. des ponts et chaussées, n°61, p.155-175

Loke M.H., 1999, Res2dInv, Manual of the software (1999)

Lucassou F., 2008, Contexte hydrogéologique et hydraulique de l'arrière-pays du littoral basque français. Rapport de stage d'année de césure, BRGM – ENSG Nancy, 118 p.

M

Magnan J.-P., 1982, Les méthodes statistiques et probabilistes en mécanique des sols, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 203 p.

Magnan J.-P., 2000, Les matériaux naturels : sols et roches, Cours de mécanique des sols et des roches Vol.1, Ecole Centrale de Paris, 146 p.

Mangin A., 1984, Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. Journal of Hydrology, Vol.67, p.25-43

Martins-Campina B., 2005, Le rôle des facteurs géologiques et mécaniques dans le déclenchement des instabilités gravitaires : exemple de deux glissmeentsde terrain des Pyrénées Atlantiques (Vallée d'Ossau et Vallée d'Aspe), Thèse de l'Université Bordeaux 1, 267 p.

Mathey B., 1986, Les flyschs Crétacé supérieurs des Pyrénées basques. Age, anatomie, origine du matériel, milieu de dépôt et relations avec l'ouverture du Golfe de Gascogne. Thèse de l'Université de Bourgogne (Dijon), 403 p.

Mattauer M., 1968, Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne, Rev. De Geog. Phys. Et Geol. Dyn. (2), Vol. X, fasc. 1. Paris, p.3-12

Meyer R., 1987, Paléoaltérites et paléosol. L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. Manuels et méthodes BRGM n°13. éd. Cl. Cavelier, 163 p.

Michot D., Benderitter Y., Dorigny A., Nicoullaud B., King D. et Tabbagh A., 2003, Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. Water Resources Research, Vol. 39, n°5, p. 1138

Moore J.-L. et Griggs G.B., 2002, Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary, Marine Geology n°181, p.265-283

Mougin B., avec la collaboration de Blanchin R. et Capdeville J.-P., 2001, Comportement hydrodynamique des roches altérées de la surface sur le bassin versant de la rade de Brest (Finistère). Rapport de fin de phase 1. BRGM/RP-51031-FR, p.1-24.

Mougin B., Thomas E., Wyns R., Blanchin R. et Mathieu F., 2003, Comportement hydrodynamique des roches altérées de la surface sur le bassin versant de la rade de Brest (Finistère). Rapport final. p.1-97. BRGM\RP-52656-FR.

Mouhali K., 2005, Littoral Aquitain, Diagnostic de territoire, SGAR – INSEE Aquitaine, 45 p.

Mutti E. et Ricci-Lucchi F., 1975, Turbidite facies and facies associations. In E. Mutti et al. (Eds), Examples of turbidites facies and facies associations from selected formations of northern Apennines. IXème Cong. Int. Sedim. Nice, 75, Field Trip A11, p.21-36

N

Nedellec J.L., Zornette N., Mathon Ch., Imbault M. et Aubié S., 2005, Observatoire de la Côte Aquitaine. Evaluation et cartographie de l'aléa mouvements de terrain sur la Côte Basque. Rapport final, BRGM/RP-52783-FR, 41 p.

O

Offroy B., 1984, Approche des mécanismes de sédimentation gravitaire : exemple des dépôts carbonatés des flyschs crétacés supérieur des Pyrénées Atlantiques, Thèse de l'Université Paris VII, 230 p.

Okamoto T., Larsen J. O., Matsuura S., Asano S., Takeuchi Y., Grande L., 2004, Displacement properties of landslide masses at the initiation of failure in quick clay deposits and the effects of meteorological and hydrological factors, Engineering Geology, n°72, p.233-251

Oldfield F., 1968, The Quaternary Vegetational History of the French Pays Basque, New Phytologist, Vol. 67, No. 3 (Juillet), p. 677-731

Ouadia M., 1986, Etude sédimentologique des formations quaternaires littorales du Pays-Basque Français, Thèse de l'Université Bordeaux I, 204 p.

P

Pedreros R., 2004, Modélisation hydrodynamique de la Côte Basque. Partie II : propagation de la houle. BRGM/RP-53706-FR, inédit

Peter-Borie M., Riss., J., Mallet C., Aubié S., 2006a, Synthèse bibliographique des processus d'altération des roches et applications au Pays-Basque (64). Rapport d'avancement à diffusion différée (2009). BRGM/RP-55256-FR, 78 fig., 23 tab., 1 annexe, 182 p.

Peter-Borie M., Riss J., Mallet C., Aubié S., 2006b, Morphological Image Analysis of Alterite of Regional Extent in South West French Atlantic Coast, Int. Assoc. for Mathematical Geology, XIth International Congress, 3th-6th September 2006, Liège, Belgium, 4 p.

Peter-Borie M., Riss J., Mallet C., Aubié S., 2006c, Distribution spatiale des grains de quartz comme marqueur du degré d'altération du flysch, 29ème journée ISS (International Stereology Society), 2 février 2006, Paris, France, 2 p.

Peter-Borie M., Karnay G., Lucassou F., Mallet C., Riss J., 2007a, Modèle géologique des formations superficielles du Pays Basque. Rapport final. BRGM/RP-56064-FR, 64 p.

Peter-Borie M., Mallet C., Aubié S., Riss J., Genna A., 2007b, Profil d'altération des flyschs carbonates coniaciens du Pays-Basque (64, France), 11ème Congrès ASF (Association des sédimentologues de France), 21-27 octobre 2007, Caen, France, p.246

Peter-Borie M., Mallet C., Genna A., Riss J., Aubié S., 2007c, Principes de formation des baies sur le littoral basque et instabilités associées, 11ème Congrès ASF (Association des sédimentologues de France), 21-27 octobre 2007, Caen, France, p.245

Peter-Borie M., Sirieix C., Riss J., Naudet V., 2007d, Etude de la répétabilité des mesures de tomographie de résistivité électrique au cours d'une journée, Geofcan 2007, 25-26 septembre 2007, Bondy, France, 4 p.

Peter-Borie M., Sirieix C., Naudet V. et Riss J., 2008, Repeated electrical acquisitions with buried permanent equipment : estimation of the noise, Congrès Near Surface 2008 (EAGE), 14th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Cracovie (Pologne), 14-17 septembre 2008, 4 p.

Peter-Borie M., Riss J., Mallet C., Aubié S., (en cours de soumission[a]), Segmentation by constrained watershed with optimised gradient image for quantitative analysis of quartz residual deposits, Image Anal. Stererol.,

Peter-Borie M., Sirieix C., Naudet V. et Riss J.,(en cours de soumission[b]), Repeatability of DC-resistivity data acquisition over a day: estimation of the noise, Journal of Applied Geophysics

Peulvast J.-P. et Vanney J.-R., 2001, Géomorphologie structurale. Terre, corps planétaire solide. Gordon and Breach science éd., 516 p.

Philipponat G. et Hubert B., 2002, Fondations et ouvrages en terre, éd. Eyrolles, 548 p.

Pialloux J.G., 1998, La Côte Basque de Guéthary à Hendaye, éd. Alan Sutton, 128 p.

Pierre G., 2006, Processus and rate of retreat of the clay and sandstone sea cliffs of the northern Boulonnais (France), Geomorphology, n°73, p.64-77

Pollet N., 2004, Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses : Apports des observations de terrain à la compréhension des processus de propagation et dépôt. Application aux cas de La Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et Köfels (Tyrol, Autriche), Thèse ENPC, 252 p.

Puigdefàbregas, C. et Souquet P., 1986, Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees, Tectonophysics n°129, p.173-203.

Q

Quesnel F., 1997, Cartographie numérique en géologie de surface, Application aux altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris, Thèse Doctorat géologie, Univ. Rouen, Document BRGM, Orléans, n°263, 268 p.

Quinif Y. 1999. Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue : le triptyque de la karstification. Colloque Karst-99, 10 p.

R

Rat, P., Amiot, M., Feuillée P., Floquet M., Mathey B., Pascal A. et Salomon J., 1982, Etapes et style de l'évolution de la marge cantabrique et de son arrière-pays (Espagne) au Crétacé. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, t.295, Série II, pp.247-250

Razin P., 1989, Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées Basques à l'ouest de la Transformante de Pamplona (province du Labourd), Thèse de doctorat : Sciences de la Terre : Université Bordeaux III, 464 p.

Richard, P., 1987, Structure et évolution alpine des massifs paléozoïques du Labourd (Pays Basque français), Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 374 p.

Robinson E., 2004, Coastal changes along the coast of Vere, Jamaica over the past two hundred years: data from maps and air photographs, Quaternary International, n°120, p.153-161

Rochet L., Giraud A., Antoine P. et Evrard H., 1994, La déformation du versant du mont Sec dans le secteur des Ruines de Séchilienne (Isère, France), Bulletin of the International Association for Engineering Geology, n°50, p. 75-87

S

Sallenger A.H., Krabill W., Brock J., Swift R., Manizade S., Stockdon H., 2002, Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997-1998 El Niño, Marine Geology n°187, p.279-297

Salvador-Blanès S., 2002, Déterminisme de la distribution spatiale des éléments majeurs et traces dans les sols en contexte métamorphique. Thèse de l'Université de Tours, Unité de Science du sol, INRA Orléans, 247 p.

Schoeffler J., 1982, Les transversales basco-landaises. Bull. Cent. Rech. Pau Elf-Aquitaine, vol.6, n°1, p.257-263

Semenza E. et Ghirotti M., 2000, History of the 1963 Vaiont slide : the importance of geological factors. – Bulletin of Engineering Geology and the Environment, n° 59, p. 87-97

Siebert L., 1984, Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions, Journal of Volcanology and Geothermal Research, n°22, p. 163-197

Souquet P., Debroas E.J., Boirie J.M., Pons P., Fixari G., Roux J.C., Dol J., Thieuloy J.P., Bonnemaison M., Manivit H. et Peybernes B., 1985, Le groupe du Flysch noir (albo-cénomanien) dans les Pyrénées. Bull. Cent. Rech. Pau Elf-Aquitaine, vol.9, n°1, p.183-252

T

Tardy Y. et Roquin C., 1998, Dérive des continents, paléoclimats et altérations tropicales, éd. BRGM, 484 p.

Thiry M., 2003. Stratigraphic scale of the geodynamic and climatic events in continental realm. Géologie De La France, Vol. 1, p.3-9

Thorez J., 1985, Argillogenesis and the hydrolysis index. Mineralogica et Petrographia Acta Vol.29, p.313-338

Tullen P., 2002, Méthodes d'analyse du fonctionnement hydrogéologique des versants instables, Thèse de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 308 p.

U

V

Vanara N., 2000, Le karst des Arbailles, Thèse de l'Université Bordeaux III, Karstologia Mémoire n°8, 320 p.

Vasconcelos P. M., Brimhall G. H., Becker T. A. et Renne P. R., 1994a, $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis of supergene jarosite and alunite: Implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa. Geochimica Et Cosmochimica Acta, Vol. 58, n°1, p.401-420.

Vasconcelos P. M, Renne P. R, Brimhall G. H. et Becker T. A., 1994b, Direct dating of weathering phenomena by $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. Geochimica Et Cosmochimica Acta, Vol. 58, n°6, p.1635-1665.

Varnes D.J., 1978, Slope movements Types and Processes. In : Schuster R.L. et Krizek R.J. (eds), Landslides Analysis and Control. Transportation Research Board Special Report 176, National Research Council, Washington D.C., Chap.2, p.11-33

Vergari A. et Quinif Y., 1997, Les paléokarsts du Hainaut, Geodynamica Acta, Vol.10 n°4, p.175-187

Vergari A., 2003, "Ghost rocks": a new way for speleogenesis, a new key for paleogeographies. Géologie De La France, Vol. 1, p.43-46.

Viennot P., 1930, Sur les injections de Trias dans le bassin de l'Adour, C. R. Acd. Sc. t. 190, p.62-64

Viennot P., Répelin J. et Lamare P., 1935. Carte géologique de Bayonne (1 : 80 000ème) 2ème édition. Service de la Carte Géologique de France.

Vincent M., Bouchut J., Fleureau J.M., Marouri F., Oppenheim E., Heck J.V., Ruaux N., Le Roy S., Dubus I., Surdyk N., 2006, Etude des mécanismes de déclenchement du phénomène de retrait-gonflement des sols argileux et de ses interactions avec le bâti, BRGM/RP-54862-FR, 378 p.

W

Watremez P., Duperret A., Mortimore R.N. et ROCC team, 2001, ROCC Project (Risk of Cliff Collapse) : the respective role of marine and geological parameters on chalk cliff collapses, in Coastal Rock Slope Instability : Geohazard and Risk Analysis Conference, 30-31 May 2001, Le Havre, France, p.11-12

West A.J., Galy A. et Bickle M., 2005, Tectonic and climatic controls on silicate weathering. Earth and Planetary Science, Science Letters, Vol. 253, n°1-2, p.211-228

Wieczorek G.F., 1996, Landslide triggering mecchanisms, in Turner A.K. and Scuster R.L. (eds), Landslides, investigation and mitigation, National Academy Press, Washington D.C., p.36-75

Winckel A., Petitjean J., Borie M., Mallet C., Aubié S., 2004, Etat des connaissances hydrologiques et hydrogéologiques de la côte basque. BRGM/RP-53372-FR, 112 p., 45 illustrations, 5 annexes.

Wyns R., 1999, Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine, Rapport BRGM R-40519, 23 p.

Wyns R., 2002, Climat, eustatisme, tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences d'altération cénozoïque en France. Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris, Vol.39, n°2, p.5-16

Wyns R., 2008. Géologie de la surface. Impact des paléoaltérations sur les propriétés des roches. Brgm Formation, 103 p.

Wyns R., Baltassat J.M., Lachassagne P., Legtchenko A. et Vairon J., 2004, Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). Bulletin de la Société Géologique de France, Vol. 175, n°1, p.21-34

Wyns R., Quesnel F., Simon-Coincon R., Guillocheau F. et Lacquement F,. 2003. Major weathering in France related to lithospheric deformation. Géologie De La France, Vol. n°1, p.79-87

X

Xeidakis G., Delimani R.K. et Skias G., 2006, Sea cliff erosion in the eastern part of the north aegean coastline, Northern Greece, Journal of Environmental Science and Health, Part A, Vol. 41, p.1989-2011

Y

Yalcin A., 2007, the effetcs of clay on landslides : a case study, Applied Clay Science, Vol.38, n°1-2, p.77-85

Z

Annexe 1

Paléoenvironnements

Chronologie Continentale	Ages (en années B.P.)	Glaciations	précisions	Division stratigraphique	Processus sédimentaires	Nature des sédiments entre Biarritz et Guéthary	Paléotopographie (entre Biarritz et Guéthary)		Variations eustatiques			Climat	
									Mondial	Local (Estuaire de la Bidassoa pour [2] ; entre Biarritz et Guéthary pour [1])	Cote Atlantique		
Holocène	0	Post-Glaciaire		Subatlantique		Sédimentation éolienne en phases sèches et dépôts de sables argileux en milieu souterrain en phases plus humides [1]	Ruissellement souterrain dans la grotte du Phare [1]	Action éolienne et formation de dunes à proximité du littoral en période sèche [1]	Remontée du niveau global d'environ 120 m [2]		tendance globalement transgressive du niveau marin relatif avec de nombreuses oscillations [2]	Succession de plusieurs phases climatiques. Périodes : Chaude Gallo-Romaine ; Froide ("Dark Age") puis Chaude Médiévale ; Optimum Climatique du Moyen Age ; Petit Age Glaciaire (1550-1850 environ) ; puis réchauffement [2]	
	2 000									2740-2520 ans B.P. : transgression (foraminifères marins, niveaux sableux et hiatus de pollens) [2]	épisode transgressif (attribué à une augmentation d'humidité en relation avec un accroissement des précipitations et des tempêtes) [2]	passage d'un climat continental (chaud et sec) à un climat océanique (plus frais et plus humide) [2]	*- 2 600 ans : Evenement relativement froid et humide dans beaucoup d'endroits [5]*
	2 700			Subboréal	Développement de tourbières sur la côte Atlantique à tendance au retrait des eaux marines [2]		Ruissellement souterrain dans la grotte du Phare [1]						*3000 ans BP : baisse des températures estimée entre 1 °et 2 °C [2]*
	3 000										tendance générale à la stagnation, voire à la régression du niveau marin relatif [2]		
	4 700									5810-4920 ans B.P. phase de retrait de la mer enregistré dans l'estuaire de la Bidassoa [2]		Période d'oscillations climatiques, tendance au refroidissement [2]	*- 5 900 ans : possible phase froide soudaine et courte [5]*
	6 000			Atlantique						tendance générale transgressive. (données sédimentaires, palynologiques et malacologiques) [2]	Le niveau marin augmente pour atteindre à 6 000 ans B.P. le niveau qu'on lui connaît actuellement [2]	le réchauffement climatique continue ; c'est le stade le plus chaud qu'ait connu l'interglaciaire actuel (températures estivales plus élevées de 2°C qu'actuellement : "optimum climatique") [2] ; *De -8 000 à -4 000 ans : le climat est généralement plus chaud et plus humide qu'aujourd'hui [5]*	
	8 000												

Chronologie Continentale	Ages (en années B.P.)	Glaciations	précisions	Division stratigraphique	Processus sédimentaires	Nature des sédiments entre Biarritz et Guéthary	Paléotopographie (entre Biarritz et Guéthary)	Variations eustatiques			Climat	
								Mondial	Local (Estuaire de la Bidassoa pour [2] ; entre Biarritz et Guéthary pour [1])	Cote Atlantique		
Holocène	8 000	Post-Glaciaire		Boréal					tendance générale transgressive [2]	Le niveau marin augmente pour atteindre à 6 000 ans B.P. le niveau qu'on lui connaît actuellement [2]	Dans l'Atlantique Nord, l'augmentation de l'insolation génère un réchauffement global du climat et la fonte des glaces [2]	*8200 ans B.P. : événement froid d'environ 200 ans : les eaux de surface se refroidissent consécutivement à la fonte des calottes qui provoque une décharge d'eau douce froide [2] ; le climat est à moitié aussi rude qu'au Dryas ; les conditions sont plus humides qu'aujourd'hui dans le NW de l'Europe [5]*
	9 000			Préboréal								*-9 000 à -8 200 ans :Le climat est plus chaud et généralement plus humide qu'aujourd'hui [5]*
	10 000											
Pléistocène Supérieur	10 700	Würm		Dryas III								*-11 500 à -10 500 ans : le climat était peut-être toujours légèrement plus frois qu'aujourd'hui [5]*
	11 700			Alleröd								
				Dryas II								*-11 500 (+/- 200 ans) : Le Dryas III se termine rapidement en quelques décennies. Retour vers un climat relativement chaud et humide [5]*
	12 200		récent			Colluvions et dépôts éoliens [1]	Présence de nombreuses surfaces de déflation [1]				Grande aridité (moins humide que le Würm ancien) [1]	*-12 800 ans (+/- 200 ans) : Début d'une évolution rapide de l'intensément froid Dryas II. Période plus sèche qu'aujourd'hui sauf dans le nord-ouest de l'Europe [5]*
												-13 000 ans : Phase froide "Dryas I" d'environ 200 ans avent un retour à des conditions plus chaudes [5]
	13 200			Bölling								*-13 500 ans : le cimat est aussi chaud et humide qu'aujourd'hui [5]*
				Drias I								*-14 500 ans : Réchauffement et humidification rapide du climat [5]*
	15 000											
	18 000										Dernier maximum glaciaire (maximum de froid) [5]	
			ancien			Colluvions et dépôts éoliens [1]			Abaissement du niveau marin [1]		Climat très peu humide, aride [1]	
	80 000											
		Interglaciaire R/W			biostasie [1]	tourbes [1]			Mer en dessous du niveau actuel [1]			
	120 000											

Chronologie Continentale	Ages (en années B.P.)	Glaciations	précisions	Division stratigraphique	Processus sédimentaires	Nature des sédiments entre Biarritz et Guéthary	Paléotopographie (entre Biarritz et Guéthary)	Variations eustatiques			Climat
								Mondial	Local (Estuaire de la Bidassoa pour [2] ; entre Biarritz et Guéthary pour [1])	Cote Atlantique	
Pléistocène moyen	120 000	Riss			rhexistasie dégradation du couvert végétal [1]	dépôts détritiques grossiers [1]	Creusement de paléochenaux très profonds puis remplissage par des dépôts grossiers [1]		Baisse du niveau de la mer [1]		Froid et humide [1]
			événements ponctuels en alternance		Biostasie Développement	dépôts tourbeux [1]	Milieux palustres [1]				Plus doux et humide [1]
					rhexistasie dégradation du couvert végétal [1]	dépôts détritiques grossiers [1]	Creusement de paléochenaux très profonds puis remplissage par des dépôts grossiers [1]		Baisse du niveau de la mer [1]		Froid et humide [1]
	300 000	Interglaciaire M/R	Stade tardif de l'inter-glaciaire		biostasie [1]	tourbes [1]	Milieux palustres [1]				
						dépôts estuariens [1]					Doux et humide [1]
					rhexistasie [1]	ravinement [1]	Creusement de chenaux [1]		Légère baisse du niveau marin [1]		Frais et humide [1]
						sédiments marins [1]	Comblement des paléovallées par les sédiments marins [1]		transgression – Hauteur atteinte difficile à préciser : altitude minimale des dépôts +6 m NGF : atteinte par la mer ou conséquence de la néotectonique ? Courants marins N-S [1]		Chaud et humide [1]
	350 000	Mindel					Niveau de base plus bas qu'à l'actuel, formation de paléovallées (Paléovallée de Chabiague-Marbella, de Mouligna, etc.) [1]		Niveau de la mer inférieur au niveau actuel [1]		
	650 000	Interglaciaire G/M									
	700 000										
Pléisto-cène inférieur											
Pliocène	1 800 000						Domaine continentale essentiellement		Transgression marine, mais la ligne de rivage reste plus à l'ouest que la ligne actuelle [4]		
Miocène	5 300 000						Domaine essentiellement continental [4]		Ligne de rivage plus à l'Ouest qu'à l'actuel [4]		5-6 Ma : Maximum glaciaire du Miocène, climat de plus en plus sec en Aquitaine [3]

Sources :

[1] : **Ouadia M**., 1986, Etude sédimentologique des formations quaternaires littorales du Pays-Basque Français, Thèse de l'Université Bordeaux I, 204 p.

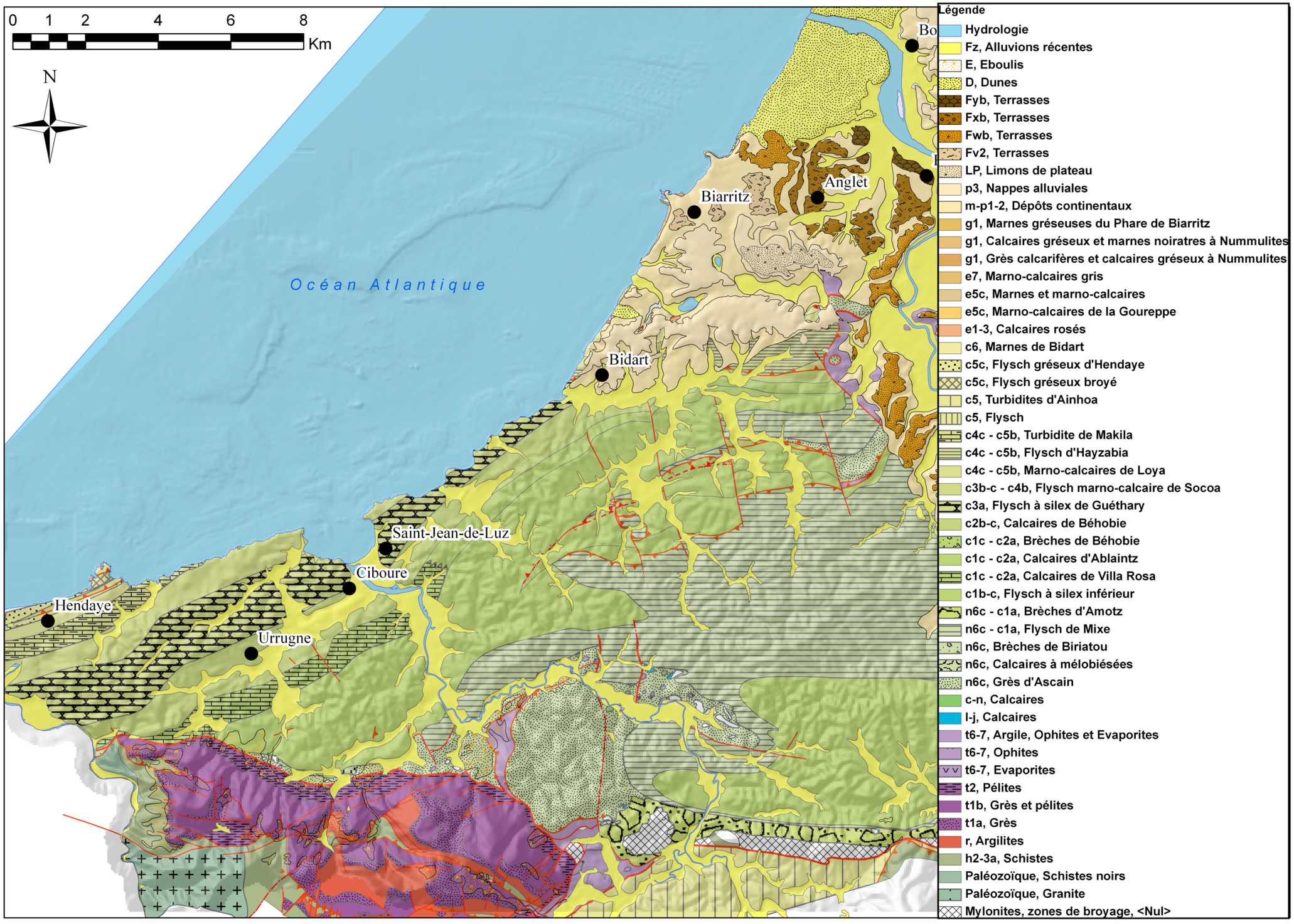
[2] : **Clavé B.,** 2001, Evolution des paléo-environnements cotiers à l'Holocène : Exemple de l'aquitaine septentrionale, Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 316 p.

[3] : **Bellec V**., 2003, Evolution morphostructurale et morphosédimentaire de la plate-forme aquitaine depuis le Néogène, Thèse de l'Université Bordeaux I, 294 p.

[4] : **Alvinerie, J., Antunes M. T., Cahuzac B., Lauriat-Rage A., Montenat C. et Pujol C**., 1992, Synthetic data on the paleogeographic history of Northeastern Atlantic and Betic-Rifian basin, during the Neogene (from Brittany, France, to Morocco). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paléoécologie, Vol. 95, n°3-4, p.263-286

Annexe 2

Carte géologique


0 1 2 4 6 8
Km
N
Océan Atlantique
Bo
Biarritz
Anglet
Bidart
Saint-Jean-de-Luz
Ciboure
Hendaye
Urrugne
Légende
Hydrologie
Fz, Alluvions récentes
E, Eboulis
D, Dunes
Fyb, Terrasses
Fxb, Terrasses
Fwb, Terrasses
Fv2, Terrasses
LP, Limons de plateau
p3, Nappes alluviales
m-p1-2, Dépôts continentaux
g1, Marnes gréseuses du Phare de Biarritz
g1, Calcaires gréseux et marnes noiratres à Nummulites
g1, Grès calcarifères et calcaires gréseux à Nummulites
e7, Marno-calcaires gris
e5c, Marnes et marno-calcaires
e5c, Marno-calcaires de la Goureppe
e1-3, Calcaires rosés
c6, Marnes de Bidart
c5c, Flysch gréseux d'Hendaye
c5c, Flysch gréseux broyé
c5, Turbidites d'Ainhoa
c5, Flysch
c4c - c5b, Turbidite de Makila
c4c - c5b, Flysch d'Hayzabia
c4c - c5b, Marno-calcaires de Loya
c3b-c - c4b, Flysch marno-calcaire de Socoa
c3a, Flysch à silex de Guéthary
c2b-c, Calcaires de Béhobie
c1c - c2a, Brèches de Béhobie
c1c - c2a, Calcaires d'Ablaintz
c1c - c2a, Calcaires de Villa Rosa
c1b-c, Flysch à silex inférieur
n6c - c1a, Brèches d'Amotz
n6c - c1a, Flysch de Mixe
n6c, Brèches de Biriatou
n6c, Calcaires à mélobiésées
n6c, Grès d'Ascain
c-n, Calcaires
l-j, Calcaires
t6-7, Argile, Ophites et Evaporites
t6-7, Ophites
t6-7, Evaporites
t2, Pélites
t1b, Grès et pélites
t1a, Grès
r, Argilites
h2-3a, Schistes
Paléozoïque, Schistes noirs
Paléozoïque, Granite
Mylonites, zones de broyage, <Nul>

			Age (BP)	Système international	Système alpin		Niveau marin		
Cénozoique	Quaternaire	Holocène	0				0	Fz	Alluvions récentes faites de gros cailloutis, de limons, d'argiles et de vases
								E	Eboulis récents ou actuels issus du démantèlement des reliefs pyrénéens
								D	Dépôts siliceux éolie
			11 430	Surface d'aplanissement					
		Pléistocène		Dryas III (récent)			-40		
				Alleröd			-20/-30		
				Dryas II (Sub-Artic)			-50		
				Bölling			-45		
			15 500	Dryas I (Artic, ancien)				?	
			supérieur	régression Grimaldienne	Würm III (maximum glaciaire)	Weischel = Würm			
			31 000				-120		
					Gottweig		-69	Fyb	Terrasses : sables, graviers et galets principalement siliceux
					Würm II		-80		
					Amersfoort		-20		
			125 000		Würm I		-80		
			130 000	Eem	Riss/Würm				
			moyen	Saal	Warth	Riss II		Fxb	Terrasses : sables, graviers et galets principalement siliceux quelques niveaux de tourbes (notamment à Mouligna et Cha
					Gerdau	Riss I/Riss II			
					Saale	Riss I			
				Holstein		Mindel/Riss		"Marbellien"	Dépôts de sables fins argileux marins à fluviatiles à Mouligna et Chabiague (Oldfield, 1968 ; Ouadia, 19
				Elster		Mindel II		Fwb	Terrasses : sables, graviers et galets siliceux altérés (rubéfaction et altération des galets)
						Ferreto			
						Mindel I			
			≈ 0,8 Ma	Cromérien		Günz-Mindel			
			inférieur	Bavel	Ménap	Günz		Fvb	Terrasses : sables, graviers et galets siliceux
			1,2 Ma	Creusement des vallées					
				Waal		Donau-Günz			
				Eburonien		Donau		LP	Limons de plateau
			1,8 Ma	Arrivée du froid en Europe moyenne			et du Sud		
	Néogène	Pliocène	Gélasien	Tiglien		Biber-Donau		p3	Nappe alluviale : galets siliceux altérés dans un matrice argilo-silteuse ocre offrant souvent une stratification e
			Plaisancien	Prétiglien		Biber		p2	Dépôts continentaux :
				Reuvérien					
			Zancléen	Brunssumien				p1	
		Miocène	Messinien					m	Galets siliceux altérés dans un matrice argilo-silteuse ocre offrant souvent une stratification entrecroisée, sables fi
			Tortonien						
			Serravallien						

Stratigraphie et lithologie des formations néogènes et quaternaires (construites d'après les travaux de Oldfield, 1968 ; Ouadia, 1986 ; Karnay et Dubreuilh, 2007, inédit). Les corrélations entre les différentes échelles de temps ne sont pas validées par la charte brgm ou internationale.

Nom	Limite inférieure	Limite supérieure	Age	Faciès[1]		
				général		*Couches repères*
				Dénomination	Description	
Faluns et sables calcaires	Le contact, concordant, plongeant à 45° vers le NNE, entre l'éocène et l'oligocène est situé entre le rocher Lou Cachou (Pointe de Biarritz - éocène), et la Villa Belza adjacente (Oligocène),		Oligocène	Faluns et sables calcaires	Marnes gréseuses (molasses) du Phare et de la Chambre d'Amour à « nid » de nummulites (Rupélien)	
					Marno-calcaires gréseux à l'Hôtel du Palais (Rupélien)	
					Grès tendres jaunes en bancs calcaréo-gréseux pétris de Nummulites (Rupélien)	
Marnes bleues et grès côtiers	Niveau calcaire jaune, banc conglomératique	Le contact, concordant, plongeant à 45° vers le NNE, entre l'éocène et l'oligocène est situé entre le rocher Lou Cachou (Pointe de Biarritz - éocène), et la Villa Belza adjacente (Oligocène),	Eocène supérieur	Marnes bleus et grès	Argiles schisteuses entrecoupées de bancs calcaires à nombreux débris de coquilles et de lits pétris de nummulites	
			Eocène moyen		Marnes noires de « la Côte des Basques » (Lutétien) et Marno-calcaires d'Ilbarritz	
Flysch de Guipúzcoa, Formation de Jaizkibel, Marnes à Globorotalidae	NON REPRESENTE DANS LA PROVINCE DU LABOURD		Paléocène sup. Yprésien	Marnes à Globorotalidae (Sud-Aquitaine, mais absent du Labourd)	Epaisse série marneuse pélagique	
			Yprésien	Formation du Jaizkibel (Espagne)	Corps turbiditiques sableux	
			Paléocène moyen	Flysch de Guipúzcoa (Espagne)	Faciès semblable à celui du flysch gréseux du Campanien supérieur	
Flysch gréseux		Non visible en France, mais en Espagne les calcaires rosés sont progressivement remplacés par l'épaisse série turbiditique éocène du Jaizkibel.	Campanien supérieur à Yprésien — Danien à Thanétien	Calcaires rosés	Le faciès est comparable à la pointe Sainte Anne et à Bidart. Calcaires légèrement argileux (micrites à foraminifères pélagiques), de couleur rose saumon à blanc, en bancs décimétriques séparés par des niveaux marno-calcaires rouges centimétriques. Le sommet de la formation devient plus marneux et de couleur gris clair.	
					Nombreuses figures de glissement intraformationnel : slumps, niveaux conglomératiques et noduleux, failles normales listriques.	
	A la pointe Sainte Anne : souvent tronquées à la base par une surface de glissement tectonique	Contact stratigraphique avec les Calcaires rosés du Danien via la limite K-T à iridium, matérialisé par un horizon centimétrique argileux, riche en quartz.	Maastrichtien	Marnes de Bidart — Unité de Loya (120 m)	Dépôt marno-calcaires gris et rouges	
	Le flysch gréseux campanien étant absent, elles reposent directement sur le Marno-calcaires de Loya ; la limite est marquée au passage entre une série marno-calcaire grise et rouge et un ensemble brun comprenant une fraction terrigène plus abondante.			Marnes de Bidart — Unité de Bidart (190 m)	Dépôt marno-calcaires gris et rouges	
	Passage progressif de la série marno-calcaire du membre de Loya, caractérisé par l'apparition de quelques turbidites calcaréogréseuses peu épaisses (20 cm maxi). Régionalement diachrone.		Campanien supérieur	Flysch gréseux [2] d'Hendaye (Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur sur l'îlot de Loya)	Succession de couches minces et tabulaires (turbidites Tb-e à Te) composées d'un lit de grès fin à silt, micacé, à laminations planes, obliques et convolutes, passant à un lit pélitique et homogène, parfois séparées par des couches centimétriques de calcaires pélagiques	Formation générale
					Turbidites boueuses	Base de la formation
					Calcaires pélagiques : niveaux minces, en forme de miche	
					turbidites calcaréogréseuses : peu épaisses (20 cm maxi) granulométrie fine, (quartz, bioclastes et foraminifères pélagiques)	

Nom	Limite inférieure	Limite supérieure	Age	Faciès[1]		
				général		*Couches repères*
				Dénomination	Description	
flysch d'Hayzabia	Approximativement la mégaturbidite H1 ; transition avec la formation de Socoa évolutive	Discontinuité sédimentaire avec la mise en place d'un système turbiditique gréseux (régionalement diachrone)	Santonien supérieur à Campanien moyen	Marno-calcaires de Loya (90 m)	Alternance monotone de marnes et marno-calcaires lie-de-vin à gris-vert, plus ou moins bioturbés, à fossiles (Globotruncanidés, calciphères, fins spicules, prismes d'Inocérames, empreintes de zoophycos) et à structure interne homogène. Rares intercalations détritiques.	H9 : épais dépôt gravitaire grossier immature A2(S)-CR (couple débrite-arénite ; 7 m)
						H8 : épais dépôt gravitaire grossier immature A2(S)-CR (couple débrite-arénite ; 7 m)
						H7 : épais dépôt gravitaire grossier immature A2-CR (couple débrite-arénite ; 6 m)
						H6 : épais dépôt gravitaire grossier immature A2-A2/C1-CR (couple débrite-arénite ; 2 m)
				Turbidite de Makila (300 m)	Calciturbidites tabulaires, de faciès C2 et surtout D (Tb-e à Te), séparées par des couches marneuses bioturbées.	H5 : séquence complète de type débrite-turbidite A2-C1-C2 (3 m)
						H4 : séquence complète de type débrite-turbidite S-A2-C1-C2 (6 m)
						H3 : séquence complète de type débrite-turbidite (22 m)
						H2 : séquence complète de type débrite-turbidite C1-C2 (6,5 m)
						H1 : mégaturbidite C2 de 3m d'épaisseur
Flysch marno-calcaires de Socoa	Au dessus des slumps d'Erromardie	Première mégaturbidite H1	Coniacien supérieur à Santonien moyen	Flysch marno-calcaire de Socoa (350 à 400 m)	Alternance de calciturbidites (< 30 cm, exceptionnellement 1 m à 1,5 m) « classiques » (lit de calcarénite granoclassée (tb-d) et lit calcaréomarneux homogène (te)) et de couches marneuses hémipélagiques et turbiditiques (10 à 20 cm en moyenne ; jusqu'à plus d'1 m). Couches tabulaires, surface de stratification inférieure plane et tranchée, empreintes biologiques et figures d'érosion.	
						Slumps d'Erromardie : glissement synsédimentaires caractérisant les 50 derniers mètres de la formation composés de : *laminae slumpées* dans les calciturbidites, de bancs de calcsiltites à lamines sableuses horizontales
Calcaire de Béhobie et Flysch à silex de Guéthary	Grande Barre calcaire (limite cartographie et non sédimentaire)	Horizon à slump et troncatures synsédimentaires appelé slumps d'Erromardie	Coniacien inférieur	Flysch à silex de Guéthary *(ou calcaires de Bidache, Flyschs à silex de Saint Jean de Luz)* - (600 à 800 m)	Calciturbidites minces (faciès D3 ; turbidite Tc, Td, Tc-e, Tde et Te (rare)) : couches minces à très minces de calcarénites très fines et de calcsiltites associées à des dépôts pélitiques turbiditiques et hémipélagiques. Géométrie tabulaire lorsque le banc présente une lamination parallèle, et plus souvent géométrie irrégulière liée aux structures obliques et ondulées. Bioturbations fréquentes.	
						Turbidite Hors Système (T.H.S.) : mégaturbidite d'épaisseur métrique (vallée de l'Unxin, coupe de Ciboure, plage de Parlementia, plage du centre à Bidart), même caractère que la G.B.C.
					Calciturbidites moyennes à massives (faciès C1, C2 et D – 5 cm à 3,5 m) : couches tabulaires, dont la surface inférieure est tranchée et plane, très rarement ravinant (dans ce cas on observe alors des figures d'érosion tabulaires remplies de sédiments grossiers et de galets mous). Figures de charges, traces biologiques et figures de courants fréquentes. Absence de terme pélitique « te » dans les calciturbidites. Existence localement d'un mince intervalle microbréchique « ta » (extraclastes paléozoïques anguleux)	
						Mégaturbidite ou Grande Barre Calcaire (G.B.C.) : Couche carbonatée dont l'épaisseur diminue d'est en ouest de 63 m à 19 m constitué d'un lit de calcarénite granoclassé (structures sédimentaires organisées selon une suite verticale de séquences de BOUMA) suivi d'un lit massif de calcilutite granoclassé (intervalle « te »)
	Apparition brutale de couches massives de biocalcarénites à débris de rudistes.	Grande barre calcaire (Turonien sommital) – limite arbitraire (elle n'a aucune valeur sédimentaire)	Turonien moyen à Supérieur	Calcaires de Béhobie (10 m entre Irun et Oyarzun à 230 m à Béhobie, 250 à 400 m à Oyanbouroua)	Niveaux conglomératiques (faciès A et A-C – 5% de la formation) :	
					Niveaux lenticulaires d'extension métrique à hectométrique de 0,2 à 1 m d'épaisseur (voir jusqu'à 4 m à la base de la formation). composés de graviers arrondis souvent jointifs (quartz blanc, lydienne, schiste noir, quartzite, grès et calcaire de type mudstone gris ou beige. A la base de la séquence s'ajoutent des blocs arrondis à subarrondis de schiste noir, grès micacé et quartzite, conglomérat à dragées de quartz et de lydienne, grès fin blanc ou jaune à stratification oblique, grès calcaire, calcaire détritique, calcaire marneux à orbitolines et galets mous de calcaire). Tri en général mauvais, mais on observe parfois un granoclassement. Figures d'érosion à la base.	
					Calcarénites massives (faciès B - 1/3 de la formation) : couches décimétrique à plurimétriques lenticulaires (sur plusieurs centaines de mètres) qui s'amalgament pour former des barres carbonatée décamétrique de calcarénites fines, moyennes ou grossières composées de débris bien roulés d'organismes de plate-forme, péloïdes micritiques, foraminifères benthiques remaniés, formes planctoniques (rares), d'extraclastes de même nature que ceux des conglomérats, de rares intraclastes carbonatés (biomicrite à calciphères, oosparite, biosparite). Granoclassement. Nodules ou lentilles de silex présents en particulier dans la moitié supérieure de la formation.	
					Calciturbidites (faciès C – environ 2/3 de la formation) : couches très minces à épaisses (15 à 20 cm, parfois 40 à70 cm) de calcarénite et calcsiltite (séquences de Bouma) séparées par de minces interlits marneux à spicules, calciphères (rares) et fucoïdes.	

Nom	Limite inférieure	Limite supérieure	Age	Faciès[1]		
				général		*Couches repères*
				Dénomination	Description	
Flysch calcaire inférieur	Contact tectonique sur l'unité structurale de la Rhune (Brèches de Biriatou)	Passage brutal aux calcaires de Villa Rosa	Cénomanien supérieur à Turonien inférieur	**Brèches de Béhobie (60 m à Béhobie)**	Brèches chaotiques à blocs carbonifères, intercalations centimétriques à plurimétriques de marno-calcaires gris-beiges bioturbés (terriers, fucoïdes), à petits quartz détritiques et rares éléments d'origine pélagique (calciphères, spicules, etc.).	
					Cortège bréchique : 70% schistes noirs (subarrondis) ; 20 % de conglomérats à dragées de quartz et lydienne ; 10% de blocs divers (grès, quartz, granite, calcaire sublithographique).	
					Stratification peu développée, blocs jointifs et inorganisés, arrondis pour les plus petits et arrêtes émoussés pour les plus gros blocs.	
	Evolution du flysch à silex inférieur dont les calciturbidites deviennent plus fréquentes et plus grossières. Vers le Sud-Ouest, lorsque le flysch à silex inférieur se biseaute, les Calcaires de Villa Rosa passent latéralement, puis se succèdent verticalement aux brèches de Béhobie.	Apparition brutale de couches de calcarénite massives (plurimétriques) composées en grande partie de débris de lamellibranches.	Cénomanien supérieur -Turonien inférieur à moyen	**Calcaires de Villa Rosa** (150 à 200 m)	**Pélites à lamines** (faciès G) : Interlits de marnes grises hémipélagique (< 5 cm) et localement intervalles pélitiques plus ou moins carbonatés, décimétriques, intercalés de lamines et de groupes de lamines planes ou obliques de sable fin (contourites).	
					Calciturbidites à grains fins (faciès D3) : couches tabulaires centimétriques à décimétriques de calcsiltite à lamination plane et parfois oblique ou convolutée avec parfois un granoclassement. Altération en plaquettes d'épaisseur centimétrique.	
					Calciturbidites (faciès C1, C2, D) : couches tabulaires décimétriques (< 50 cm) de calcirudite et de calcarénite granoclassée et laminée plane ou ondulée, rarement oblique. Fréquents rubans de silex.	
					Brèches inorganisées à clastes carbonatés (faciès A2) : peu fréquents, couches de calcirudite décimétriques à métriques à surfaces de stratification nettes et horizontales. Eléments anguleux jointifs et mal classés de 10 cm à 1 m.	
					Brèches à clastes terrigènes (faciès A1) : dans la partie supérieure de la formation. Couches lenticulaires d'épaisseur centimétrique à décimétrique, homogènes, aux surfaces de stratification très nettes et légèrement érosives. Eléments (sables grossiers et gravier grossier) jointifs mal classés (quartz blancs, schiste noir, quartzite et lydienne). Séquence de Lowe.	
	Epaississement des turbidites calcaires du flysch à silex inférieur	Contact tectonique le plus souvent, sauf dans l'ancienne carrière de Guéthary avec séparation des calcaires de Béhobie par un niveau de plusieurs mètres plus marneux.	Cénomanien supérieur – Turonien inférieur	**Calcaires d'Ablaintz** (épaisseur max. 600 m)	Alternance de bancs épais de calcarénite bioclastique, de niveaux bréchiques et d'interlits marneux	
					Calciturbidites (faciès C1, C2, D – 80% des dépôts) : couches tabulaires (centimétriques, et plus souvent décimétriques à métriques) de calcirudite et calcarénite granoclassée avec silex en rubans ou en rognon fréquents.	
					Brèches inorganisés ou stratifiées (faciès A2t et A2c) : couches bréchiques centimétriques à métriques composées d'éléments anguleux, subjointifs, inorganisés ou légèrement granoclassés (schiste noir, vert, quartzite verte, quartz blanc, grès psammite rouge ou vert, argilite micacée, ophite, galets mous, orbitolines, etc.).	
					Olistostrome à matériel triasique : existence dans la partie supérieure de la formation de blocs centimétriques à métriques d'ophite, d'argiles bariolées, de grès et argilites du Trias resédimentés dans un olistostrome décamétrique interstratifié.	
	Remplacement progressif du flysch de Mixe avec enrichissement des marnes en carbonates, développement des turbidites calcaires, diminution de la fraction terrigène (excepté sur la bordure méridionale ou le flysch à silex semblerait reposer sur les brèches d'Amotz et sur la bordure Sud du monoclinal d'Urrugne ou le flysch repose en *distal onlap* sur les brèches albocénomaniennes)	Passage progressif aux calcaires d'Ablaintz au NE et aux calcaires de Villa Rosa au SW	Cénomanien moyen à supérieur	**Flysch à silex inférieur** (environ 1000 m)	**Marnes grises** (faciès G) : marnes grises silteuses compactes en couches métriques à décamétriques	
					Calciturbidites (faciès C2, D) : calcarénite tabulaire (5cm à 1m) grise avec silicification en ruban ou en rognon. Fraction détritique (sable moyen à gravier fin) : schistes noirs ou verts, quartz, quartzite, grès - dans la partie supérieure nombreux grès et argilites rouges, quartz bipyramidés – microorganismes benthiques Fraction fine (silt à sables fins) : essentiellement carbonatée : péloïdes, foraminifères benthiques, calciphères, spicules.	
					Turbidites gréseuses : faciès C2g, Dg Turbidites carbonatées alternées de minces turbidites gréseuses	
					Brèches : exceptionnelles leur faciès est très variable en fonction de leur localisation (B2, C1, A2, C2, A2/F,etc.)	
Flysch de Mixe	Passage progressif aux brèches d'Amotz (bordure méridionale et Ustaritz)	Evolution vers un flysch de plus en plus carbonaté	Vraconien à Cénomanien inférieur	**Flysch de Mixe** (1200 à 1500 m)	Alternance monotone et non organisée de pélites silteuses noires, de grès de calcaire gréseux de microbrèches et de brèches.	
					Pélites à lamines (décimétriques à plurimétriques – 70 à 90% du Flysch de Mixe) : Marnes silteuses micacées noires et minces intercalations de grès fins à grossiers (épaisseur inférieure à 1 cm). Lits de silt ou de pélites rubéfiés (orange à mauve) fréquent dans la partie inférieure de la formation. Faciès D3, E et G.	
	Apparition de bancs gréseux du Flysch de mixe au sommet des pélites albiennes (Unité de Sainte Barbe)				**Turbidites gréseuses :** Bancs épais de 1 à 20 cm composés de grès argileux grossier à fin à débris végétaux et à ciment argilo-carbonaté. Termes microconglomératiques fréquents à la base. Faciès C2, D.	
					Conglomérats (<5% de la formation) : Couches conglomératiques d'épaisseur décimétrique et rarement métrique. Composition : éléments grossiers subarrondis et mal classés, de même composition lithologique que les turbidites gréseuses ; clastes non imbriqués. On distingue des faciès A2, A1 et C1.	
					Microbrèches (rares) : Couches lenticulaires de 1 à 20 cm ; Eléments : 99% débris anguleux de schistes noirs ; 1% de graviers de quartz blanc ; Parfois léger granoclassement, mais le plus souvent la structure interne est homogène	
					Turbidites calcaréo-gréseuses : Bancs décimétriques à grains fins (sables fins, silts) : éléments terrigènes (quartz) et carbonatés (péloïdes, spicules, petits foraminifères) dans une matrice micritique plus ou moins argileuse. Turbidites classiques du type Tb-e (faciès D).	

Stratigraphie et lithologie des formations crétacées à oligocènes (construites d'après les travaux de Razin, 1989 et de Lamare et Goguel, 1963).

Références :

Karnay G. et Dubreuilh J., 2007, Compilation sur la stratigraphie des formations du Plio-Quaternaire aquitain, inédit

Lamare P. et Goguel J., 1963, Carte et Notice Géologique de Bayonne à 1/50 000ème, Editions du BRGM, 1ère édition

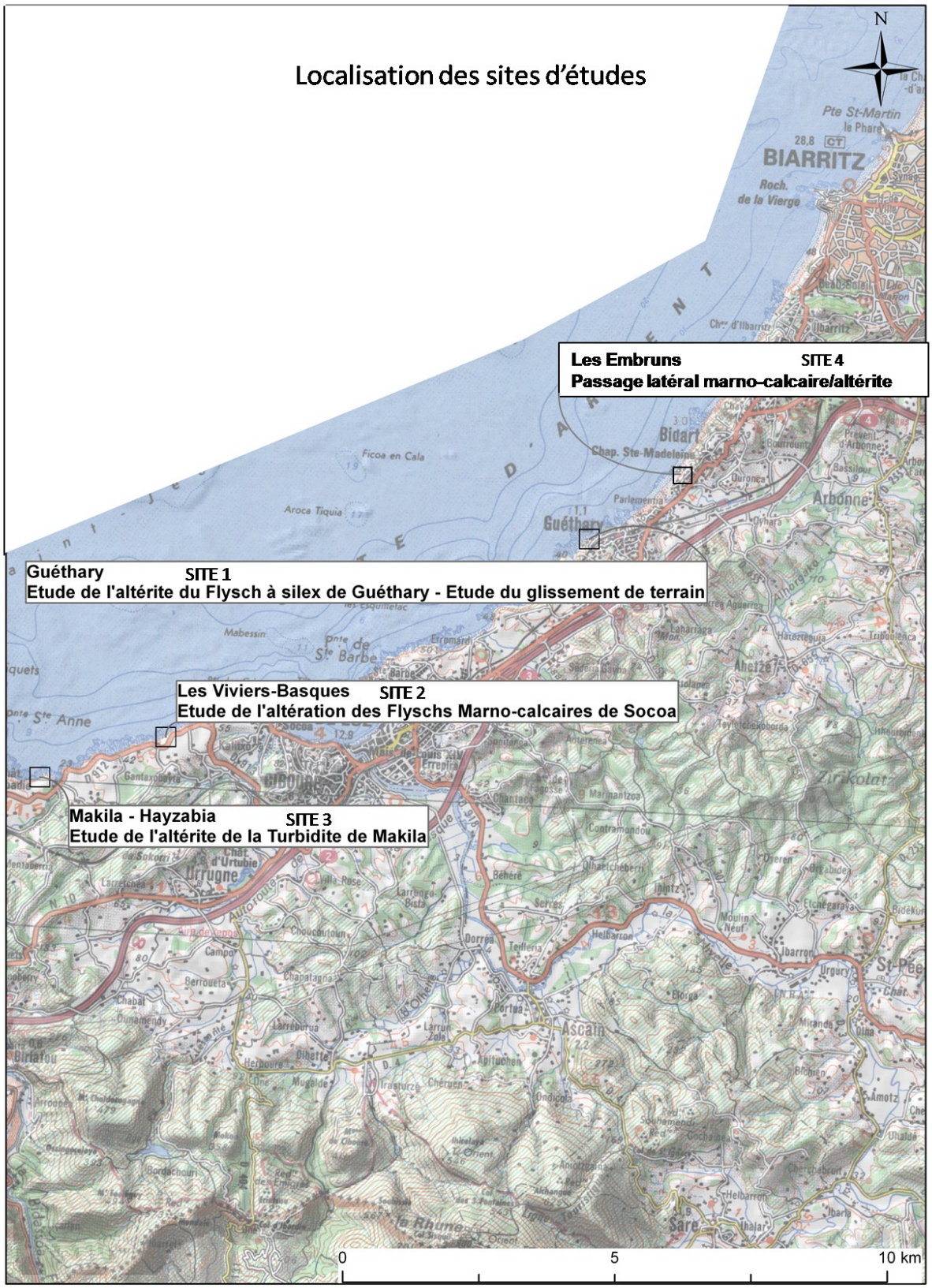
Oldfield F., 1968, The Quaternary Vegetational History of the French Pays Basque, New Phytologist, Vol. 67, No. 3 (Juillet), p. 677-731

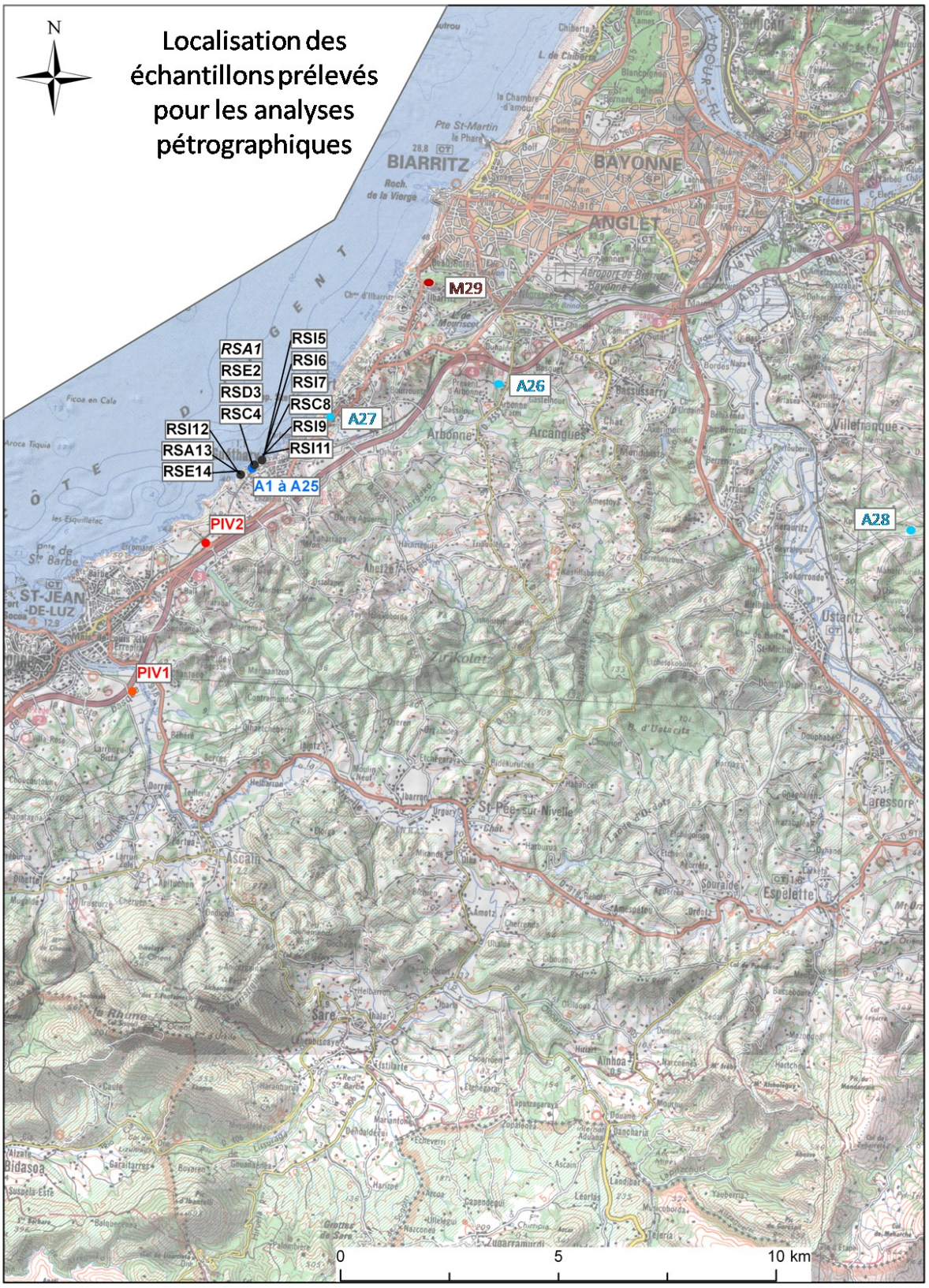
Ouadia M., 1986, Etude sédimentologique des formations quaternaires littorales du Pays-Basque Français, Thèse de l'Université Bordeaux I, 204 p.

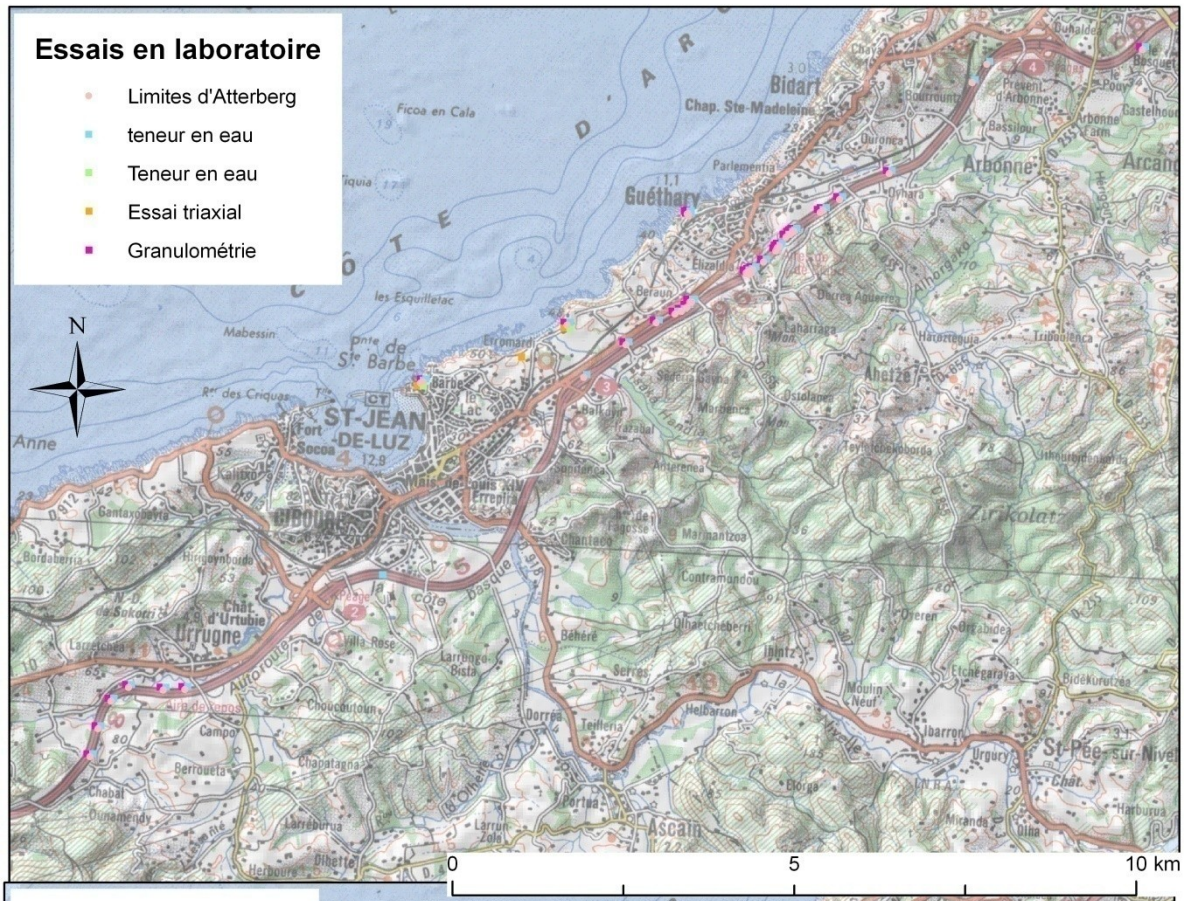
Razin P., 1989, Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées Basques à l'ouest de la Transformante de Pamplona (province du Labourd), Thèse de doctorat : Sciences de la Terre : Université Bordeaux III, 464 p.

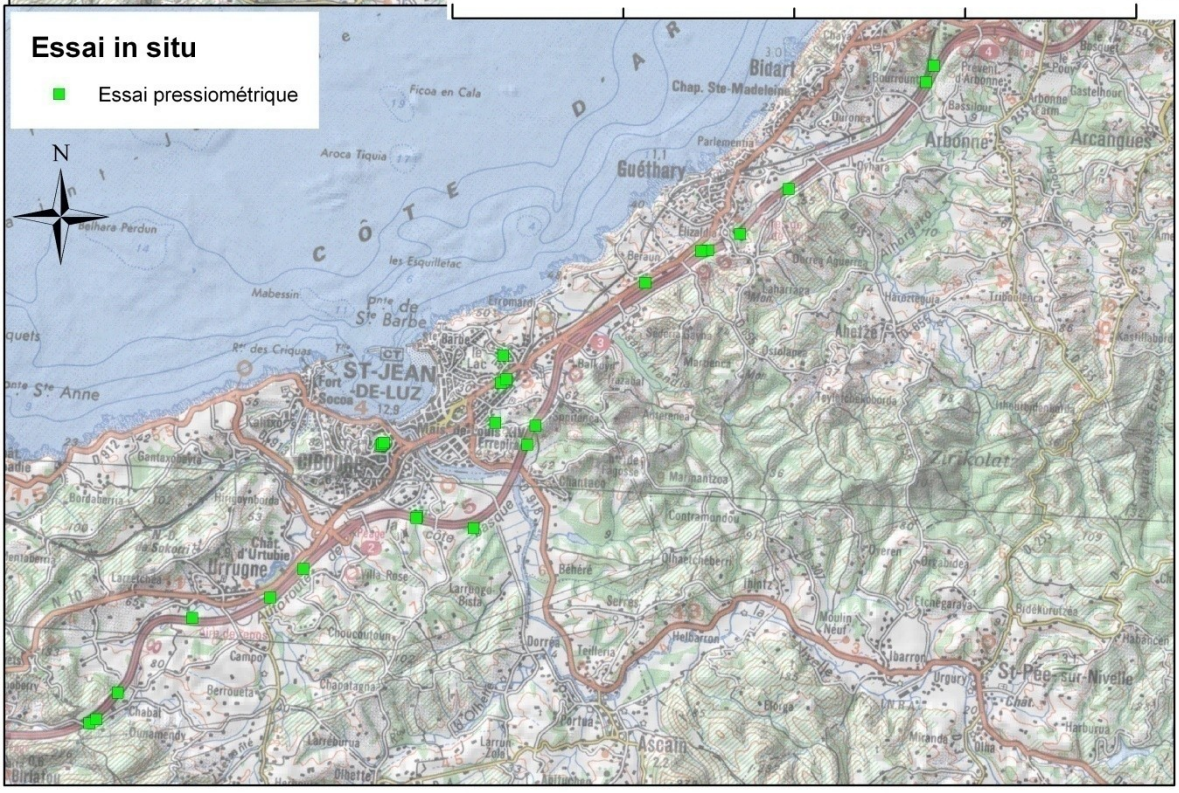
Annexe 3

Localisation des affleurements et des échantillons


Localisation des sites d'études
N
Les Embruns SITE 4
Passage latéral marno-calcaire/altérite
Guéthary SITE 1
Etude de l'altérite du Flysch à silex de Guéthary - Etude du glissement de terrain
Les Viviers-Basques SITE 2
Etude de l'altération des Flyschs Marno-calcaires de Socoa
Makila - Hayzabia SITE 3
Etude de l'altérite de la Turbidite de Makila
BIARRITZ
Bidart
Guéthary
Arbonne
Ahetze
Ascain
Sare
St-Pée
Urrugne
0
5
10 km


N
Localisation des échantillons prélevés pour les analyses pétrographiques
M29
RSA1
RSE2
RSD3
RSC4
RSI5
RSI6
RSI7
RSC8
RSI9
RSI11
RSI12
RSA13
RSE14
A27
A1 à A25
A26
A28
PIV1
PIV2
BIARRITZ
BAYONNE
ANGLET
ST-JEAN-DE-LUZ
Arbonne
Arcangues
Ascain
St-Pée-sur-Nivelle
Sare
Espelette
Ustaritz
Villefranque
Laressore
0
5
10 km


Essais en laboratoire
Limites d'Atterberg
teneur en eau
Teneur en eau
Essai triaxial
Granulométrie
N
0
5
10 km


Essai in situ
Essai pressiométrique
N

Annexe 4

Analyses physico-chimiques

des altérites et des marno-calcaires

Echantillons : description et provenance

(voir localisation en Annexe 3)

Altérites		
Nom	**Provenance**	**Etat**
A1	Carotte de Guéthary	gréseux
A3	Carotte de Guéthary	argile + silex
A5	Carotte de Guéthary	très argileux, compact
A7	Carotte de Guéthary	gréseux
A9	Carotte de Guéthary	argileux
A11	Carotte de Guéthary	Silex
A13	Carotte de Guéthary	argile silteuse
A15	Carotte de Guéthary	remanié - grenu
A17A	Carotte de Guéthary	argile
A17B	Carotte de Guéthary	remanié - grenu
A19	Carotte de Guéthary	remanié - grenu
A21	Carotte de Guéthary	argile
A22	Carotte de Guéthary	argile
A23	Carotte de Guéthary	gréseux
A24	Carotte de Guéthary	argile
A25	Carotte de Guéthary	gréseux
A26	Le Pouy	argileux
A27	Plage de l'Uhabia	argileux
A28	Ustaritz	argileux
A29	Niche d'arrachement du glissement de Guéthary	Argile sableuse
A30	Affleurement au pied du glissement de Guéthary	argiles

Marno-calcaires			
Nom	**Terme de Bouma (T) ou de Lowe (S)**	**Provenance**	
RSA1	Ta	Affleurement Harotzen Costa	
RSE2	Te	Affleurement Harotzen Costa	
RSD3	Td	Affleurement Harotzen Costa	
RSC4	Tc	Affleurement Harotzen Costa	
LS1	S1	Affleurement Harotzen Costa	
RSI5	Td	Affleurement Alcyons	
RSI6	Td	Affleurement Alcyons	
RSI7	Td	Affleurement Alcyons	
RSC8	Tc	Affleurement Alcyons	
RSI9	Td	Affleurement Alcyons	
RSI10	Td	Affleurement Alcyons	
RSI11	Te	Affleurement Senix	
RSI12	Te	Affleurement Senix	
RSA13	Ta	Affleurement Senix	
RSE14	Te	Affleurement Senix	
M29		Pavillon royal	Marnes de Bidart

Alluvions récentes	
Nom	Provenance
PIV1	Les Barthes de St Jean de Luz ; tarière main (0,5 m)
PIV2	Lavoir de Saint Jean de Luz ; tarière main (1,95 m)

Lames minces

Altérites		Marno-calcaires
A3	Non exploitables	RSI5
A9		RSI6
A21 (x2)		RSE14
A24 (x2)		RSI11
A17a		LS1
A5		
A17b		
A29		RSC8
A30		RSA13

Diffraction des rayons x

Minéral Echantillon	Chlorite	Smectites	Illite/mica	Kaolinite	Laboratoire d'analyse
A1		70%	20%	10%	Université de Lille
A5		90%	10%		Université de Lille
A13		89%	11%		Université de Lille
A17		84%	16%		Université de Lille
RSE2	1%	87%	10%	2%	Université de Lille
RSD3		87%	13%		Université de Lille
A27		90%	9%	1%	BRGM (MMA)
M29		86%	12%	2%	BRGM (MMA)
A28	50 % (interstratifiées)		27%	23%	BRGM (MMA)
A26		37%	63%		BRGM (MMA)

Calcimétrie

Réalisée au BRGM, service MMA

Nom échantillon	Teneur en CaCo3
A1	1.8%
A11	1.8%
A13	1.8%
A15	1.8%
A17A	1.8%
A17B	1.8%
A19	1.8%
A21	1.8%
A22	1.8%
A23	1.8%
A24	0.0%
A25	0.0%
A3	0.0%
A5	1.8%
A7	1.8%

A9	1.8%
Nom échantillon	Teneur en CaCo3
RSA1	87.7%
RSA13	86.0%
RSC4	75.4%
RSC8	93.0%
RSD3	84.2%
RSE14	63.2%
RSE2	38.6%
RSI10	91.2%
RSI11	57.9%
RSI12	66.7%
RSI5	93.0%
RSI6	94.7%
RSI7	89.5%
RSI9	89.5%

Chimie globale

Réalisée au BRGM, service MMA

	Al2O3	CaO	Fe2O3t[17]	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	PF[18]	SiO2	TiO2
Seuil de détection	0.2	0.1	0.05	0.05	0.2	0.02	0.2	0.05	0.1	0.2	0.05
unité	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
A1	3.9	0.2	3.87	0.45	< LQ	0.02	< LQ	< LQ	3.78	87.7	0.17
A5	16.6	0.2	3.97	2.29	2.2	0.09	< LQ	0.1	14.5	59.4	0.71
A13	2.2	< LQ	1.73	0.3	< LQ	0.04	< LQ	0.05	2.7	93.1	0.1
A17A	17.8	0.2	4.7	2.7	2.1	0.1	< LQ	0.14	13.6	57.8	0.75
A25	6	0.3	2.72	0.92	0.7	0.07	< LQ	0.05	5.35	83.4	0.25
RSE2	9.5	19	2.09	1.59	1.5	0.02	0.2	0.05	22.8	42.4	0.36
RSD3	1.6	46.4	0.75	0.2	0.5	0.03	< LQ	< LQ	37.7	11.6	0.06
RSC4	2.6	43	0.92	0.26	0.7	0.02	< LQ	0.06	36.3	15.5	0.11
RSA13	1.2	45.8	0.72	0.17	0.5	0.04	< LQ	< LQ	37.9	11.9	0.05
PIV1	12.4	0.4	4.53	2.01	0.7	0.13	< LQ	0.11	7.13	71.2	0.55
PIV2	6.5	0.3	3.86	0.84	0.3	0.07	< LQ	0.06	5.43	82.2	0.52

Cortèges minéralogiques calculés à partir des essais et analyses

	Quartz	Smectites	Illite	Kaolinite	Goethite	Calcite	Chlorite
A1	82%	10%	3%	1%	4%		
A5	23%	62%	1%		4%		
A13	90%	7%	1%		2%		
A17A	16%	63%	12%		5%		
A25	73%	19%	4%		3%		
RSE2	26%	38%	4%	1%	3%	24%	
RSD3	12%	8%	1%		1%	74%	
RSC4	14%	13%	2%		1%	67%	
RSA13	14%	6%	1%		1%	74%	
PIV1	46%	32%	9%	5%	5%		1%
PIV2	71%	16%	5%	2%	4%		

[17] Fer total exprimé sous la forme Fe_2O_3

[18] Perte au feu (1000°C)

Annexe 5

Analyse d’image

SEGMENTATION BY CONSTRAINED WATERSHED WITH OPTIMIZED GRADIENT IMAGE FOR QUANTITATIVE ANALYSIS OF QUARTZ RESIDUAL DEPOSITS

ABSTRACT

Scientists are increasingly aware that landslides play a major role in geological processes and human lives. Landslide hazards are a matter of particular importance along the south western french coast (Basque Country). Effectively, in this area, cliffs are mainly made of materials called alterite with weak hydro-mechanical properties resulting from anisotropic and heterogeneous rock weathering processes.

The aim of our study is to correlate the weathering degree of rocks to the quantified textural characteristics of the alterite. Thus, we propose an algorithm based on image analysis processing for separating touching minerals at the microscopic scale with the aim of analysing the size, the proportion and the spatial distribution of the only rock forming mineral insensitive to weathering processes: the quartz particles. These particles are considered to be markers of the stage of weathering. The algorithm is based on the constrained watershed transformation, moreover, in order to avoid oversegmentation or incorrect segmentation, we propose a specific processing leading both to a realistic and automatic selection of markers pointing out the region to be segmented (the quartz sections) and to an accurate detection of the transition between quartz particles and background.}

INTRODUCTION

Landslides implications for human lives, often disastrous, are at the source of more and more scientific researches in order to understand their causes and processes. In the Southwest of France (Basque Country), frequent coastal landslides threat the built plots of land close to cliffs. They occur in weathered geological formations, called alterites, with weak hydro-mechanical properties resulting from anisotropic and heterogeneous rock weathering processes.

Hence, an increasing scientist interest for weathering processes exists because of their implication in landslides. In the Basque Country, the alterites are mainly incompetent clayey rock very sensitive to water content (Peter-Borie, 2006). The purpose of this study is to characterise the textural evolution occurring during the weathering process. By texture,

we refer to the spatial distribution, proportion and size of the main constituents of this sedimentary rock: grains and matrix. Features resulting from the weathering process are obvious at various scales: the field scale and the microscopic one. In this paper, we are concerned with the microscopic scale.

Material left behind during weathering processes is mainly made of angular quartz particles. The amount of this material, its size and spatial distribution are considered to be markers of the weathering processes (Lelong and Souchier, 1970; Coque-Delhuille, 1987; Peter *et al.*, 2007) allowing to relate the actual alterite to its parent rock; moreover the variability of their hydromechanical properties should be estimated. The characteristics (size and spatial distribution) of the quartz grains are then quantified thanks to image analysis.

In this paper, we propose an algorithm, based on watershed trans\-formation, developed for the segmentation of quartz particles from RGB images of petrological thin-sections. However, noise on the image may cause over-segmentation. To over-come this problem, morphological filters are used to reduce noise while preserving edge. Furthermore, a constrained watershed is used in order to target the researched objects. The developed algorithm is made of four main steps. First, the image is prefiltered. Next, in the one hand, an alternate sequential filter is run, followed by a white top hat. In the other hand, a gradient image is performed. These two processes allow the optimization of the gradient of the pre-filtered image. In addition, the markers are extracted from the pre-filtered image. Then, constrained watershed is run.

DESCRIPTION OF THE STUDIED MATERIAL

WEATHERING PROCESSES

Weathering processes alter a parent rock into a weathering rock called “alterite” when the resulting material stays *in situ*. The levels of weathering vary with time and space according to the spatial and temporal distribution of the weathering agents. Thus, an alterite represents a weathering step at one point and at a given place.

The main part of the French Basque Country bedrocks are calcareous and marly flyschs, which are calcareous to clayey sedimentary deposit association interrupted by beds of diagenetic cherts (Razin, 1989). Each kind of deposit is characterised, among other criterion, by its granulometry (Bouma, 1962). At the field scale, the alterite, is an heterogeneous clayey material interrupted by fractured competent cherts (figure 1).

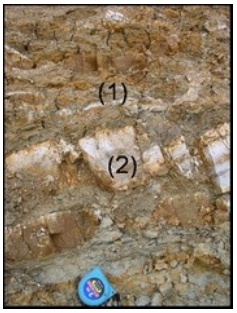


Fig. 1: Alterite facies: clayey material (1) interrupted by layers made of fractured competent cherts (2).

In our work, we try to relate alterite layers to parent rock beds thanks to quartz grain granulometry with the aim to quantify the step of weathering through material texture. At the mineralogic scale, first studies shows that weathering processes seem to have mainly consisted in dissolving calcareous mineral (calcite) and on hydrolysing the most sensitive terrigenous minerals like feldspars (Razin, 1989). Mica (muscovite), less weatherable (Goldich, 1938), is not completely hydrolysed. Quartz is the only terrigeneous mineral insensitive to weathering processes: the observation of thin-sections of alterite shows that grains are angular, as in the parent rock, and don't show any secondary growth. This observation put forward the hypothesis that quartz are inherited from the parent rock without any modification (Peter-Borie, 2006).

Texture of the alterite is studied from image of thin-sections thanks to image analysis. Getting one image requires long time and meticulous care. A poor preparation of the material and defects in the acquisition system may cause bad and insignificant measurements. The structure of the alterite, and in particular the cherts, makes the coring of intact samples difficult. Afterwards, about three months are required to impregnate and to harden the clayey material in order to make thin-sections (Peter-Borie *et al.*, 2006). Furthermore, cracks may appear in the material because of the shrinking of swelling clays and air bubbles because of its low permeability. This will be at the origin of some difficulties during segmentation process.

IMAGE ACQUISITION

Images of a thin-section (of 30 µm normalised thickness) perpendicular to the stratification are acquired thanks to the numerical petrographic microscope Leica DM 6000B, 50x in magnification (objectives: 5x and oculars: 10x). A polarized and non-analysed transmitted light has been chosen mainly because quartz rolling extinction with polarized-analysed transmitted light makes it impossible to be automatically segmented. The precision

and the reproductibility of the microscope settings allow to obtain images with constant brightness, contrast and hue variations whatever the quality of the thin-section.

The image which is analysed in this paper is a mosaic of 4 x 4 small images. Each of them is limited to the central area of the microscope stage to avoid as much as possible inhomogeneous illumination even if image acquisition is done with the greatest care. The resolution of the resulting image is 1751 x 1821 pixels (1877 x 1952 µm) with 24 bits, unsigned values.

However, grain boundaries between minerals are often blurred due to various orientations of the grain boundaries. Furthermore, the relation between transmitted light intensity and mineral phases thresholding is not necessary one to one. Thus, getting the binary image of the quartz sections does not work without some pre-processing using mathematical morphology with AphelionTM 3.2h(©ADCIS) image processing and analysis software.

It should be noticed that we have decided to acquire an overexposed image in order to facilitate the identification of markers needed for the watershed transformation (see later).

QUALITATIVE DESCRIPTION OF THE IMAGE

On the studied image, several minerals phases appear in a dark brown matrix (figure 2): quartz, which is the most widespread, mica and weathered minerals.

Quartz grains are globally colourless, white or grey, but sometimes coloured by impurities (oxide inclusions) or ill-defined due to inopportune remaining air bubbles next to the impregnation. The general high intensity of the transmitted light through quartz sections allows to distinguish them from weathered minerals, mainly green or brown. Nevertheless the darkest quartz sections may be confused with some mica.

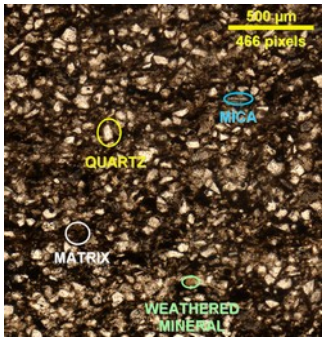


Fig. 2: Studied image and identified mineral phases.

ALGORITHM

FROM THE ORIGINAL IMAGE TO THE IMAGE READY FOR THE SEGMENTATION

The purpose of the algorithm is to get the most accurate binary image of the quartz particles as possible. Expected measurements, like granulometry or study of the grains shape and size, require to obtain true grain boundaries. This is the main constraint for the algorithm. In order to choose the appropriate segmentation method, the repartition of grey levels of the image is first analysed thanks to histograms and profiles (Riss *et al.*, 2001)

The histograms of blue and green channel grey levels show unimodal and asymmetric distributions whereas the red channel one is bimodal because of overexposure (figure 3). The modal class (the first one for the red channel) is located at low grey levels, mainly corresponding to matrix. The second mode of the red channel histogram, due to the overexposure, appears as a single peak at the two hundred and fifty-five grey levels with no negative consequences. It corresponds to quartz grains. In fact, the overexposure of the image hides quartz inclusions without interest and makes the segregation of quartz grains easier.

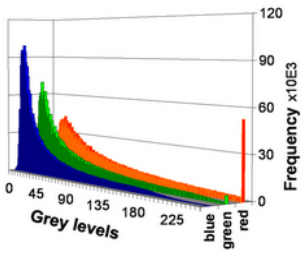


Fig. 3: Histograms of grey level repartition in the image for the three channels: red, green and blue.

A typical profile through the image (figure 4) highlights that quartz grains show globally higher grey levels than the other mineral phases whatever the colour channel is. The table 1 and the figure 4 give the grey levels mean values of region of interest manually delimited for each component along the profile. This rough analyse shows indeed that quartz are globally represented by the highest grey levels; however, grey levels decrease close to their grain boundaries and become closer to the mica ones. At this stage, a threshold using lower or upper bound should not works well since it is impossible to separate quartz and mica particles. Then, a specific pre-processing is needed.

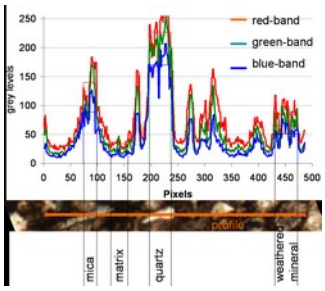


Fig. 4: Profiles of grey level crossing quartz grain, mica, weathered mineral and matrix for each channel. Mean values of grey levels are surimposed in front of each mineral.

Mineral phase	Red channel	Green channel	Blue channel	Series of pixels used for calculating the means
Quartz	227	206	170	197 to 237
Mica	140	116	89	74 to 99
Weathered mineral	85	65	51	431 to 473
Matrix	34	24	15	125 to 157

Table 1: Grey levels means for the different mineral phases in each colour channel in the profile of the figure 4

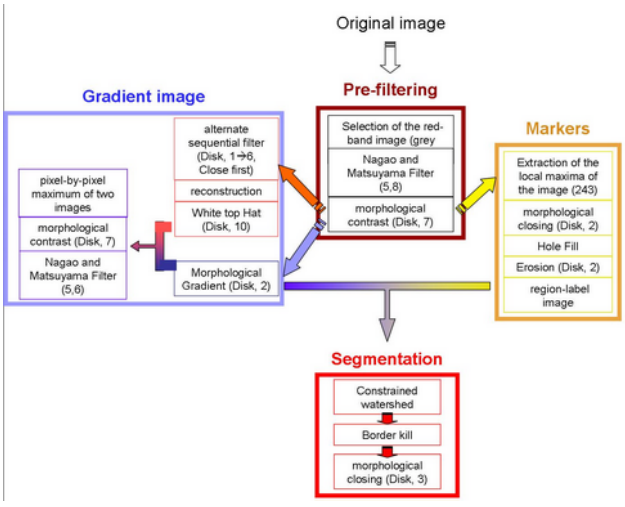


Fig. 5: Developped algorithm

To summarize, it has been shown that differences of grey levels between quartz particles and any other phases are particularly high and more significant on the red channel. Furthermore, the increasing of the grey levels going from any phases to quartz particles is adequate to try to outline markers and gradient image needed the constrained watershed transformation.

Therefore, the developed algorithm is based on the pre-filtering and the filtering of the red channel image in order to process the segmentation by the means of constrained watershed transformation. It consists of four main steps (figure 5):

- pre-filtering of the image,
- creation of the gradient image,
- creation of the markers,
- segmentation.

Each step is developed in the following paragraphs.

PRE-FILTERING

Recall that starting with the red channel grey level image, the objective is to arrive at a meaningful partitioning with the most accurate one to one correspondence between segments on the final binary image and quartz particles as they can be observed at the microscopic scale by a petrologist. As the grey level distribution of the quartz particles are mainly inhomogeneous (even if overexposed) and object boundaries look like blurred step edges pre-filtering is needed before running an edge-based segmentation.

So, in order to smooth the image while preserving, or in some case, enhancing edges, a Nagao and Matsuyama (1979) filter is run. The maximum size windows proposed by Aphelion being 5x 5 square, the filter is iterated height times with respect of the estimated mean area of the quartz particles ($\approx$ 1050 square pixels). It should be noticed that the eight connectivity on a square grid is systematically chosen when it is necessary to specify it. Going on with pre-filtering, the figure 6 shows how a morphological contrast filter (arithmetic difference between dilated and eroded image, Schmidt and Mattioli, 1994} next to the previous one enhances the initially blurred boundaries while quartz regions become more flat. The quartz particles being almost always not elongated but more or less circular, the structuring element is a disk as it will be for any image transformation of the whole

algorithm from pre-filtering to segmentation. Its size is 7 pixels, according to the mean size of the blurred edge steps between quartz particles and the others.

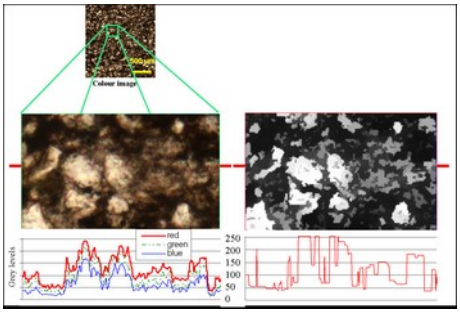


Fig. 6: Comparison between original image (on the left) and the pre-filtered image (on the right): grain boundaries are cleaner and noise has been reduced within mineral phase.

In the next sections, it will be shown how to transform the pre-filtered image in order to get, on the one hand, an image where boundaries between quartz particles and background are highlighted enough so as the constrained watershed transformation works well and, on the other hand, the image of the significant markers of the quartz particles we want to extract.

GRADIENT IMAGE

The gradient image of the previous prefiltered image should have been used for running the constrained watershed starting from markers that will be defined in the next section. Unfortunately, the eyes of the expert identify some missegmentation; thus, it was attempted to enhance the gradient image by further processing. So, a morphological gradient, with a disk (size 2), is performed and next combined with a new prefiltered image as it will be explained below. So, even if the grey level amplitudes from background to quartz particles on the prefiltered image are, in most case, large enough, appropriate enhancement operator should have been performed to optimize the final gradient image before running the constrained watershed.

First, an alternate sequential filter (Sternberg, 1986) is applied to the pre-filtered image (figure 7a); since we want to eliminate small white structures, the A.S.F. starts with a closing and is run with a disk as structuring element of maximal size equal to six pixels; doing that it is assumed small white area of five pixels size are insignificant. Then, a geodesic reconstruction of this image inside the original one (the original red band image, figure 7b) allows to select the set of quartz particles that are assumed to be significant keeping their original size and shape. Moreover, the white top hat (figure 7c, Meyer, 1978; Serra, 1982), difference between the image and its opened, is run with a disk of two pixels (the length of

transition from matrix to quartz grain in the pre-filtered image is about this size), doing that peaks all along the quartz grain boundaries are selected.

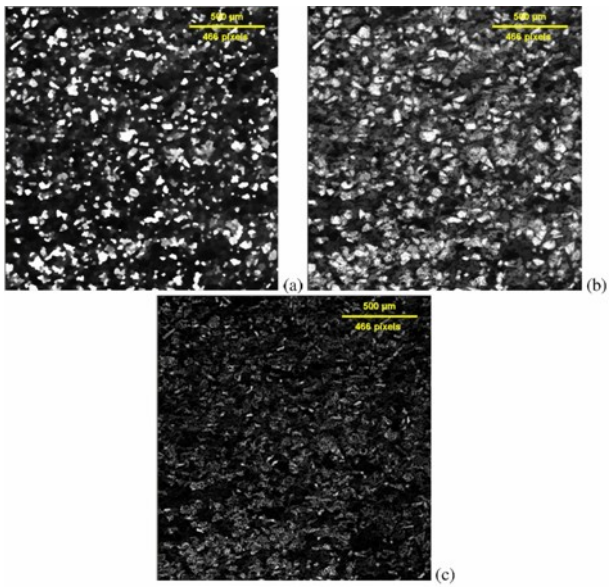


Fig. 7: (a): Alternate Sequential Filter ; (b): Geodesic Reconstruction ; (c): White Top Hat

Then, the bit-to-bit maximum of the gradient image and the later one is performed (figure 8). The resulting image will be used as an ``optimized'' gradient image. This image is next filtered thanks to a morphological contrast filter with a disk of four pixels size to enhance ridges. Then, a Nagao and Matsuyama filter smooths grey levels of the catchment basins.

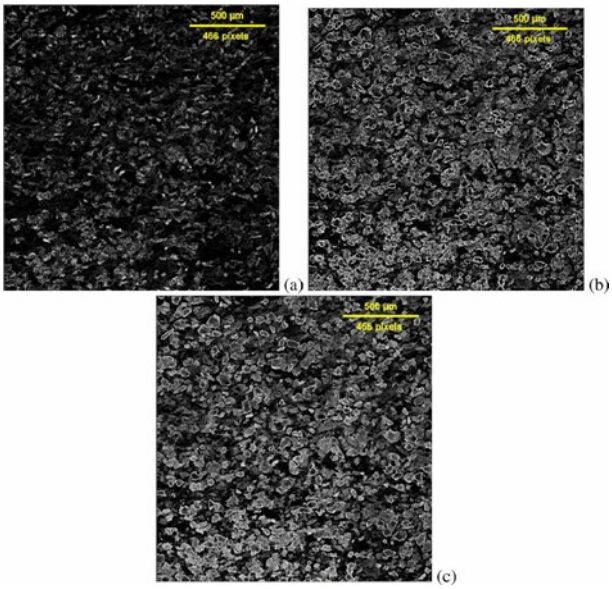


Fig. 8: White Top Hat of the Alternate Sequential Filter image (a), Gradient image (b), Maxima of the two previous images (c).

On the resulting image, closed boundaries of quartz particles are clearly outlined with high grey levels (figure 9). Nevertheless, some other minerals (mainly micas) remain without bad consequences since they play no role during the constrained watershed transformation (there will be no corresponding markers).

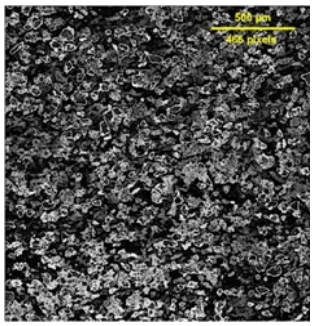


Fig. 9: Filtered gradient image.

MARKERS

The grey levels of quartz sections on the pre-filtered image are mainly greater than two hundred and forty three. Lower grey levels are associated to the other light mineral phases like mica or weathered minerals. Markers are therefore created by extracting regional maxima greater than two hundred and forty three.

However, all resulting markers are not representative: several markers closed one with each other may correspond to a same grain, one marker can present holes and some markers are linked to noise or very small grains which are not representative. In order to compensate for particles artificially disconnected, a morphological closing is performed with a disk with a size of two pixels. Then, to avoid over-segmentation, holes are filled up. Finally an erosion with a disk with a size of two pixels enables to delete markers which are considered not to be representative. The resulting image (figure 10) is a binary image on which each objects are a part of one quartz grains and each representative quartz grain is marked by one object.

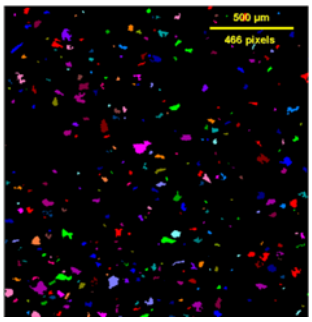


Fig. 10: Markers image

SEGMENTATION

Segmentation is afterwards performed by the means of the constrained watershed (Beucher, 1983). This operation is performed by filling-up catchments basins of the optimized gradient image starting from the markers. Each marker produces one object. As a result, we obtain a binary image where the background is the matrix and the foreground the quartz sections (figure 11).

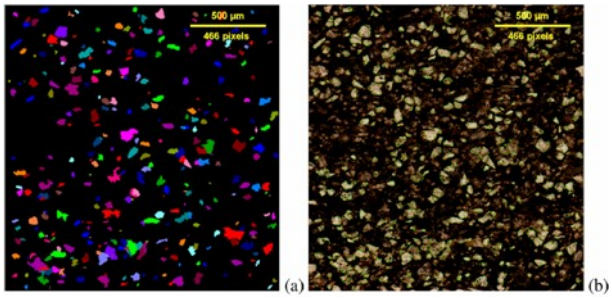


Fig. 11: Final binary image (a) and superimposition of the quartz boundaries (green lines) on the initial image (b).

DISCUSSION

Automatic image segmentation is not so easy even if the edges and sizes of the objects to be extracted are generally quite obvious for the human eyes. This is a particularly very hard problem for geologists analysing rock textures by the means of a petrological microscope. As it has been mentioned before, images of thin-sections to be analysed have been acquired when illuminated with polarized but not analysed light. This allows to avoid various polarization colours due both to non uniform crystallographic orientation of the quartz sections and to rolling extinction. Nevertheless, it remains artefacts, noise either on the background or the foreground (quartz particles) and unwanted features such as white micas that can be confused with some quartz particles or air bubbles. The method we have

chosen is an edge method. This choice have been led by the analyse of grey level repartition which show an high contrast between quartz grain and the matrix. However, a simple watershed includes light grains like mica. That's why we put a constrain on this method: the flood of the catchment basins starts from predefined areas. This powerful tool has a defect which is over-segmentation (Bleau and Lean, 2000).

These markers should be automatically outlined as disconnected subsets of pixels showing the highest grey levels among those of the whole image of the red channel. The developed algorithm is robust in view of frequent noises occurring in thin-section images: it is in particular impervious to lighting defect during the image acquisition and to dark inclusions inside quartz grains thanks to smoothing filters.

The developed algorithm is very fast to run when it is programmed as macro in the software. It enables to treat quickly several images in prospect of doing measurements on the studied objects.

FIRST RESULTS

First measurements done on the analysed image compute quartz grains characteristics as stereological parameters, granulometry (figure 12; in number and in measure; Coster and Chermant, 1989) and anisotropy if any. The 343 counted objects represent an areal density $A_A(X)$ of 12 %, ($A_A(X) = V_V(X)$), a specific perimeter $L_A(X)$ of 1.2 mm/mm² (specific surface area $S_V(X)$ is 1.5 mm²/mm^3), and a specific connectivity number $N_L(X)$ of 0.004.

As a working hypothesis, we considered that grain size-distribution of quartz particles in alterite is similar than in the corresponding parent rock layer (quartz are inherited from the parent rock). So, each alterite sample could be related to the parent rock layer for which similar analysis has been run. The granulometric curves (in number and in area) of quartz grains of the studied alterite sample, presented on figure 12, are similar than those obtain from the quartz grains of the wavy and convoluted silty to sandy layer of the parent rock (figure 12): the level C of the sequence of Bouma (1962). So, the studied alterite sample result of the weathering of a level C of the sequence of Bouma (1962). On the parent rock layer, quartz grains represent an areal density A_A (X_2) = 0,75 % ; the weathering of the rock infers an important increase of the areal density of quartz grains. With the hypothesis of an isotropic compression of the level C of the sequence of Bouma, the weathering process generates a volume loss of 94 % of the rock mass. The lost of volume is intimately connected

to the nature of the parent rock, the result obtain for the level C should not be extended to the other levels of the parent rock without care because of the specific texture of each layer.

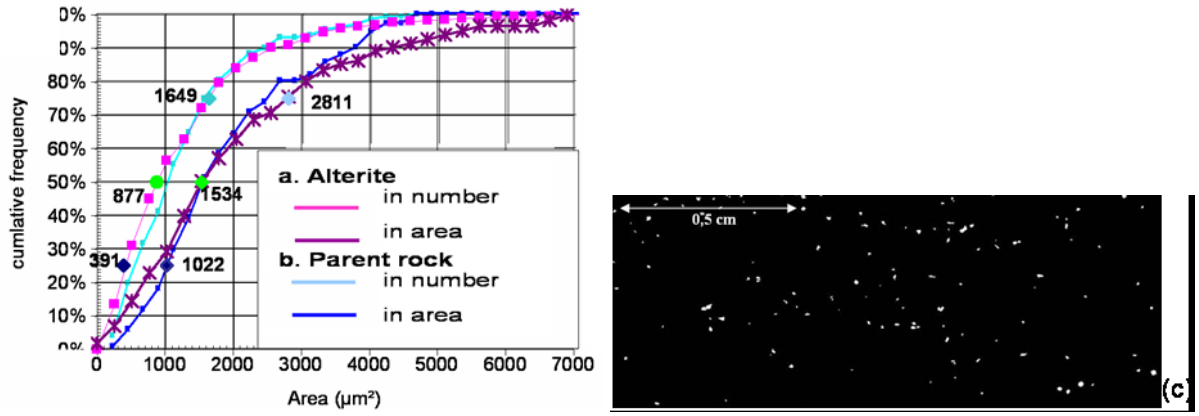


Fig. 12: Granulometric curves (in number and in area) for: a. alterite sample, b. a level C of the parent rock sample. c. Binary image of the quartz grains in the level C of the parent rock.

Knowing that the alterite is related to its parent rock layer, it is necessary to evaluate the textural evolution of the rock during its weathering. In this aim, the covariance is calculated in eight directions and the map of distance between grains is established.

The analysed of covariance shows no reorientation of quartz grains during the weathering process (figure 13) ; in fact the slope of the covariance for directions 45° to 90° (parallel to the stratification) are greater than in any others directions.

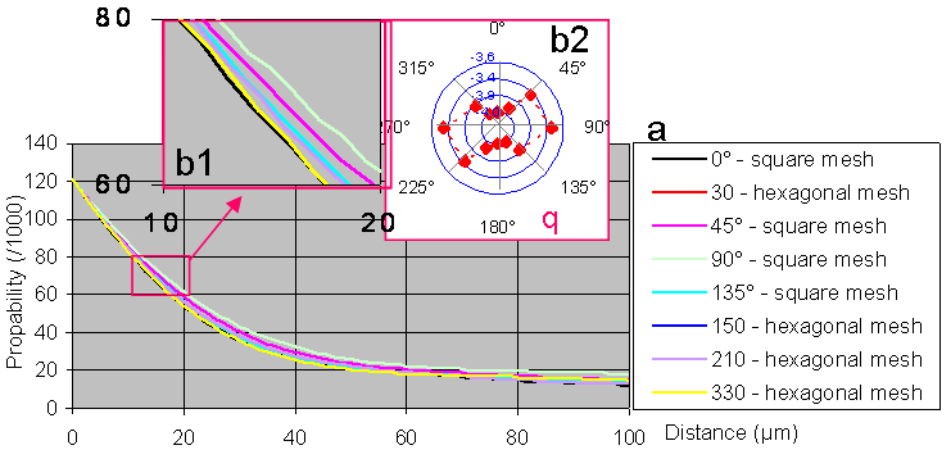


Fig. 13: a. Covariance curves in eight directions α for alterite sample. It should be notice that 0° is vertical, perpendicular to the stratification. b1: Zoom on the slope at the origin ($N_L(X)$). b2: Slope (q) at the origin according to the direction α

Thus, rock structure seems not to be fully destroyed by weathering, although its volume decreases; this results in a vertical translation of the quartz particules without rotating and without change of their size and shape.

These measurements allow to conclude that studied alterite can't be classify in the usual pedologic typology (Delvigne, 1998) which distinguishes the isalterites (structures and volumes of parent rock are undisturbed) and the alloterites (structures and volumes of parent rock are disturbed), but seems to be a new kind of alterite, intermediate.

CONCLUSION

Automatic segmentation based on mathematical morphology is a main step whatever the application field, up-to-date not as well developed as it should be in the petrographical field. In this paper, we have shown that pre-processing images using mathematical morphology allows quartz particles from alterite thin-sections to appear automatically in a better fashion after being cleaned of unwanted components, noise or artefacts. The developed algorithm consists in four main steps: after a first filtering to reduce noise while preserving edge, an “optimized” gradient image is created on the one hand whereas markers that correspond to a part of each quartz grain, are selected in the other hand. Then, a constrained watershed is performed: each marker produce one object.

The automation of this algorithm thanks to macros enables to treat several images. In prospect, measurements like granulometry or anisotropy (thanks to covariance measurements) will be systematically computed and compare to those of the parent rock. This kind of statistical analysis allows a best understanding of weathering processes to be developed in the near future.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank the researchers and technicians of the EPOC Laboratory (University Bordeaux 1) for their collaboration, especially Bernard Martin for thin sections and Sébastien Zaragosi for lending the camera and for his precious time spends to adjust it.

REFERENCES

Beucher S. (1983). Extrema of grey tone functions and mathematical morphology. Rapport du centre de Géostatistique et de Morphologie Mathématique. École Nationale Supérieure des Mines de Paris. Fontainebleau. 793 p.

Beucher S. (1990). Segmentation d'images et morphologie mathématique. Thèse de doctorat. école Nationale Supérieure des Mines de Paris. 302 p.

Bleau A. and Lean L.J. (2000). Watershed-based Segmentation and Region Merging. Computer Vision and Image Understanding. 77(3):317--370.

Bouma A.H. (1962) Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation, Elsevier, Amsterdam, 168 p.

Coque-Delhuille B. (1987). Le Massif du Sud-Ouest anglais et sa bordure sédimentaire: étude géomorphologique. Thèse d'Etat, Univ. de Paris 1, publication EDITEC (Caen), 2 vol., 1040 p.

Coster M. and Chermant J.L. (1989). Précis d'analyse d'images. Presses du CNRS, 2e édition. 560 p.

Delvigne J.E. (1998). Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering, Canadian Mineralogist, Special Publication No. 3, Ottawa, Ontario, 494 p.

Goldich S. (1938). A study of rock weathering. Journal of geology, 46(1):17-58

Kirchner J.W., Riebe C.S., Ferrier K.L. and Finkel R.C. (2006). Cosmogenic nuclide methods for measuring long-term rates of physical erosion and chemical wathering. Journal of Geochimical Exploration, 88(1-3): 296--299

Lelong F. and Souchier B. (1970). Bilans d'altération dans la séquence des sols vosgiens, sols bruns acides à podzols, sur granite. Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace-Lorraine., 23 (3-4):113--143

Meyer F. (1978). IIème Symposium Européen d'Analyse d'Images en sciences des matériaux, biologie et médecine. Caen, France. 4/7 Otobre 1977. Pract. Met., 1978. S8. 374 p.

Nagao M. and Matsuyama T. (1979). Edge preserving smoothing. Computer Vision, Graphics and Image Processing 9:394--407

Outal S. (2006). Quantification par analyse d'images de la granulométrie des roches fragmentées : amélioration de l'extraction morphologique des surfaces, amélioration de la reconstruction stéréologique. Thèse de doctorat. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Peter-Borie M. (2006). Etude géologique et géotechnique des instabilités de terrain sur le littoral basque. Cas d'étude: Ilbarritz (Bidart) et Harotzen Costa (Guéthary). Rapport d'avancement. BRGM-RP-54728-FR. 68 fig., 18 tab., 123 p.

Peter-Borie M., Riss J., Mallet C. and Aubié S. (2006). Morphological Image Analysis of Alterite of Regional Extent in South West French Atlantic Coast. Proc. 11th ECS and Image Analysis, September 3-8, 2006, Liège, Belgique, 4 p.

Peter-Borie M., Riss J., Mallet C. and Aubié S. (2007). Synthèse bibliographique des processus d'altération des roches et applications au littoral basque (64). Rapport d'avancement. BRGM/RP-55256-FR, 79 fig., 23 tab., 184 p.

Razin P. (1989). Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'Ouest de la transformante de Pampolona (Province du Labourd). Thèse de doctorat. Univeristé Bordeaux III, 464 p.

Riss J., Gentier S. and Genter A. (2001). Granitic core cross sections: numerical modelling. Proc. 8th ECS and Image Analysis, September 4-7, 2001, Bordeaux, France. Image Anal Stereol 20(Suppl 1):550--555

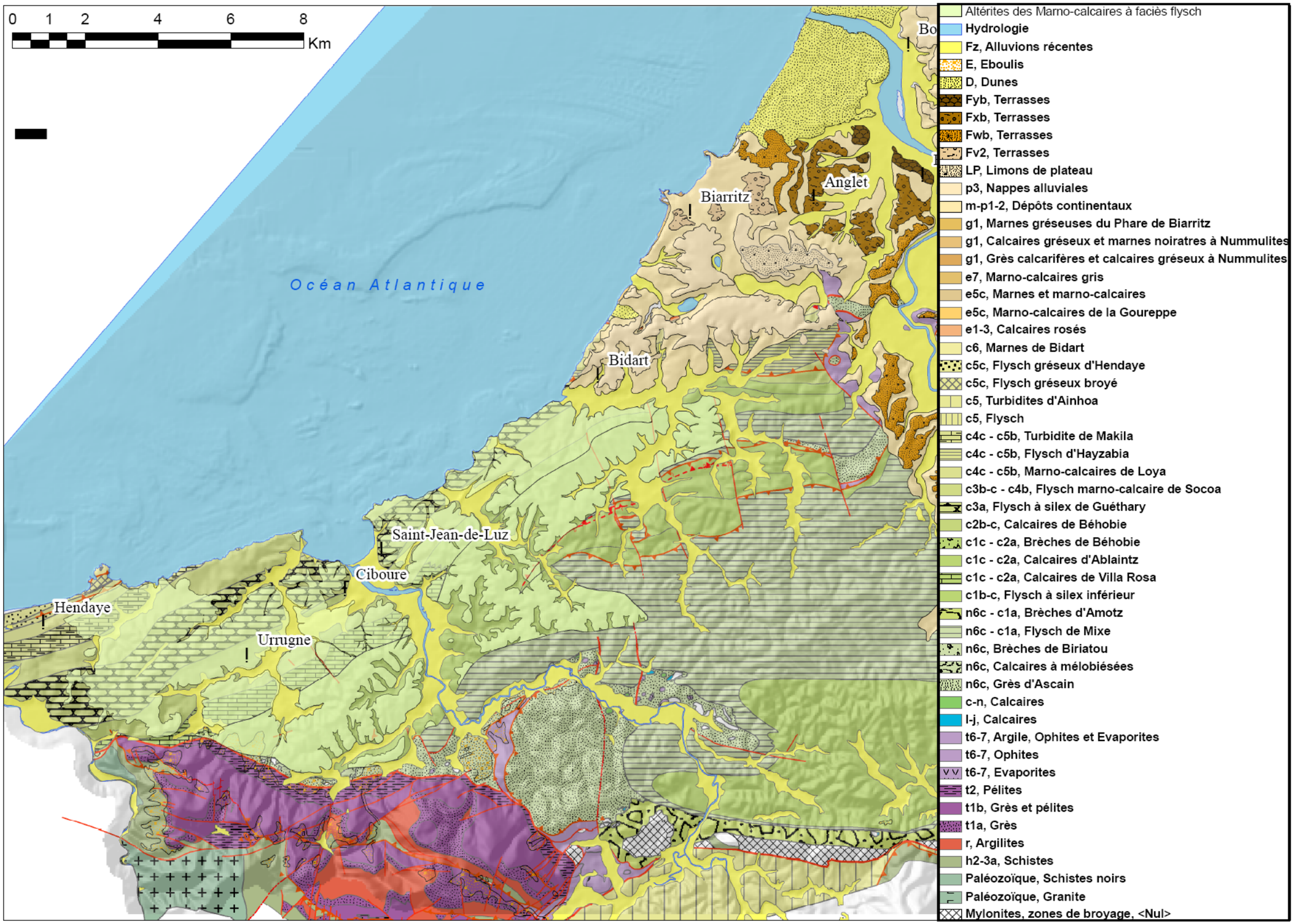
Schmidt and Mattioli (1994). Morphologie mathématique. Masson, Paris, 211 p.

Serra J. (1982). Image analysis and mathematical morphology. Academic Press

Sternberg S.R. (1986). Morphology for grey-tone functions. Computer Vision, Graphics and Image Processing 30:35--407

Annexe 6

Carte géologique avec localisation des altérites des marno-calcaires


0 1 2 4 6 8
Km
Océan Atlantique
Bo
Biarritz
Anglet
Bidart
Saint-Jean-de-Luz
Ciboure
Hendaye
Urrugne
Altérites des Marno-calcaires à faciès flysch
Hydrologie
Fz, Alluvions récentes
E, Eboulis
D, Dunes
Fyb, Terrasses
Fxb, Terrasses
Fwb, Terrasses
Fv2, Terrasses
LP, Limons de plateau
p3, Nappes alluviales
m-p1-2, Dépôts continentaux
g1, Marnes gréseuses du Phare de Biarritz
g1, Calcaires gréseux et marnes noiratres à Nummulites
g1, Grès calcarifères et calcaires gréseux à Nummulites
e7, Marno-calcaires gris
e5c, Marnes et marno-calcaires
e5c, Marno-calcaires de la Goureppe
e1-3, Calcaires rosés
c6, Marnes de Bidart
c5c, Flysch gréseux d'Hendaye
c5c, Flysch gréseux broyé
c5, Turbidites d'Ainhoa
c5, Flysch
c4c - c5b, Turbidite de Makila
c4c - c5b, Flysch d'Hayzabia
c4c - c5b, Marno-calcaires de Loya
c3b-c - c4b, Flysch marno-calcaire de Socoa
c3a, Flysch à silex de Guéthary
c2b-c, Calcaires de Béhobie
c1c - c2a, Brèches de Béhobie
c1c - c2a, Calcaires d'Ablaintz
c1c - c2a, Calcaires de Villa Rosa
c1b-c, Flysch à silex inférieur
n6c - c1a, Brèches d'Amotz
n6c - c1a, Flysch de Mixe
n6c, Brèches de Biriatou
n6c, Calcaires à mélobiésées
n6c, Grès d'Ascain
c-n, Calcaires
l-j, Calcaires
t6-7, Argile, Ophites et Evaporites
t6-7, Ophites
t6-7, Evaporites
t2, Pélites
t1b, Grès et pélites
t1a, Grès
r, Argilites
h2-3a, Schistes
Paléozoïque, Schistes noirs
Paléozoïque, Granite
Mylonites, zones de broyage, <Nul>

Annexe 7

Analyses en composantes principales

Matrices associées à l'analyse en composantes principales en données centrées réduites des paramètres d'état des altérites et autres sols (p.126) :

Description des échantillons (source des échantillons hors altérites : Magnan, 2000)	Catégorie	Masse volumique humide ($x10^3 kg/m^3$)	Masse volumique sèche ($x10^3 kg/m^3$)	Indice des vides	Teneur en eau
Individus illustratifs					
Argile légèrement sableuse rougeâtre à graviers	ALTERITES	1,66	1,34	1,01	0,26
Argile marron à cailloux	ALTERITES	1,68	1,22	1,22	0,30
Argile marron à cailloux	ALTERITES	1,61	1,18	1,29	0,38
Argile sableuse rougeâtre à graviers	ALTERITES	1,66	1,31	1,06	0,34
Argile sableuse rougeâtre	ALTERITES	1,68	1,27	1,21	0,36
Argile rougeâtre	ALTERITES	1,65	1,11	1,43	0,57
Limon argileux marron clair veiné de noir, consistant moyennement plastique	ALTERITES	1,87	1,39	0,95	0,35
Limon argileux jaunâtre, mou à mi-consistant plastique	ALTERITES	1,60	0,95	1,85	0,69
Limon argileux peu carbonaté, jaunâtre, mi-consistant à mou plastique en allant vers la base	ALTERITES	1,58	0,92	1,93	0,72
Limon argileux peu carbonaté, jaunâtre, mi-consistant à mou plastique en allant vers la base	ALTERITES	1,64	1,01	1,66	0,62
Individus actifs					
Argile molle de Cubzac (105)	ARGILES	1,49	0,81	2,18	0,85
Argile des Flandres	ARGILES	1,98	1,54	0,786	0,29
Argile verte	ARGILES	1,83	1,34	0,98	0,37
Argile molle de Caen	ARGILES	1,36	0,62	2,86	1,20
Argile de Guiche	ARGILES	1,57	0,93	1,73	0,68
Argile glaciaire molle	ARGILES	1,77	1,22	1,2	0,45
Argile glaciaire raide	ARGILES	2,07	1,70	0,6	0,22
Argile molle peu organique	ARGILES	1,58	0,93	1,9	0,70
Argile molle très organique	ARGILES	1,43	0,68	3	1,10
Argile montmorillonitique très molle (bentonite)	ARGILES	1,27	0,43	5,2	1,94
Limon d'Orly	LIM	2,00	1,23	1,2	0,22
Sable de Loire	SABLES	1,90	1,78	0,52	0,24
Sable lâche (particules de dimensions voisines)	SABLES	1,89	1,43	0,85	0,32
Sable dense (particules de dimensions voisines)	SABLES	2,09	1,75	0,51	0,19
Sable lâche (particules de dimensions très différentes)	SABLES	1,99	1,59	0,67	0,25
Sable dense (particules de dimensions très différentes)	SABLES	2,16	1,86	0,43	0,16
Tourbe de Caen	TOURBES	1,15	0,27	6,88	3,20
Tourbe de Bourgoin	TOURBES	1,05	0,16	8,1	5,70
Tourbe fibreuse (surface)	TOURBES	0,91	0,1	10,4	8,00
Tourbe humifiée (enterrée)	TOURBES	1,04	0,153	8	5,80
Vase de Lorien	VASES	1,49	0,85	1,98	0,75
Vase de Caen	VASES	1,54	0,87	2,04	0,77

Statistiques sommaires des variables continues

Libellé de la variable	Effectif	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum
Masse volumique humide (.10^3 kg,m^{-3})	33	1,63	0,31	0,91	2,16
Masse volumique sèche (.10^3 kg,m^{-3})	33	1,06	0,47	0,10	1,86
Indice des vides	33	2,33	2,45	0,43	10,40
Teneur en eau	33	1,17	1,81	0,16	8,00

Matrice des corrélations

	Masse volumique humide	Masse volumique sèche	Indice des vides	Teneur en eau
Masse volumique humide	1,00			
Masse volumique sèche	0,97	1,00		
Indice des vides	-0,89	-0,88	1,00	
Teneur en eau	-0,81	-0,79	0,97	1,00

Tableau des valeurs propres

Trace de la matrice: 4

Numéro	Valeur propre	Pourcentage	Pourcentage cumulé
1	3,6561	91,40	91,40
2	0,2986	7,46	98,87
3	0,0336	0,84	99,71
4	0,0118	0,29	100,00

Coordonnées des variables actives / Corrélations des variables actives avec les facteurs

Libellé de la variable	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4
Masse volumique humide	-0,96	0,25	-0,13	-0,01
Masse volumique sèche	-0,95	0,28	0,11	0,04
Indice des vides	0,98	0,18	-0,05	0,08
Teneur en eau	0,93	0,35	0,03	-0,06

Saturation

Libellé de la variable	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4
Masse volumique humide	92,2%	6,3%	1,7%	0,0%
Masse volumique sèche	90,3%	7,8%	1,2%	0,2%
Indice des vides	96,0%	3,2%	0,3%	0,6%
Teneur en eau	86,5%	12,3%	0,1%	0,4%

Coordonnées des modalités illustratives

Libellé	Effectif	Distance à l'origine	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4

Catégorie						
Altérites	11	0,38	-0,57	-0,21	0,10	-0,01
Vases	2	0,41	0,23	-0,59	0,02	-0,07
Argiles	10	0,07	-0,12	-0,22	-0,06	0,00
Tourbes	4	19,68	4,40	0,55	-0,01	0,02
Limons	1	2,04	-1,26	0,23	-0,61	-0,08
Sables	5	3,97	-1,88	0,66	0,03	0,05

Matrices associées à l'analyse en composantes principales des valeurs d'humidité (p.167) :

Variables actives

Statistiques sommaires des variables

Libellé de la variable	Effectif	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum
1,0 m	2366	0,31	0,14	0,00	0,80
3,0 m	2366	0,67	1,26	0,00	4,17
6,0 m	2366	0,37	0,29	0,00	1,09
7,5 m	2366	2,19	1,44	0,00	4,94
9,0 m	2366	2,06	1,60	0,00	4,96

Matrice des corrélations

	1,0 m	3,0 m	6,0 m	7,5 m	9,0 m
1,0 m	1,00				
3,0 m	0,50	1,00			
6,0 m	0,61	0,34	1,00		
7,5 m	0,64	0,18	0,67	1,00	
9,0 m	0,39	0,02	0,25	0,56	1,00

Tableau des valeurs propres

Trace de la matrice: 5

Numéro	Valeur propre	Pourcentage	Pourcentage cumulé
1	2,7598	55,20	55,20
2	1,0863	21,73	76,92
3	0,6258	12,52	89,44
4	0,3109	6,22	95,66
5	0,2172	4,34	100,00

Coordonnées des variables actives

Libellé de la variable	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4	Axe 5
1,0 m	0,87	-0,18	0,08	-0,44	-0,13
3,0 m	0,50	-0,75	0,38	0,19	0,10
6,0 m	0,81	-0,12	-0,47	0,24	-0,21
7,5 m	0,87	0,30	-0,17	-0,01	0,36
9,0 m	0,59	0,63	0,47	0,16	-0,13

Tableau des saturations

Libellé de la variable	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4	Axe 5	Total
1,0 m	76%	3%	1%	19%	2%	100%
3,0 m	25%	56%	15%	4%	1%	100%
6,0 m	66%	1%	22%	6%	4%	100%
7,5 m	75%	9%	3%	0%	13%	100%
9,0 m	34%	39%	22%	2%	2%	100%

Corrélations des variables actives avec les facteurs

Libellé de la variable	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4	Axe 5
1,0 m	0,87	-0,18	0,08	-0,44	-0,13
3,0 m	0,50	-0,75	0,38	0,19	0,10
6,0 m	0,81	-0,12	-0,47	0,24	-0,21
7,5 m	0,87	0,30	-0,17	-0,01	0,36
9,0 m	0,59	0,63	0,47	0,16	-0,13

Variable illustrative

Statistiques sommaires des variables continues illustratives

Libellé de la variable	Effectif	Poids	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum
précipitations	2366	2366,00	0,33	1,15	0,00	30,45

Coordonnées des variables illustratives

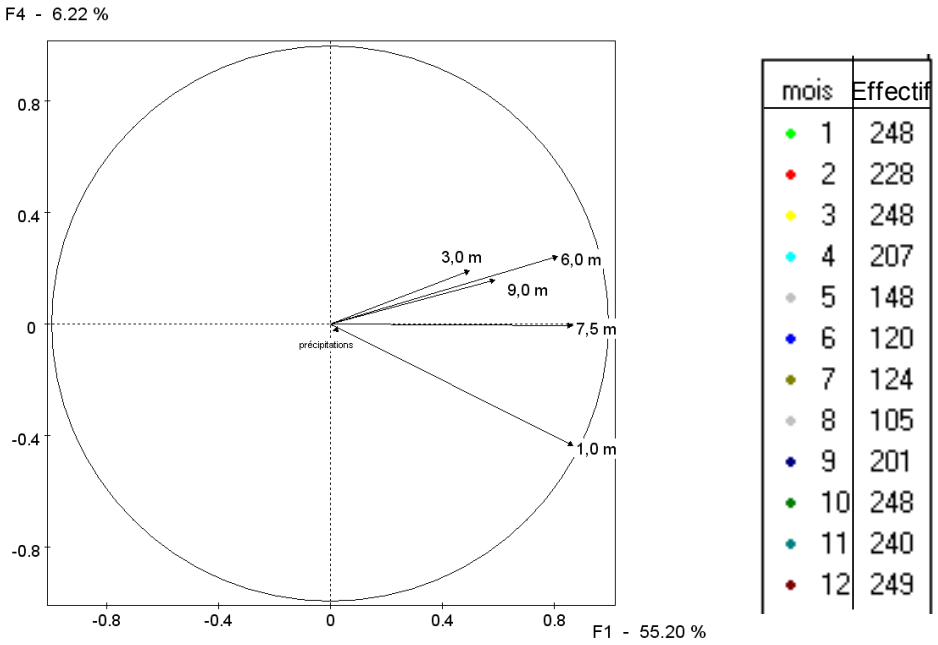
Libellé de la variable	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4	Axe 5
précipitations	0,03	-0,14	0,06	-0,03	-0,02

Modalités illustratives

Libellé	Effectif	Distance à l'origine	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4	Axe 5
mois							
1	248	0,17	0,27	-0,23	-0,08	-0,14	0,13
2	228	0,70	0,74	0,29	0,27	0,02	-0,04
3	248	0,51	0,61	-0,04	0,36	-0,08	-0,08
4	207	6,28	2,33	0,85	0,16	0,26	0,21
5	148	1,93	1,32	0,10	-0,24	-0,33	-0,04
6	120	0,58	0,55	0,11	0,02	-0,52	-0,02
7	124	1,46	-1,08	-0,12	0,13	-0,47	-0,18
8	105	3,38	-1,62	-0,51	-0,43	0,23	-0,50
9	201	2,65	-1,59	-0,14	-0,13	0,23	0,13
10	248	0,80	-0,69	-0,06	-0,36	0,42	0,10
11	240	1,50	-1,20	-0,05	0,14	0,18	-0,01
12	249	0,18	-0,18	-0,31	-0,08	-0,21	-0,04
saison							
été	398	1,52	-1,20	-0,16	-0,13	-0,08	-0,18
automne	809	0,70	-0,80	-0,15	-0,09	0,15	0,03
hiver	628	0,20	0,39	0,13	0,11	-0,10	0,03
printemps	531	2,80	1,66	0,20	0,11	-0,05	0,05

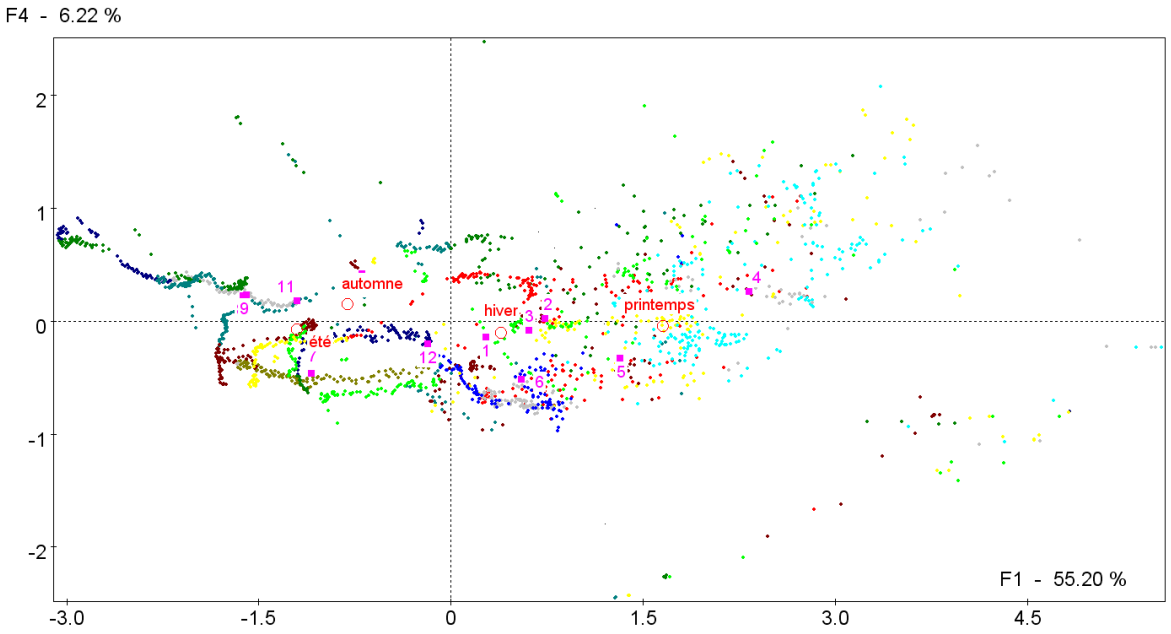
Cercles des corrélations et espace des variables associés aux plans F1-F4 et F1-F5

Espace des variables

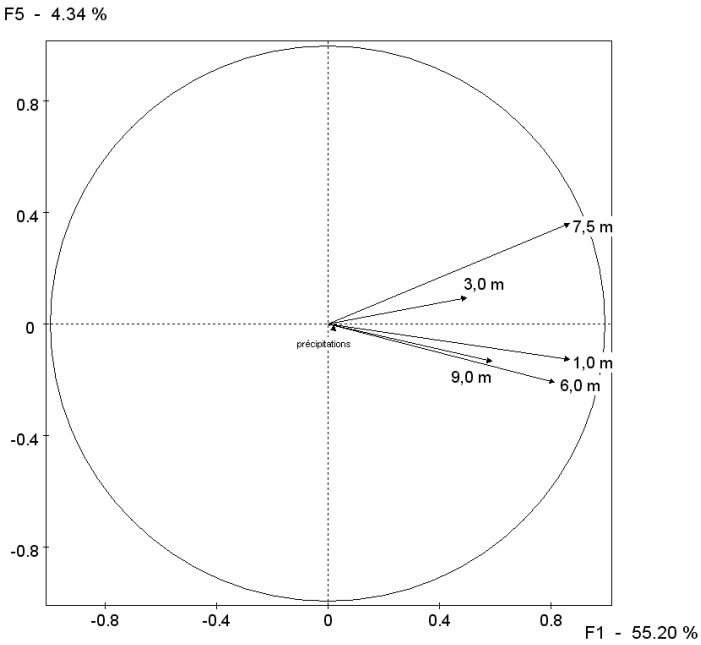


mois	Effectif
1	248
2	228
3	248
4	207
5	148
6	120
7	124
8	105
9	201
10	248
11	240
12	249

Espace des individus

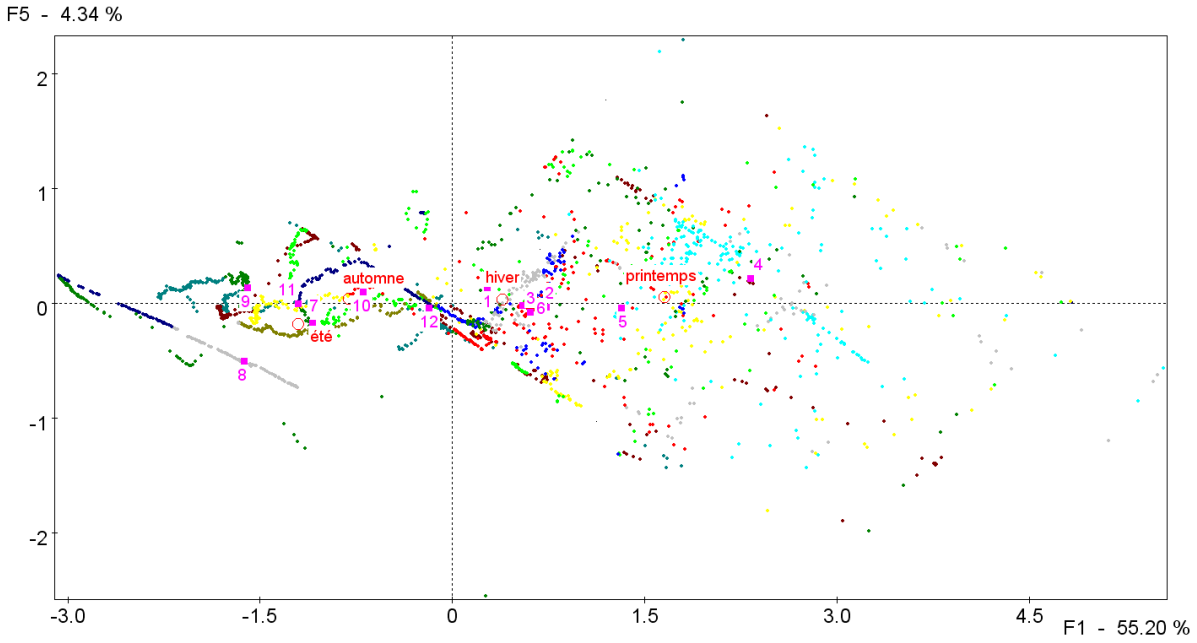


Espace des variables



mois	Effectif
1	248
2	228
3	248
4	207
5	148
6	120
7	124
8	105
9	201
10	248
11	240
12	249

Espace des individus



Annexe 8

Le dispositif de tomographie électrique

Le dispositif de tomographie électrique

Méthodologie

Les propriétés électriques d'un matériau dépendent de sa saturation en eau, de ce fait, la tomographie de résistivité électrique est couramment utilisée dans le cadre du suivi des variations de teneur en eau saisonnières dans la zone non saturée *(*Daily *et al.*, 1992, Bobachev *et al.*, 2005) ou encore, de suivi d'infiltration (Barker and Moore, 1998, Michot *et* al, 2003, Cassiani *et al.*, 2006). Cette technique de tomographie de résistivité électrique est appliquée sur le site de Harotzen Costa à Guéthary avec, pour objectif, le suivi des variations hydriques au sein des altérites à l'échelle temporelle mensuelle à saisonnière et à l'échelle spatiale de la falaise.

Les expérimentations menées par Michot et al. (2003) sur des formations argileuses (horizon d'altération d'un calcisol) ont montré une évolution moyenne de la résistivité de 1,7 Ω.m pour une variation de l'humidité volumique de 1%. Cependant, avant d'interpréter toute variation de résistivité comme des variations de teneur en eau, notamment lorsque les variations sont faibles, la détermination du seuil de variation significatif est nécessaire. Il s'agit de faire la part de ce qui, dans la variation, est dû aux bruits de mesure et urbain et ce qui est dû aux variations des conditions *in situ* pour différents dispositifs. Pour cela, des tests de répétabilité ont été effectués.

Récemment, un nouvel appareil de mesure est apparu sur le marché permettant de nouvelles possibilités de suivi (Assi *et al*., 2005) : le Syscal Pro, développé par Iris Instrument®, est un résistivimètre conçu pour réaliser des acquisitions rapides, indispensables dans le suivi de phénomènes de subsurface qui évoluent incessamment (Guérin *et al., 2004).* La mise en œuvre des tests de répétabilité n'a été possible qu'avec ce type d'appareil, qui permet d'effectuer plusieurs mesures successives, dans un laps de temps le plus court possible, de façon à minimiser les variations liées à l'évolution des flux hydriques dans le sol, qui, comme le montre les résultats obtenus avec l'Humitub (*cf.* § III.4.4.5 p.173), peuvent être extrêmement rapides.

Matériel

Le dispositif de tomographie électrique, composé de quarante-huit électrodes et trois câbles (une rallonge et deux câbles destinés à la connexion des électrodes), est enterré dans une tranchée. Cette précaution a été prise *primo,* car les mesures comparatives dans le temps nécessitent que les électrodes soient implantées exactement, d'une fois sur l'autre, au même emplacement, *secundo*, par gain de temps lors des mesures (pas de matériel à installer) et *tertio* pour éviter la dégradation et le vandalisme du matériel implanté sur un site touristique. Les électrodes sont espacées de 2,5 m et protégées et isolées par un adhésif thermocollant (Figure 1). Le dispositif total est long de 117,5 m, pour un dénivelé total de 28 m.

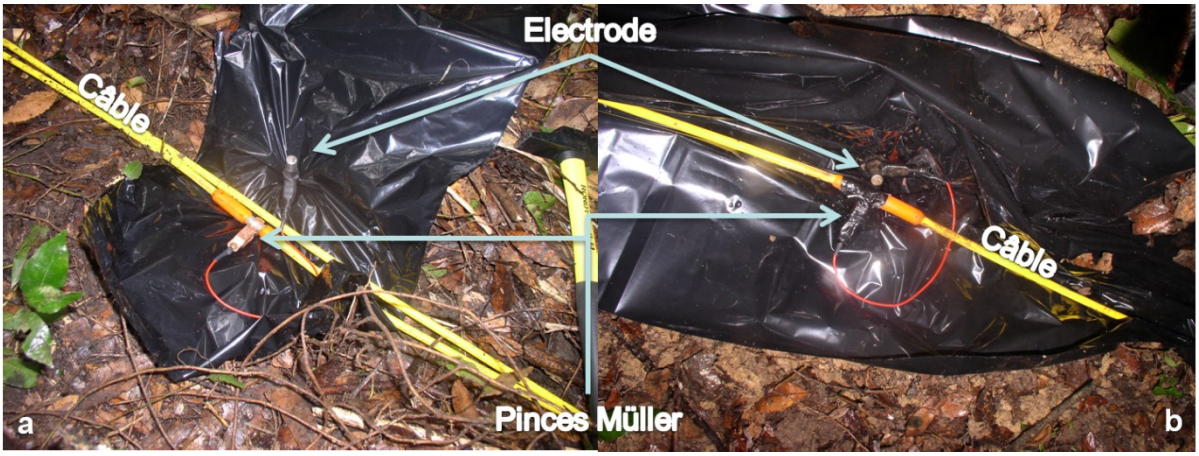


Figure 1 : Dispositif de tomographie électrique : connexion des électrodes au câble : a. avant protection des connectiques b. protection avec un adhésif thermocollant imperméable

Les acquisitions électriques sont réalisées avec un Syscal Pro (Iris Instrument®). Ce résistivimètre possède dix canaux de réception qui permet la mesure simultanée de la différence de potentiel de dix dipôles adjacents. C'est cette procédure qui réduit significativement le temps de mesure comparativement à un résistivimètre classique. De plus, la configuration du Syscal Pro permet de diminuer l'influence, sur la mesure, de la polarisation des électrodes grâce à deux caractéristiques d'injection. D'une part, le courant est injecté en créneaux alternativement positif et négatif. D'autre part, les électrodes sont utilisées selon un ordre tel qu'une électrode ayant été utilisée pour injecter le courant ne soit pas immédiatement commuée en électrode de réception selon les recommandations de Dahlin (2000).

La valeur de résistivité apparente, ρa, estimée pour chaque couple de dipôle, est la moyenne de plusieurs mesures consécutives, à laquelle est adjointe une mesure d'erreur notée Q. L'injection se décompose en effet de trois à six paliers (ι = 3 ou 6), et, pour chacun d'entre eux, une valeur de résistivité électrique, $\rho a,\iota$, peut être calculée, à partir d'un facteur déterminé par la géométrie du dispositif (k), de l'intensité imposée du courant injectée entre les électrodes A et B ($I_{AB,\iota}$), et de la tension mesurées entre les électrodes de réception M et N ($\Delta V_{MN,\iota}$; Dubois et Diament, 1997) :

$$\rho_{a,\iota} = k\frac{\Delta V_{MN,\iota}}{I_{AB,\iota}}$$

Le facteur Q est le coefficient de variation de ces résistivités électriques, c'est-à-dire le rapport de l'écart-type à la moyenne de ces mesures.

La tension mesurée (ΔV_{MN}) est corrigée de la dérive engendrée par les phénomènes de polarisation du sol. Pour cela, la tension est mesurée entre les électrodes de chaque dipôle de réception avant l'injection. Ce paramètre, noté Sp, est dénommé « polarisation spontanée » dans la notice technique SyscalPro et ne devrait pas l'être car les électrodes de mesures, en acier, sont polarisables et, de ce fait, biaisent la véritable mesure de polarisation spontanée du sol.

L'estimation de la valeur de résistivité vraie en tout point du massif le long du profil est effectuée par le biais de l'exécution d'un algorithme de modélisation (inversion) par le logiciel Res2dInv (Geotomo®) développé par Loke (1999).

Dispositifs

Le problème posé, la structure du massif étudié et les contraintes techniques ont orienté le choix des dispositifs de mesures électriques. Le dispositif doit en effet avoir les caractéristiques suivantes :

- détection de l'interface de la roche-mère et de l'altérite qui est susceptible de présenter de forts dénivelés,
- bon rapport signal/bruit de façon à détecter les variations de résistivités significatives les plus faibles possibles,
- compromis satisfaisant entre précision et profondeur d'investigation.

Quatre dispositifs ont ainsi été testés (*cf.* encadré « Les dispositifs utilisés pour la réalisation de tomographie de résistivité électrique ») : les dispositifs dipôle-dipôle, pôle-pôle, pôle-dipôle et gradient.

La majorité des tests de répétabilité a été effectuée à partir du dispositif dipôle-dipôle, qui est le plus rapide à mettre en place (pas d'électrodes à l'infini) et à effectuer les mesures (environ quinze minutes). La rapidité de mise en œuvre de ce dispositif a permis d'effectuer jusqu'à onze acquisitions en une journée.

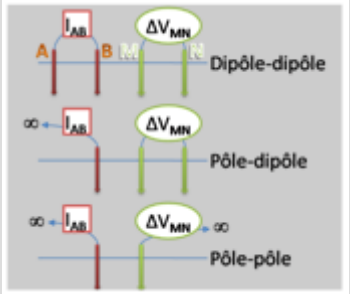
Paramètres influant la mesure de résistivité apparente

La résistivité électrique dépend, en plus de la teneur en eau du matériau, de la lithologie et de la température du massif. Afin de ne considérer que les variations de résistivité liées aux variations hydriques, il est nécessaire de contrôler ou de corriger les variations induites par ces autres paramètres :

- les valeurs de résistivité apparente sont majoritairement conditionnées par les propriétés pétrographiques, structurales et texturales de la formation. L'ensemble de ces propriétés constituant ce qu'on appellera ici la lithologie ne varie pas à court terme. Cependant, la zone étudiée est potentiellement instable, et des mouvements de terrain lents (fluage, ouverture de discontinuités en profondeur) ne peuvent être exclus. Lors des calculs, nous ferons donc l'hypothèse d'une constance de la structure et de la texture du massif rocheux au cours de la période couverte par la campagne de mesure,
- le site est localisé sur un relief côtier ; l'électrode située à la cote altimétrique la plus faible est à moins de 10 m des plus hauts niveaux marins. Le marnage, qui est de 3,7 m en période

Les dispositifs utilisés pour la réalisation de tomographie de résistivité électrique

Plusieurs configurations d'électrode sont utilisées pour mesurer la résistivité du sol à partir de mesures de ΔV et I *et toutes ne sont qu'une variation sur le thème du quadripôle* AMNB (*Dubois et Diament, 1997*) :



normale (Idier et Pedreros, 2005), engendre des mouvements de la masse d'eau de mer à proximité du dispositif. Ces variations du niveau marin peuvent influer sur nos expérimentations. Par ailleurs, l'étal ne durant qu'une heure, il est difficile d'effectuer toutes les mesures dans des conditions de marée totalement identiques. Cependant, à défaut d'être en mesure de s'affranchir de ce phénomène, l'heure de chaque acquisition est relevée de façon à connaître, à tout moment, la hauteur d'eau,

- de nombreuses études ont montré l'influence de la température sur la résistivité électrique (Sen and Goode, 1992 ; Sheets and Hendrickx, 1995 ; Perrier *et al*., 2004). La température du sol est mesurée toutes les six heures par les capteurs de l'Humitub (*cf.:* § III.4.4.1 p.153). Les variations de températures diurnes sur le site expérimental ne sont pas significatives (inférieure à 0,1°C en 24 heures) : elles n'auront donc aucune influence sur les tests de répétabilité qui sont réalisés pendant quelques heures consécutives. Cependant, les variations mensuelles peuvent atteindre 9°C à 1 m de profondeur, 4°C à 3 m et 2°C à 4 ,5 m de profondeur ; dans le cadre de comparaisons saisonnières, les valeurs de résistivité à proximité de la surface devront donc être corrigées.

Traitement des données des tests de répétabilité

Les tests de répétabilité consistent en la répétition de tomographies de résistivité électrique avec un même dispositif, dans un laps de temps le plus court possible, mais contraint par la durée incompressible de chaque mesure (entre 10 mn et 90 mn), et, dans des conditions par ailleurs *a priori* identiques. Cependant, à proximité du littoral Aquitain, les variations du niveau de la mer sont inévitables au cours d'une journée.

Numéro du test (Tα)	Date	Nombre d'acquisitions total (n)	Matériel utilisé 1 : dispositif enterré 2 : autre, disposé en parallèle de 1	dispositif utilisé pour la première acquisition de la journée	Configuration du Syscal Pro
1	01/12/06	11	1	Dipôle-dipôle	Save energy
2	13/02/07	3	1	Dipôle-dipôle	Save energy
3	30/05/07	6	1	Dipôle-dipôle	Vp = 50 mV
4	*30/05/07*	*3*	*1*	Pôle-dipôle	*Vab = 25 V*
5	*30/05/07*	*3*	*1*	Pôle-dipôle	*Vab = maximum*
6	*31/05/07*	*6*	*1*	Dipôle-dipôle	*Vab = 25 V*
7	13/07/07	3	1	Dipôle-dipôle	Vp = 200mV
8	*05/11/07*	*6*	*2*	Dipôle-dipôle	*Vp = 200mV*
9	05/11/07	4	1	Dipôle-dipôle	Vp = 200mV

Tableau 1 : Synthèse des acquisitions avec le dispositif dipôle-dipôle réalisées dans le cadre des tests de répétabilité

Le tableau 1 résume les paramètres et la configuration utilisés pour les tests de répétabilité. Neuf séries d'acquisition ont été réalisées avec un dispositif dipôle-dipôle. Pour chaque cas d'étude, numéroté de 1 à 9, sont spécifiés :

- la date d'acquisition,
- le nombre d'acquisitions successives avec le dispositif dipôle-dipôle (des acquisitions avec des dispositifs pôle-pôle, pôle-dipôle et gradient ont également été réalisées),
- le matériel utilisé (soit le dispositif de tomographie électrique implanté à demeure, soit un autre dispositif implanté ponctuellement parallèlement au premier composé de matériel – pinces Müller, électrodes et câble – neuf, qui n'a pas subi les avaries du temps),

- la configuration utilisée pour l'injection du courant : le Syscal Pro permet en effet soit de choisir la tension établie entre les électrodes d'injection (V_{AB}), soit celle mesurée entre les électrodes de réception (V_p), soit de le laisser estimer seul le courant nécessaire à une mesure correcte en mode « Save Energy »,
- le dispositif utilisé pour la première acquisition de la journée.

Afin de comparer les valeurs de résistivité électrique des acquisitions d'une même journée, nous avons calculé, pour chacune des neuf séries d'acquisition, le coefficient de variation moyen de la journée ($m_{T\alpha}$) d'une part en tenant compte de toutes les acquisitions en dispositif dipôle-dipôle (m_{T1}) et d'autre part en supprimant la première acquisition en dispositif dipôle-dipôle (m_{T2}) :

$$m_{T\propto} = \frac{\sum_{i=1}^{N} \sigma_{i,T\propto}}{\sum_{i=1}^{N} m_{i,T\propto}} \qquad \text{avec} \qquad \frac{\sigma_{i,T\propto}}{m_{i,\mathrm{T}\propto}} = CV_{i,T\propto} = \frac{n\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{j=\mathrm{init}}^{n}\left(\rho_{a_{i,j,T\alpha}} - \frac{\sum_{j=1}^{n}\rho_{a_{i,j,T\propto}}}{n}\right)^2}}{\sum_{j=\mathrm{init}}^{n}\rho_{a_{i,j,T\propto}}}$$

et :

- α = 1 ou 2 selon que la première acquisition avec le dispositif dipôle-dipôle est considérée ou non,
- $T \in [\,1\,,\,9\,]$: le numéro de la journée test,
- $j \in [\,init\,,\,n\,]$: le numéro de l'acquisition ; *init* = 1, lorsque α=1, pour le calcul de m_{T1}, *init* = 2, lorsque α=2, pour le calcul de m_{T2},
- $i \in [\,1\,,\,N\,]$: le numéro de la configuration dipôle-dipôle, en dispositif dipôle-dipôle, N = 911,
- $\sigma_{i,T\alpha}$: l'écart-type des mesures de résistivités apparentes effectuées sur la journée test Tα pour la configuration dipôle-dipôle *i*,
- $m_{i,T\alpha}$: la moyenne des mesures de résistivité apparente effectuées sur la journée test Tα pour la configuration dipôle-dipôle *i*,
- $CV_{i,T\alpha}$: le coefficient de variation des mesures de résistivité apparente effectuées sur la journée test Tα pour la configuration dipôle-dipôle *i*,
- $\rho_{a_{i,j,T\alpha}}$: la valeur de résistivité apparente obtenue pour la configuration dipôle-dipôle *i*, au cours de l'acquisition *j* de la journée test Tα.

Résultats et interprétations

Section de résistivité et interprétation géologique

L'étude géologique des processus d'altération et des morphologies associées a permis une bonne connaissance de la morphologie des massifs rocheux composés par le complexe marno-calcaire à faciès flysch et altérite associée (*cf.* § II.3.5 p.76). Ainsi et avec l'aide du log lithologique relevé le long d'un forage à la tarière réalisé à proximité de la dix-

huitième électrode (*cf.* Figure 95 p.151 du corps principal du texte), une interprétation lithologique de la section de résistivité est proposée (figure 2). Trois domaines géologiques sont distingués :

- l'altérite formée par les argiles silteuses caractérisées par une gamme de résistivité électrique de 20 à 150 Ω.m.,
- les marno-calcaires à faciès flysch de l'horizon karstifié, avec des résistivités électriques supérieures à 90 Ω.m.,
- l'eau qui circule probablement dans les conduits karstiques (initialement formés par les processus d'altération et aujourd'hui vidés de l'altérite résiduelle), caractérisée par des valeurs de résistivité électrique inférieure à 20 Ω.m.

La zone située entre le front d'altération (toit de la roche-mère) et le front de saprolitisation (base de l'altérite argilo-silteuse du Flysch à silex de Guéthary), dénommée horizon karstifié, est caractérisée par la présence d'argiles-silteuses dans des conduits formés dans les marno-calcaires (*cf.* § II.3.3.1.2 p.57). De par la structure de l'horizon karstifié, la transition entre les argiles-silteuses de l'altérite et les marno-calcaires est une surface complexe, non plane à grande comme à petite échelle. La limite entre marno-calcaires et argiles-silteuses ne peut ainsi être tracée précisément.

Par ailleurs, à ce jour, aucun exutoire karstique n'a été observé en pied de falaise ou sur l'estran. Cependant cet aquifère a été nettement identifié par ailleurs et le forage réalisé en juillet 2008 pour la mise en place de l'inclinomètre (*cf.* § III.4.2 p.150), à quelques mètres du dispositif de tomographie, a permis de mettre en évidence la présence de vides dans les marno-calcaires (log sommaire présenté Figure 109 p.177 du corps principal du texte).

Résultats des tests de répétabilité

L'analyse des tests de répétabilité est focalisée sur les paramètres qui mesurent la dispersion des valeurs de résistivité électrique apparente pour chaque configuration *i* des dipôles au cours d'une journée :

- le coefficient Q, donné par le Syscal Pro, qui mesure la dispersion pendant une acquisition *j*,
- le coefficient de variation, $CV_{i,T\alpha}$, qui mesure la dispersion de toutes les acquisitions de la journée test Tα.

En outre, les valeurs de la « polarisation spontanée » (Sp) données par le Syscal Pro sont également analysées. Les résultats présentés sont ceux des acquisitions effectuées en décembre de 2006 (journée test Tα=1), mais les résultats sont semblables pour toutes les journées tests Tα.

La figure 3 présente la distribution des valeurs du facteur Q obtenues au cours de la première et de la cinquième acquisition (j = 1 et 5) de décembre 2006 (Tα = 1α) sur la pseudo-section[19]. Dans chacun des deux cas, les fortes valeurs du facteur Q, qui sont l'expression d'une grande dispersion des résistivités apparentes, sont principalement localisées à proximité de la surface.

[19] Chaque point correspond à la mesure effectuée par chaque configuration *i* des dipôles. Il est positionné horizontalement à égale distance des milieux des dipôles d'injection et de réception ; verticalement, la pseudo-profondeur du point est calculée à partir de la formule proposée par Edwards (1977).

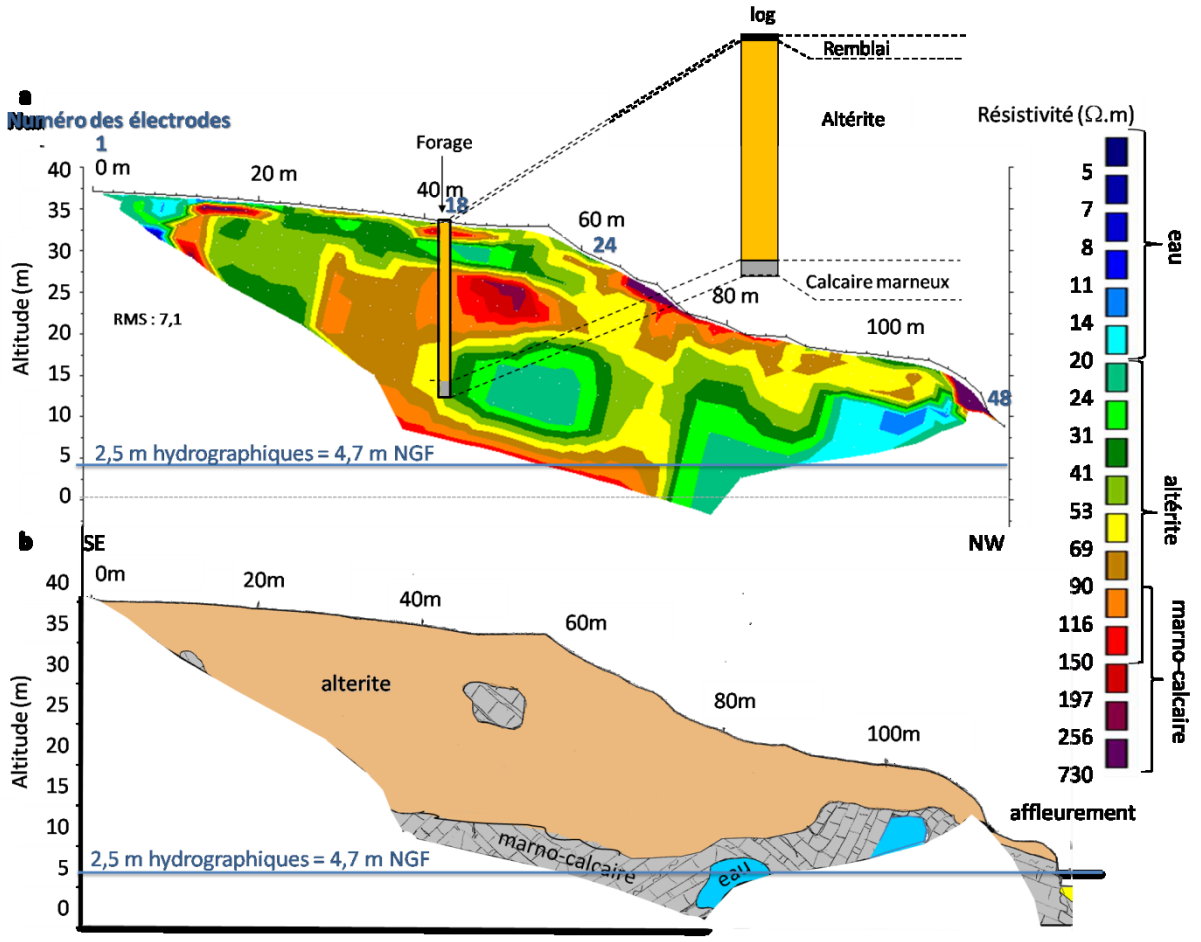


Figure 2 : a : Section de résistivité électrique acquise en juillet 2007 avec un dispositif dipôle-dipôle ; b : interprétation lithologique proposée

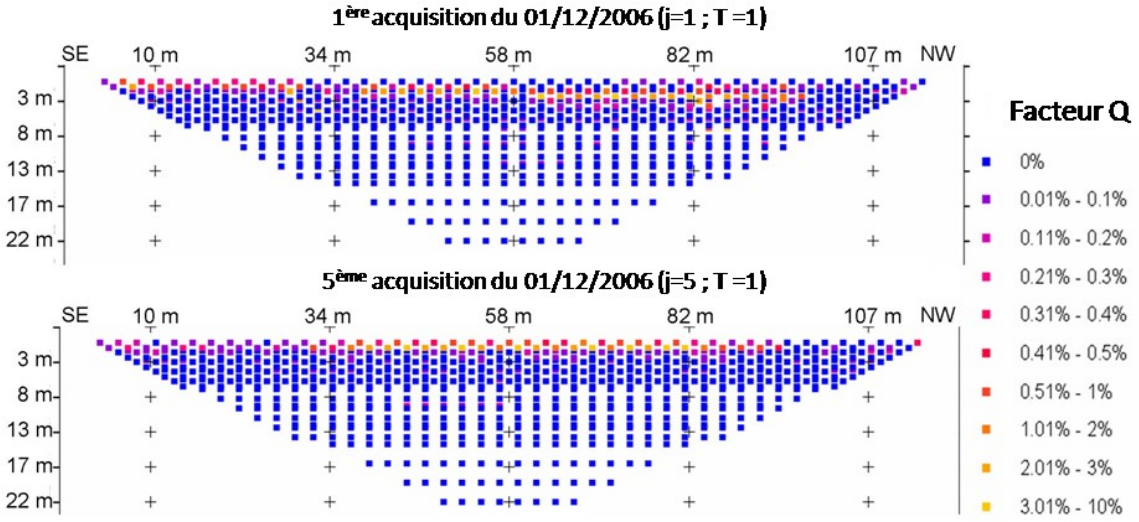


Figure 3 : Superposition des valeurs du facteur Q des acquisitions j=1 et 5 du 01/12/2006 (test T=1) et de la pseudo-section

La répartition spatiale des valeurs de la « polarisation spontanée » (Sp) enregistrée par le SyscalPro pendant ces mêmes acquisitions, est présentée sur figure 4. Les cercles annotés 1, 2 et 3 délimitent les zones de fortes valeurs de « polarisation spontanée » (Sp) : elles sont localisées, lors de la première acquisition de journée, dans la partie sud-est de la pseudo-section (cercle 1), à proximité du sol (cercle 2) et en profondeur, dans la partie nord-ouest (cercle 3). Lors de la cinquième acquisition de la journée (j = 5), les zones de fortes valeurs de Sp sont uniquement localisées dans les zones 2 et 3. Il en est de même de la seconde à la dernière acquisition de la journée (de j = 2 à n). Au cours de la première acquisition de la journée, les valeurs de « polarisation spontanée » (Sp), mesurées par le SyscalPro, sont globalement plus importantes qu'au cours des suivantes.

Le tableau 2 synthétise les résultats obtenus pour les neuf journées tests (Tα = 1α à 9α) et notamment les valeurs de :

- m_{T1}, moyenne des coefficients de variations $CV_{i,T1}$ de chaque configuration de dipôles *i*, de toutes les acquisitions en dispositif dipôle-dipôle de la journée ($j \in [init, n]$, avec *init = 1),*
- m_{T2}, moyenne des coefficients de variations $CV_{i,T2}$ de chaque configuration de dipôles *i*, sans la première acquisition en dispositif dipôle-dipôle de la journée ($j \in [init, n]$, avec *init = 2).*

Le rapport $\frac{m_{T1}}{m_{T2}}$ est également précisé. Des valeurs de ce rapport largement supérieures à un, sont significatives de fortes différences entre la dispersion des mesures de la première acquisition avec le dispositif dipôle-dipôle et celle des acquisitions suivantes. De telles valeurs sont enregistrées pour les journées tests Tα numéro 1, 2, 3, 7 et 9. Dans chacun de ces cas, on remarque que (tableaux 1 et 2) :

- le dispositif de tomographie de résistivité électrique implanté à demeure à été utilisé
- le dispositif dipôle-dipôle a été utilisé pour la première acquisition de la journée,
- la configuration du SyscalPro était alors soit en mode « Save Energy », soit en mode « Vp = 50 mV », soit en mode « Vp = 200 mV ».

Au contraire, le rapport $\frac{m_{T1}}{m_{T2}}$ est proche de un dans les cas Tα égalent à 4, 5, 6 et 8 :

- dans les cas 4 et 6, on remarque que les valeurs de m_{T1} et m_{T2} sont toutes deux élevées (supérieures à 5,0%), alors que par ailleurs les valeurs de m_{T2} sont généralement beaucoup plus faibles (inférieure à 1,5%). Lors de ces tests, le SyscalPro était en mode « V_{AB}=25V » ; il apparait que l'établissement de cette différence de potentielle à l'injection est, sur le site de Guéthary, accompagné d'un fort bruit de mesure. Cette tension est probablement insuffisante à la mesure de différences de potentielle peu dispersées au dipôle de réception ;
- dans le cas 5, l'acquisition avec le dispositif dipôle-dipôle n'est pas la première de la journée ; en effet, une acquisition avec le dispositif pôle-dipôle a préalablement été réalisé ;
- dans le cas 8, les tests ont été effectués avec le matériel neuf placé parallèlement à celui implanté à demeure.

Ainsi, les valeurs du rapport $\frac{m_{T1}}{m_{T2}}$ sont largement supérieures à un lorsque la première acquisition de la journée est effectuée avec le matériel implanté à demeure en dispositif dipôle-dipôle : la mesure de la première acquisition de la journée est significativement plus dispersées que les mesures suivantes.

La figure 5 présente la localisation des valeurs de $CV_{i,T\alpha}$ dans le cadre du test Tα=1. Confirmant ce qui a été mis en évidence lors de l'étude du rapport $\frac{m_{T1}}{m_{T2}}$, fonction des

coefficients de variations $CV_{i,T1}$ et $CV_{i,T2}$, on observe une plus grande dispersion des mesures de résistivité électrique lorsque la première acquisition de la journée est prise en compte dans les calculs (cas α = 1). Lorsqu'on supprime cette première acquisition, il réside néanmoins une zone à fortes valeurs de coefficient de variation $CV_{i,T2}$ (figure 5b) ; une partie des fortes valeurs de polarisation spontanée, Sp, qui subsistent quelque soit le numéro de l'acquisition de la journée, est également localisée à cet emplacement. Cette zone est, en outre, caractérisée par de très faibles valeurs de résistivité apparente (inférieure à 10 Ω.m., figure 6) : de l'eau est présente dans cette zone, ce qui peut être interprété comme étant dû à des circulations dans un conduit karstique (Figure 108 du corps principal du texte).

Par ailleurs, les observations et remarques, présentées ci-dessus pour le dispositif dipôle-dipôle, peuvent être appliquées au dispositif pôle-dipôle qui a été l'objet des mêmes tests.

Numéro du test (Tα)	dispositif utilisé pour la première acquisition de la journée	Moyenne des $CV_{i,T1}$ de toutes les acquisitions (m_{T1})	Suppression de la première acquisition avec le dispositif dipôle-dipôle Moyenne des $CV_{i,T2}$ des acquisitions restantes (m_{T2})	Rapport m_{T1}/m_{T2}
1	Dipôle-dipôle	8.88%	1.02%	**8.7**
2	Dipôle-dipôle	2.40%	0.71%	**3.4**
3	Dipôle-dipôle	5.48%	1.85%	**3.0**
4	Pôle-dipôle	*6.65%*	*5.21%*	*1.3*
5	Pôle-dipôle	*1.91%*	*1.48%*	*1.3*
6	Dipôle-dipôle	*5.96%*	*5.21%*	*1.1*
7	Dipôle-dipôle	12.21%	1.27%	**9.6**
8	Dipôle-dipôle	*2.21%*	*2.18%*	*1.0*
9	Dipôle-dipôle	9.50%	1.29%	**7.4**

Tableau 2 : Synthèse des paramètres et configurations utilisées pour les tests de répétabilité

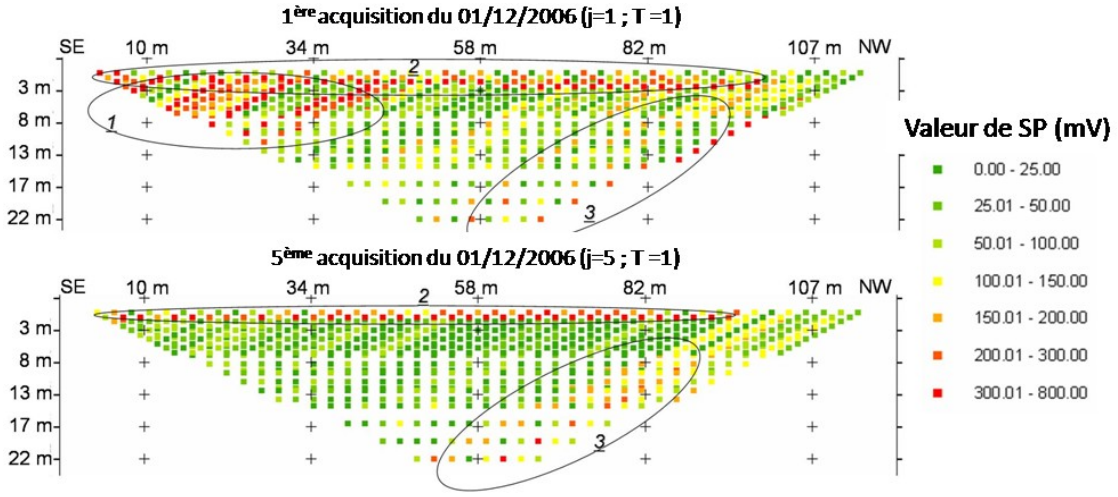


Figure 4 : Superposition des valeurs de « polarisation spontanée » (Sp) des acquisitions j=1 et 5 du 01/12/2006 (test T=1) et de la pseudo-section

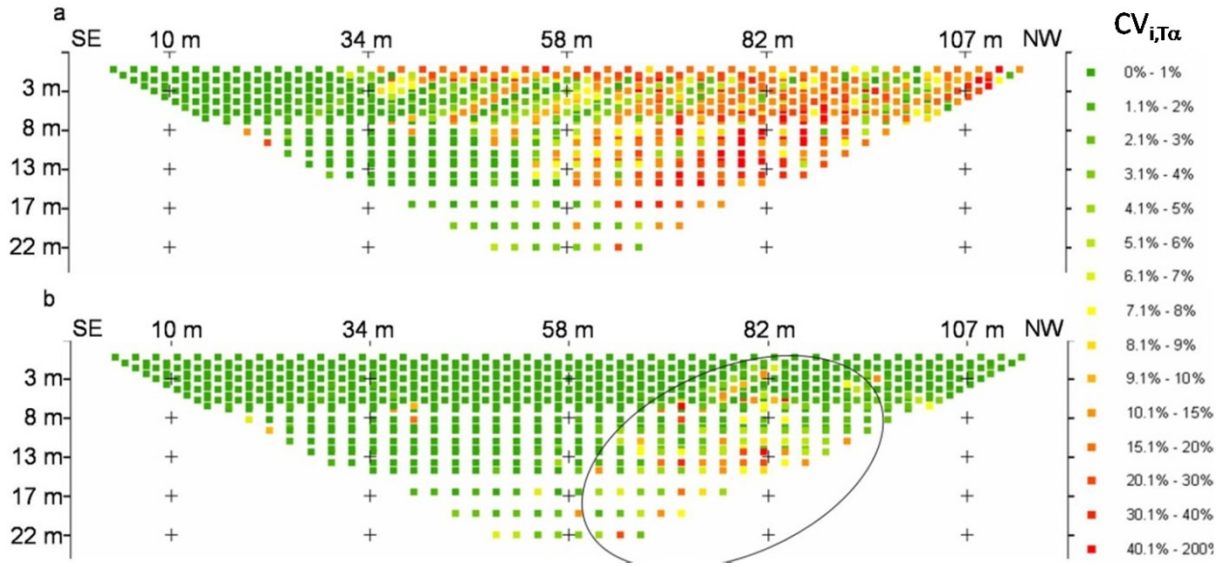


Figure 5 : Superposition des valeurs du coefficient de variation $CV_{i,T\alpha}$ calculées : a. avec toutes les n mesures de la journée($CV_{i,T1}$) ; b. sans la première mesure de la journée ($CV_{i,T2}$), et de la pseudo-section dans le cas du test $T\alpha=1$

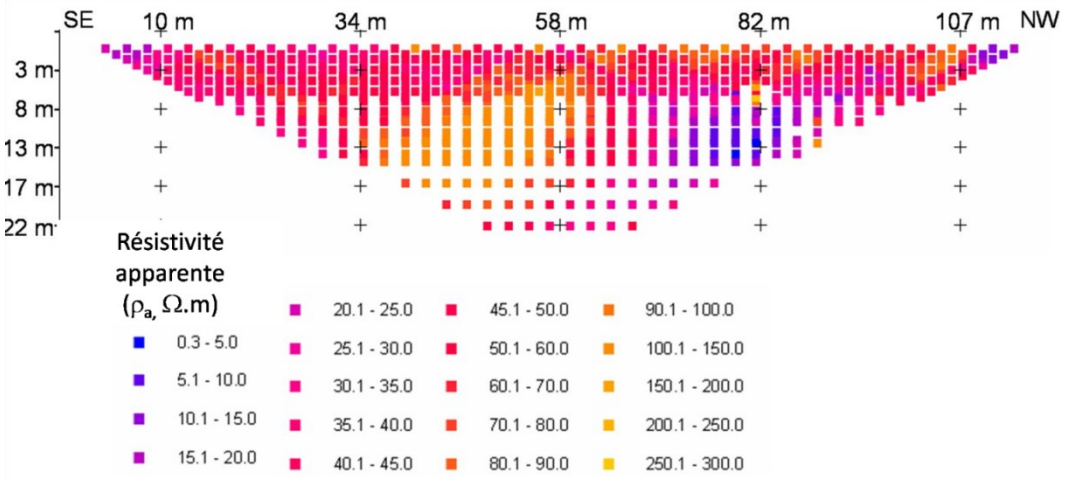


Figure 6 : Superposition des résistivités apparentes $\rho_{a_{i,5,1}}$ mesurées lors de la 5ème acquisition de la journée test Tα = 1et de la pseudo-section

Discussion

Les tests de répétabilité suscitent deux questions majeures :

- pourquoi les valeurs de résistivités apparentes mesurées par la première acquisition de la journée effectuée avec le dispositif implanté à demeure sont-elles significativement différentes des acquisitions suivantes ou des acquisitions réalisées avec un dispositif mis en place parallèlement ?
- pourquoi la zone bruitée subsiste-t'elle malgré la suppression de la première mesure de la journée ?

Un indice majeur permet d'avancer une hypothèse pour répondre à la première question : le fait que la différence entre la première acquisition et les acquisitions suivantes n'ait pas été observée avec le dispositif placé en parallèle composé de matériel récent. Ainsi, le matériel, du moins en partie, peut être mis en cause. Il est probable qu'un phénomène de polarisation du système matériel-terrain se mette en place lors de la première sollicitation électrique de la journée. Une oxydation, même partielle, du matériel peut créer une barrière électrique lors de la première injection, barrière qui est rapidement détruite lors des acquisitions suivantes. Afin de valider cette hypothèse, le matériel a été vérifié sur place : aucune trace d'oxydation n'est visible macroscopiquement dans les zones de contacts pinces Müller/électrodes ou pinces Müller/câble, qui sont, par ailleurs, protégées et imperméabilisées par de l'adhésif thermocollant. Cependant, on ne peut rejeter totalement la présence d'oxydes qui n'est pas forcément visible à l'œil nu. En outre, lors du démontage du matériel en juin 2008, nous avons pu observer des suintements d'eau à la faveur de crevasses sur les câbles à proximité des zones d'attache des électrodes (figure 7). Le câble du dispositif utilisé sur le site de Guéthary a par la suite été testé sur un autre site. Là encore des différences significatives apparaissent entre la 1ère mesure de la journée et les mesures suivantes, ainsi qu'entre les valeurs obtenues avec ce dispositif et celles obtenus avec un dispositif en bon état.

Les courants enregistrés à la base nord-ouest du profil (seconde question) semblent être provoqués, en raison de leur localisation, par des circulations d'eau dans les conduits karstiques. Ces circulations, si elles existent, sont probablement complexes du fait de la proximité de l'océan. Afin de comprendre les phénomènes qui engendrent ce bruit dans les mesures, des tests complémentaires ont été effectués : des mesures de polarisation spontanée vraies (par opposition aux valeurs de « polarisation spontanée » enregistrées par le SyscalPro) ont été réalisées avec des électrodes non polarisables (figure 8). Des courants de 200 mV ont été enregistrés en bas de falaise, alors qu'aucun courant n'a été injecté. En sommet de falaise, zone périurbaine, aucun courant important n'a été mesuré : il est donc peu probable que les courants enregistrés soient d'origine anthropique. Ils n'apparaissent, par ailleurs, que lorsque le niveau de l'eau de mer est supérieur à 2,5 m hydrographique, soit 4,7 m NGF (Figure 108 du corps principal du texte).

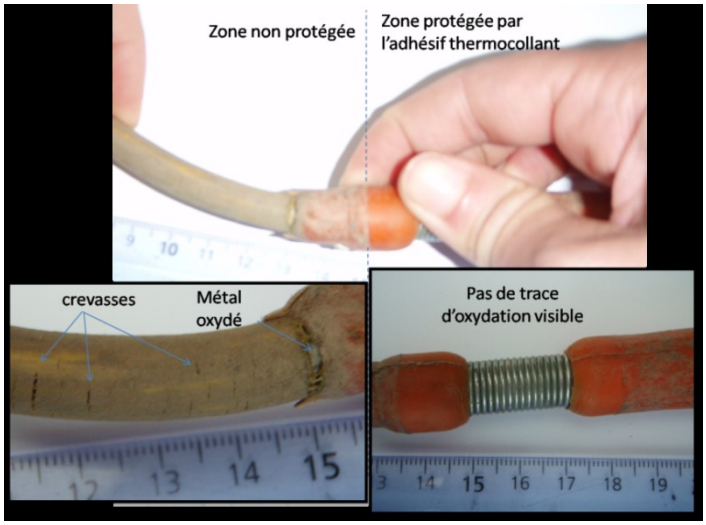


Figure 7 : Câble du dispositif de tomographie électrique : détérioration de la zone non protégée

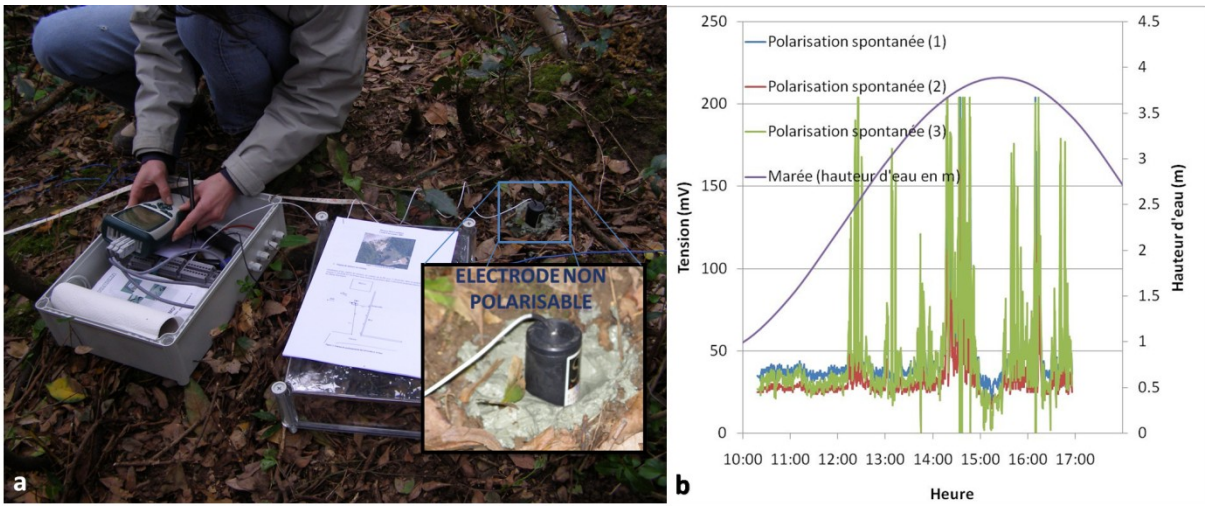


Figure 8 : Mesures de polarisation spontanée ; a. dispositif ; b. enregistrements de la polarisation spontanée, (1) : ΔV_{12} = V2-V1 ; (2) : ΔV_{13} = V3-V1 ; (3) : ΔV_{32} = V2-V3 (pour l'emplacement des électrodes voir Figure 95)

Conclusions

Dans ce terrain complexe, né de l'altération des marno-calcaires à faciès flysch, le suivi des variations hydriques par des mesures de résistivité électriques a été confronté à des difficultés inhérentes au matériau étudié et à l'implantation du matériel. En effet, d'une part, une dispersion importante des valeurs de résistivité électrique est enregistrée au cours de la première mesure de la journée, elle est interprétée comme étant la conséquence de la dégradation du matériel, malgré les précautions prises pour le protéger. D'autre part, des courants spontanés bruitent le signal en pied de falaise ; ils sont interprétés comme étant créés par des circulations hydrogéologiques dans l'horizon karstifié. Le bruit total qui résulte de ces phénomènes ne permet pas l'étude des variations de résistivité liées aux variations hydriques. En outre, le dispositif de tomographie électrique a subi de graves avaries en mai 2008 ; il a du être démantelé fin juin 2008 et ne sera pas remplacé.

Cependant, bien que ces phénomènes aient empêché les suivis saisonniers des variations hydriques, ils ont permis d'émettre l'hypothèse de l'existence d'un aquifère karstique sur le site de Guéthary. Par ailleurs, ces difficultés doivent être prises en compte lors de toutes mesures de résistivité électrique du sol, notamment dans le cadre de suivis temporels.

Références

Assi J.P., Cousin I., Camerlynck C., Nicoullaud B., Robain H., 2005, Imagerie 3D d'un environnement complexe et corrélation des données de résistivité aux données de teneur en eau, 5ème Colloque Geofcan, 20 et 21 Septembre 2005, Orléans, 4p

Barker R. and Moore J., 1998, The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies, The Leading Edge 17 (1998), p. 1454–1458

Bobachev A., Cousin I., Nicoullaud B., Courtemanche P., Robain H., 2005, Suivi des transferts préférentiels dans un sol lors d'un épisode d'infiltration. Essais de faisabilité avec un résistivimètre rapide, 5ème Colloque Geofcan, 20 et 21 Septembre 2005, Orléans, 4p.

Cassiani G., Bruno V., Villa A., Fusi N. et Binley A.M., 2006, A saline trace test monitored via time-lapse surface electrical resistivity tomography, Journal of Applied Geophysics, Vol. 59, n°3, July 2006, p. 244-259

Dahlin T., 2000, Short note on electrode charge-up effects in DC resistivity data acquisition using multi-electrode arrays, Geophysical Prospecting, Vol.48, p.181-187

Daily W.D., Ramirez A.L., LaBrecque D.J. et Nitao J., 1992, Electrical resistivity tomography of vadose water movement. Water Resour. Res. 28, p. 1429–1442

Dubois J. et Diament M., 1997, Géophysique, éd. Masson, 205 p.

Guérin R., S., Grellier, H., Robain, A. Bobachev, et Vermeersch F., 2004, Monitoring of leachate recirculation in a bioreactor by electrical resistivity tomography, EAGE 66th Conference et Exhibition, Paris, France, 7 - 10 June 2007

Idier D. et Pedreros R., 2005, Modélisation hydrodynamique de la Côte Basque. Partie I : marées, courants de marée et surcotes. BRGM/RP-53705-FR, 75 p.

Loke M.H., 1999, Res2dInv, Manual of the software (1999)

Michot D., Benderitter Y., Dorigny A., Nicoullaud B., King D. et Tabbagh A**.,** 2003, Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. Water Resources Research, Vol. 39, n°5, p. 1138

Perrier F., Morat P., Yoshino T., Sano O., Utada H., Gensane O. et Le Mouël J.-L., 2004, Seasonal thermal signatures at heat transfer by water exchange in an underground value, Geophysical Journal International, Vol. 158, n°1, pp. 372-384

Sheets K.R. et Hendrickx J.M.H, 1995, Noninvasive soil water content measurement using electromagnetic induction, Water Resour. Res. n°31, p.2401-2409

Son and Goode, 1992, Influence of temperature on electrical conductivity on shaly sands, Geophysics Vol. 57, n°1, pp. 89-96

Annexe 9

Fiche-type d'analyse de mouvements de versant de grande ampleur

(d'après Laugier 2002)

LE VERSANT
Localisation
Localité
Aménagements existants
Coordonnées géographiques du site
Climat actuel
Type de climat
Station météorologique la plus proche
Précipitations
Températures
Période de persistance du gel et couverture neigeuse
Morphologie et géologie
Forme du versant et de la vallée
Formations géologiques du substrat
Cadre tectonique régional
Structures du massif (sol ou rocheux)
Formations superficielles
Hydrologie et hydrogéologie
Réseau de drainage du versant
Surface englacée, écoulements sous-glaciaire
Ecoulements hypodermiques et nappes de versant, sources associées
Rivière de fond de vallée
Plan d'eau à la base du versant
Historique des déformations et rupture antérieures, à l'échelle du bassin versant
Glissements anciens
Crêtes dédoublées
Fauchages du versant
LA ZONE SOURCE
Caractéristiques morphologiques
Altitudes extrêmes
Pente moyenne
Dimensions et limites
Rapport épaisseur/longueur
Volume estimé
Position du centre de gravité
Aspects morphologiques particuliers
Caractéristiques pétrographiques, géotechniques et structurales
Types pétrographiques
Etat du matériau
Orientation et pendages des familles de discontinuités

Extension, espacement, ouverture et remplissage des discontinuités
Discontinuités jouant un rôle sur la rupture
Caractéristiques mécaniques
Propriétés pétrophysiques et mécaniques du sol ou de la roche
Propriétés géométriques et mécaniques des discontinuités par famille directionnelle
Propriétés mécaniques du massif
Déformations et ruptures antérieures
Niche d'arrachement ancienne
Fissures de traction, ouvertures de discontinuités, surfaces de cisaillement récentes
Changements morphologiques
Basculement de blocs / Chutes de blocs
Hydrologie et hydrogéologie à l'échelle de la zone source
Localisation et débit des sources
Type et densité du réseau de drainage
Surface englacée
Ecoulements hypodermiques et nappes de versant
Nappes profondes avec sources de déversement et de trop plein
Couverture végétale au niveau de la zone source
Formations végétales
Pourcentage de la superficie de la zone source
LES PENTES INFERIEURES
Profils topographiques
Dénivelé entre la zone source et la base du versant
Extension horizontale
Angles de pente moyenne et par sections
Forme en coupe verticale
Forme en plan
Formations du substratum, formations superficielles et couverture végétale
Nature pétrographique du substratum, état d'altération du substratum
Paramètres géotechniques des formations géologiques
Couverture végétale au niveau des pentes inférieures
Formations végétales
Pourcentage de la superficie de la zone source

LE SCENARIO DE RUPTURE
Caractéristiques générales

Date, heure, durée
Conditions climatiques
Facteurs déclenchants ou aggravants
Processus de déformation et de rupture au niveau de la zone source
Processus général
Surface de rupture
Direction moyenne du vecteur déplacement
Nombre de phases de rupture
Cicatrice de la rupture
Déplacement et propagation de la masse déstabilisée sur les pentes inférieures
Dimension de la masse déplacée
Cinématique du déplacement ou de la propagation
Comportement et transformation du matériau
Phénomène à l'interface basale matériau substrat
Autres phénomènes particuliers
Aspects énergétiques
Aire dévastée par la propagation du phénomène
Mécanismes d'arrêt et caractéristiques des dépôts
Paramètres géométriques et cinématiques
Contrôle géomorphologique du mouvement et de la morphologie des dépôts
Etude de la stabilité finale des dépôts
Caractéristiques et nature des dépôts
Présence d'un plan d'eau en bas de la pente et scénario d'impact
Formation d'un barrage
Formation d'un lac de barrage
Stabilités des terrains après l'évènement
Menace résiduelle
Autres types d'instabilités
Initiation d'un autre mouvement de terrain

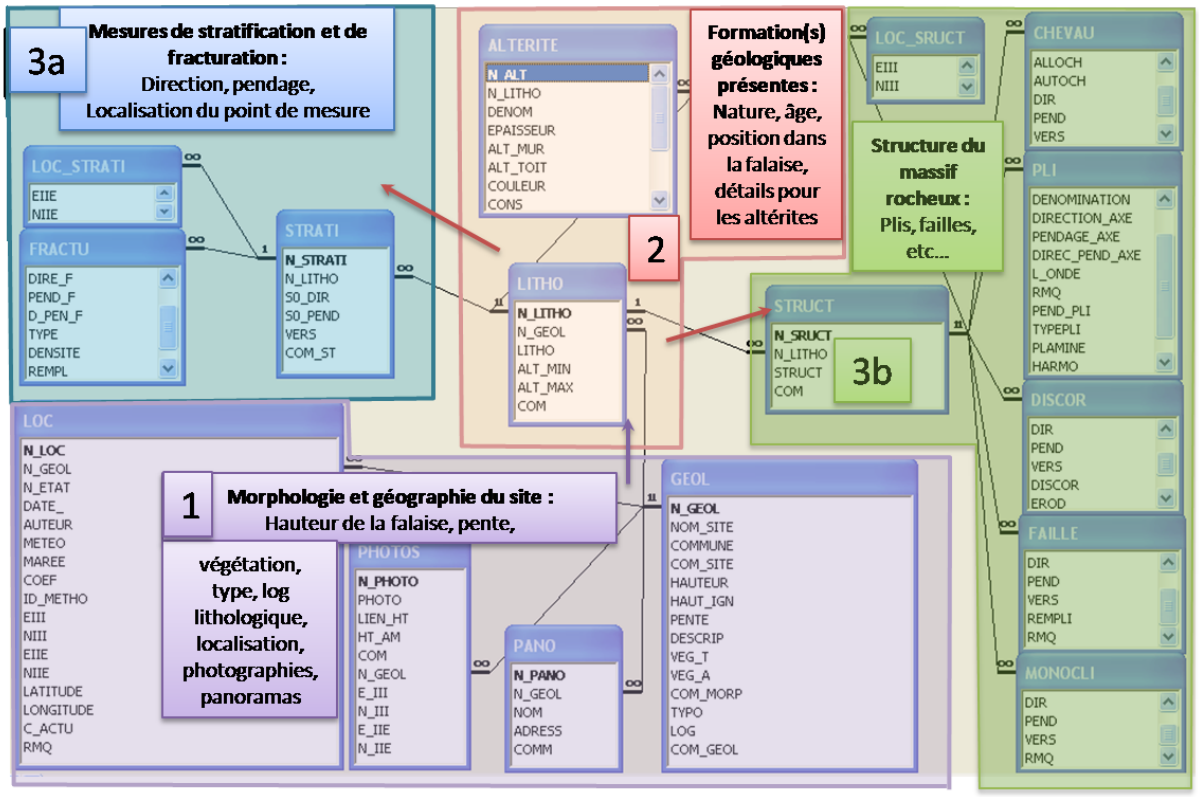
INFORMATIONS COMPLEMENTAIRES

Annexe 10

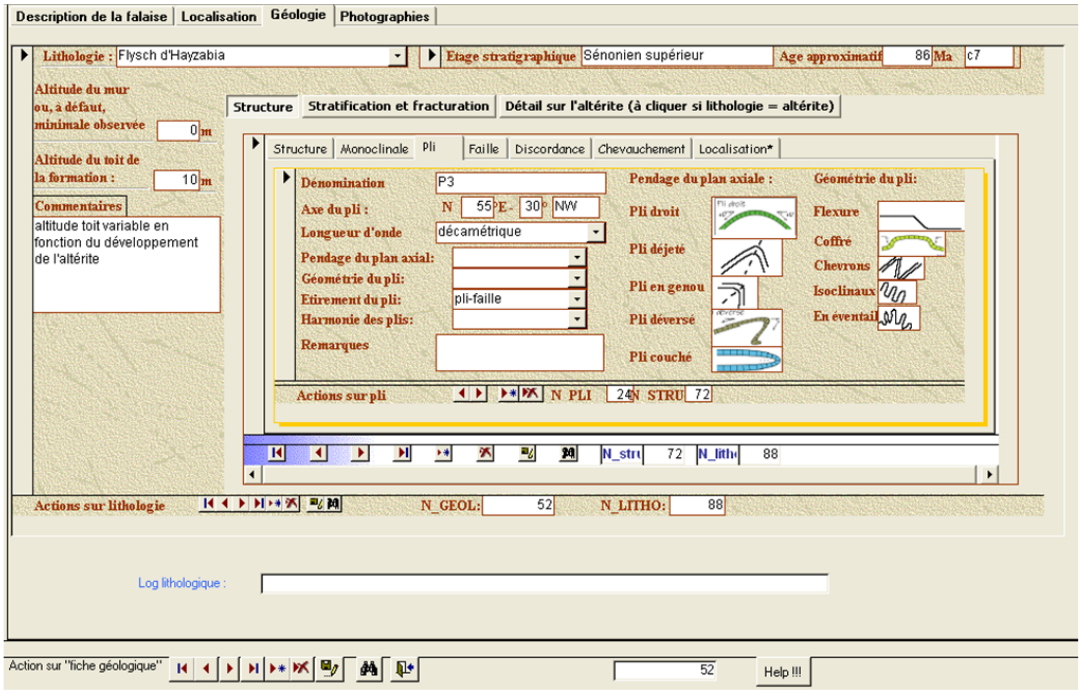
Bases de données

Base de données : Géologie

STRUCTURE (relation entre les tables Access (©Microsoft Office)) :

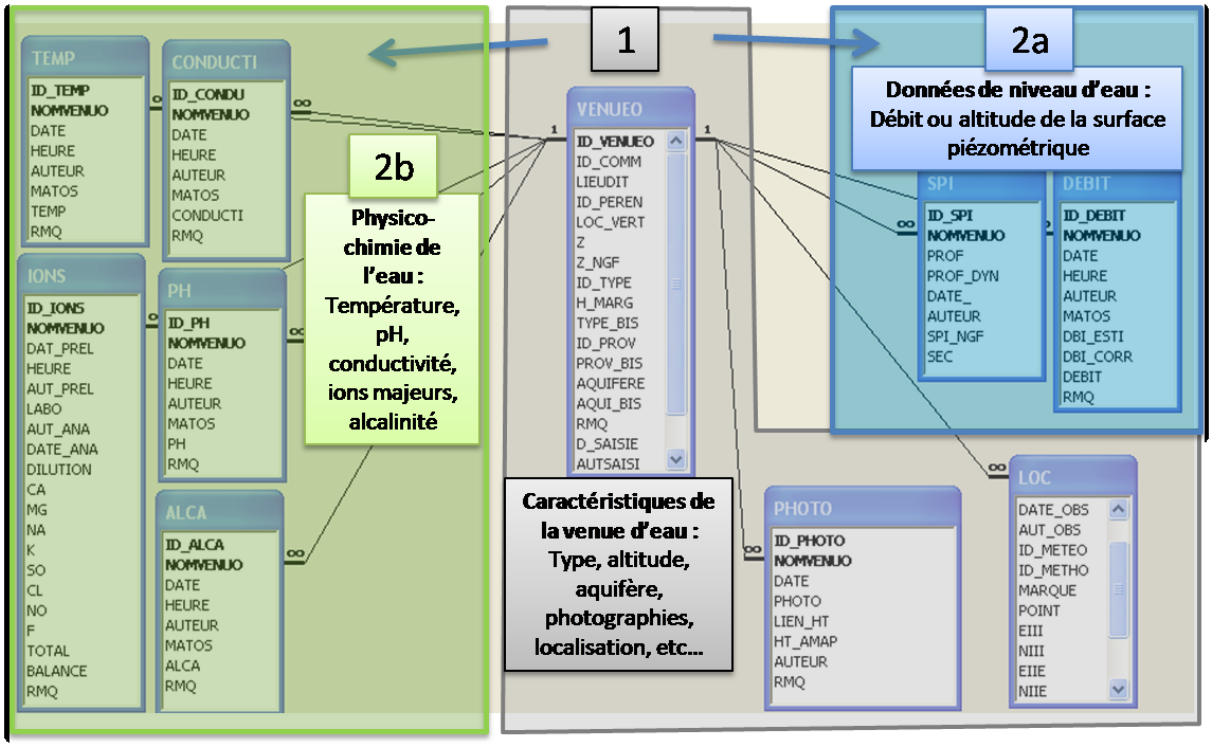


APERCU (Formulaire de saisie) :

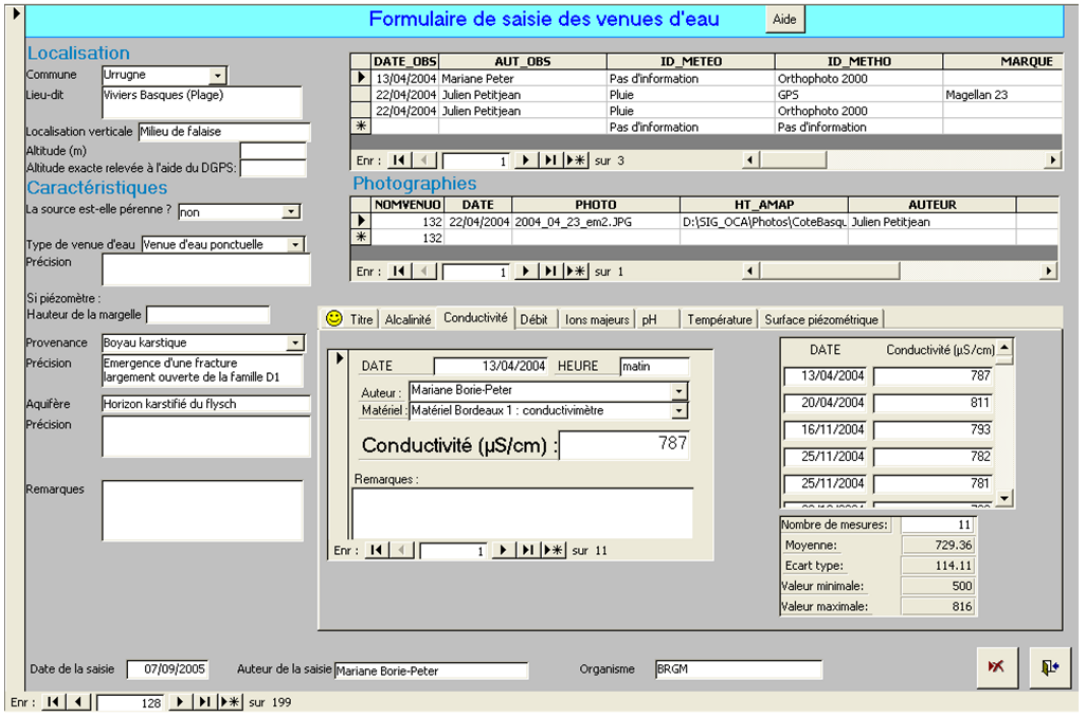


Base de données : Hydrogéologie

STRUCTURE (relation entre les tables Access (©Microsoft Office)) :

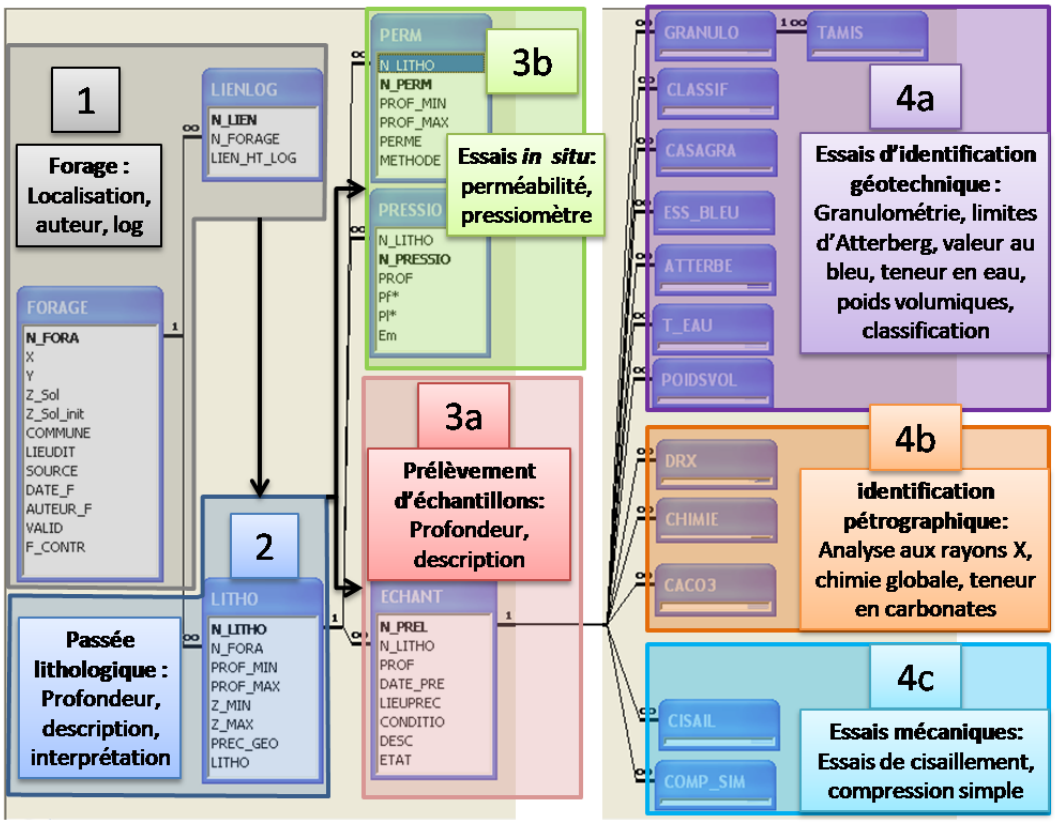


APERCU (Formulaire de saisie) :

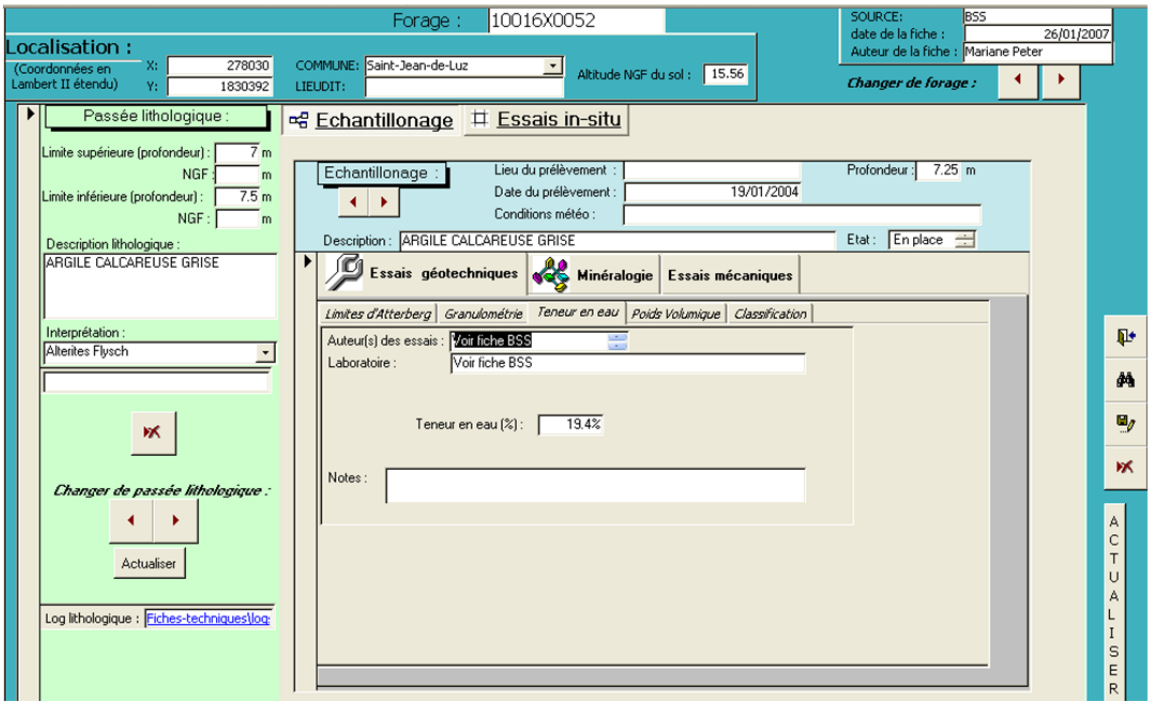


Base de données : Caractéristiques des roches

STRUCTURE (relation entre les tables Access (©Microsoft Office)) :

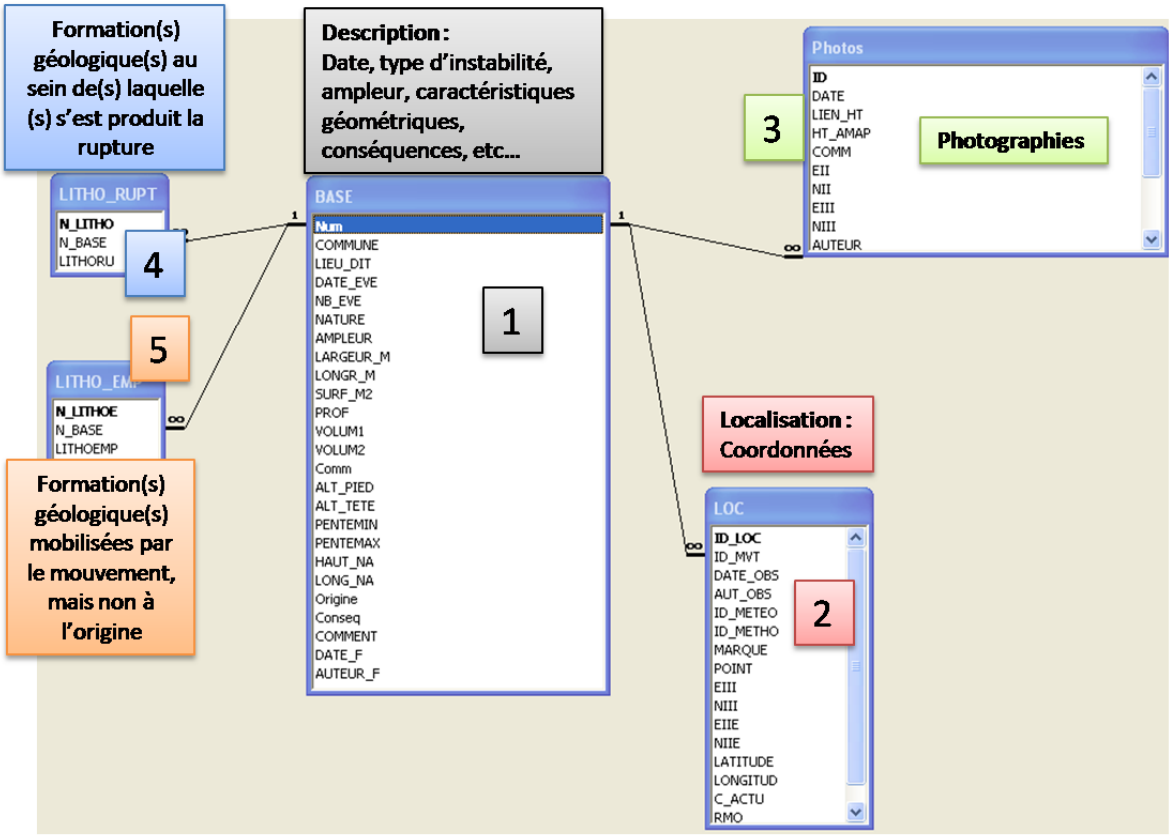
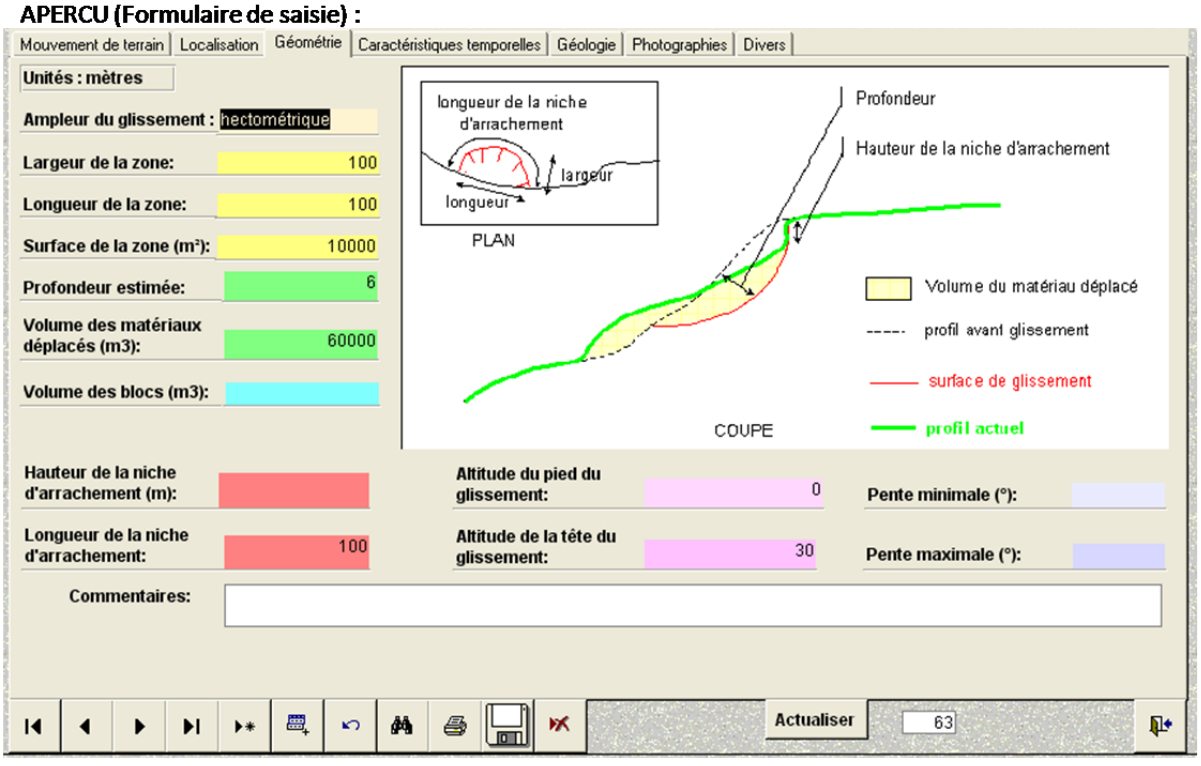


APERCU (Formulaire de saisie) :



Base de données : Mouvements de terrain

STRUCTURE (relation entre les tables Access (©Microsoft Office)) :



APERCU (Formulaire de saisie) :